

**Р. И. Петраченко**

**ВТОРИЧНЫЕ  
КВАРЦИТЫ,  
ПРОПИЛИТЫ  
И ОРУДЕНЕНИЕ  
В МЕЗОЗОЙСКИХ  
И КАЙНОЗОЙСКИХ  
ЭФФУЗИВАХ  
ПРИМОРЬЯ**

---

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Р. И. Петраченко

ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ,  
ПРОПИЛИТЫ И ОРУДЕНЕНИЕ  
В МЕЗОЗОЙСКИХ  
И КАЙНОЗОЙСКИХ  
ЭФФУЗИВАХ ПРИМОРЬЯ

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук Г. М. Фрейд

1580

552. + 551. 21



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск • 1974



Монография представляет собой первое сводное описание большинства открытых в Приморье проявлений вторичных кварцитов и ассоциирующих с ними пропилитов и руд среди мезокайнозойских эффузивов.

Характеризуются геологические условия, строение и зональность полей метасоматитов, их минералогический и химический состав, в том числе таких редких фаций, как дюмортьеритовая, цуннитовая, турмалиновая, серная; рассматриваются физико-химические условия, парагенезисы минералов, общие генетические особенности и закономерности развития приморских вторичных кварцитов. Освещаются перспективы региона в отношении нерудного и рудного сырья, связанного с вулканическими поясами Сихотэ-Алиня.

Книга предназначена для лиц, занимающихся вопросами вулканизма, минералогии, петрографии.

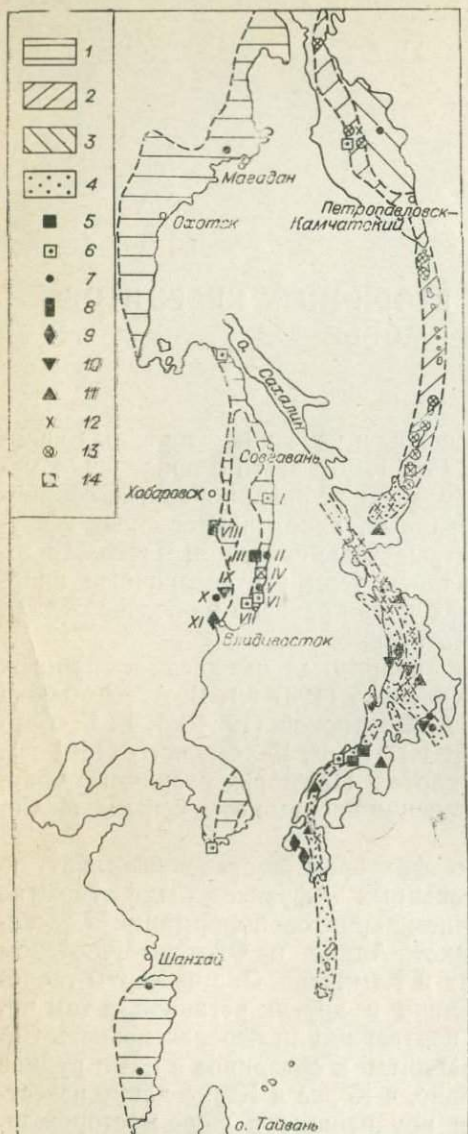
## ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ В ПРИМОРЬЕ

Специальные работы по поискам и изучению вторичных кварцитов в Приморье начались в 1960 г. До этого о проявлении метаморфизма в эффузивах и образовании окварцованных, серицитизированных, карбонатизированных, хлоритизированных эффузивов были известны только отрывочные сведения. Часто без достаточных оснований применялись термины «вторичные кварциты» и «пропилиты», но последующая ревизия не подтверждала развития именно этих метасоматитов.

Указания на вторичные кварциты имелись в работах П. С. Бернштейна и Л. И. Красного (1937 г.), В. А. Ярмолюка и С. Ф. Усенко (1964 г.), М. А. Фаворской (1954 г.), Г. Г. Марченко и Е. В. Быковской (1951 г.), Н. Е. Беляевского (1951 г.). На изданных геологических картах Приморья вторичные кварциты в их самостоятельном значении впервые отмечены Р. И. Соколовым в 1958 г.

Важным стимулирующим фактором постановки работ по поискам гидротермально измененных эффузивов было открытие различных проявлений вторично-кварцитовой формации в соседних областях: Северном Сихотэ-Алине и Охотско-Чукотском поясе, на Курильских островах и Камчатке. Общие черты геологического строения Сихотэ-Алиня и других регионов, в том числе Кореи, Китая и Японии, подтверждали перспективность Сихотэ-Алиня на вторичные кварциты и связанное с ними рудное и нерудное сырье. Действительно, в Корее и Китае давно известны и частью эксплуатируются крупнейшие в мире месторождения алунита, каолинит-серицитовых пород (фарфорового камня). Многочисленны и разнообразны проявления измененных эффузивов в Японии (рис. 1). К началу 60-х годов вторичные кварциты и рудоносные пропилиты были известны на севере Сихотэ-Алиня, позднее открыты золото-серебряное и ртутное оруденения в гидротермально измененных эффузивах Северо-Востока СССР и Камчатки.

В 1960 г. начинает работу по изучению вторичных кварцитов в Приморье Комплексная тематическая экспедиция Приморского



геологического управления. На первых порах был сделан уклон в сторону поисков алунитовых вторичных кварцитов как алюминиевого сырья, но затем задачи расширились до изучения всех фаций вторичных кварцитов. Итогом тематических и полевых ревизионных работ этой экспедиции, постоянное участие в которой принимал автор в период с 1960 по 1964 гг., явилась «Прогнозная карта поисков вторичных кварцитов

Рис. 1. Схема размещения вторичных кварцитов на Дальнем Востоке и в прилегающих областях. Составлена по материалам Р. И. Петраченко, Н. П. Савранского, Ли-Сы-Гуана, С. Ивао, Г. М. Власова, Е. Д. Петраченко.

1 — Восточно-Азиатский вулканический пояс; 2 — Центрально-Камчатская вулканическая зона; 3 — Восточно-Камчатская зона; 4 — вулканические зоны Японии; 5 — высокоглиноземистые породы с алунитом; 7 — алунитовые кварциты; 8 — пиррофилитовые кварциты; 9 — серицит-каолинитовые породы; 10 — серицитовые кварциты; 11 — каолинитовые кварциты; 12 — проявления вулканогенной серы; 13 — серно-алунитовые проявления; 14 — серное оруденение в высокоглиноземистых кварцитах.

Приморские проявления вторичных кварцитов: I — Самаргинско-Единское, II — бассейн р. Сигнальной, III — бассейн рек Ясной и Березовой, IV — Бринеровское, V — Ольгинское, VI — Евстафьевское, VII — Милоградское, VIII — Бикинское, IX — Покровское, X — Ляличи, XI — Гусевское.

в Приморье». Эта карта и объяснительная записка к ней представляли собой первую сводку известных к тому времени сведений о вторичных кварцитах, пропилитах и других гидротермально измененных породах вулканических поясов в южной части Сихотэ-Алиня. Для постановки геологоразведочных работ были рекомендованы Бикинский, Покровский, Самаргинский участки. В это же время по предложению В. И. Финько и В. М. Магидовича велась разведка Гусевского участка на юго-западе Приморья, увенчавшаяся открытием крупного месторождения кера-

мического сырья — каолинит-серицитовых кварцитов. В 1964 г. развернулись разведочные работы на участке «Космос» на р. Милоградовке и продолжались поиски новых участков вторичных кварцитов в прибрежной полосе Японского моря в пределах Дальнегорского и Ольгинского районов силами Восточной и Комплексной тематической экспедиций. Положительную роль в поисках алунитовых вторичных кварцитов в Приморье сыграл полевой метод экспресс-анализа на алунит (Коренбаум, Романова, 1962).

Петрографо-минералогические исследования вторичных кварцитов, проводились автором, и результаты их публиковались в ряде работ (Романова, 1965 а, б, 1966, 1968; Романова, Петраченко, 1968; Петраченко, Романова, 1966, 1968).

Дальнейшие открытия новых полей пропилитов, вторичных кварцитов и приуроченного к ним оруденения тесно связаны с геологосъемочными работами в районах развития вулканитов (бассейны рек Милоградовка, Аввакумовка, Маргаритовка, Ольга, Арсеньевка, Березовая). В последние годы интенсивно изучается северная часть края — Тернейский район, где открыты новые поля пропилитизированных, серицитизированных и окварцованных эффузивов с золото-серебряной минерализацией. В южной части Восточно-Сихотэ-Алинского пояса разведывается ряд олово-полиметаллических рудопроявлений в пропилитизированных меловых вулканитах.

---

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ВУЛКАНИЗМА

Геологическое строение Приморья неоднородно. Западная часть его территории входит в Восточно-Азиатскую область палеозойской складчатости, а восточная, большая, — в Сихотэ-Алинскую область мезозойской складчатости. На границе этих областей в западной части Приморья протягивается Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс. Восточную окраину области мезозойской складчатости занимает Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, являющийся одним из звеньев Восточно-Азиатского вулканического пояса. Вулканизму Сихотэ-Алиня посвящены работы Е. В. Быковской, Г. М. Власова, И. И. Берсенева, М. И. Ициксона, Л. И. Красного, Е. К. Устиева, М. А. Фаворской, Г. М. Фремда.

Вулканизм ранних и средних стадий развития Сихотэ-Алинской геосинклинали проявлен относительно слабо. Здесь отсутствуют или слабо выражены типичные для подводных излияний спилит-кератофировая и офиолитовая формации. Продук-

ты вулканической деятельности представлены лавами среднего состава и значительно реже — кислыми лавами.

Усиление магматической деятельности отмечается в нижнем мелу в завершающую стадию развития мезозойской складчатости, но максимум интенсивности магматизма относится к верхнему мелу — палеогену, т. е. к послескладчатой стадии развития Сихотэ-Алиня (Ициксон, 1964; Молчанова, Нагибина, Устиев, 1968). В эту стадию образовались мощные толщи кислых и средних лав и пирокластики, и произошло внедрение многочисленных интрузий гранодиоритов. Тесная пространственная связь интрузивных тел с эффузивами, преобладание гипабиссальных и субвулканических интрузий, сходство петрохимических составов магматических пород позволяют выделить в Сихотэ-Алине вулканоплутоническую ассоциацию верхнемелового — палеогенового возраста. Для вулканитов этой ассоциации характерны резкое преобладание пород кислого состава, большая роль туфов и игнимбритов. Отмеченные особенности вулканоплутонической ассоциации свидетельствуют, по мнению Е. В. Быковской, В. К. Ротмана (1964) и Г. М. Власова (1964), о сближении уровней эффузивного и интрузивного магматизма и расположении очагов магмы в приповерхностных частях земной коры. С этим же связаны частые прорывы газонасыщенной магмы на поверхность и образование больших масс игнимбритов.

В позднем кайнозое характер магматической деятельности резко изменился, что выразилось в излиянии на больших площадях базальтов и андезито-базальтов с образованием мощных покровов. Кислый вулканизм в эту стадию развития Сихотэ-Алиня проявлен очень слабо.

Вулканическая деятельность на поздних стадиях развития контролировалась глубинными разломами, что обусловило образование протяженных вулканических поясов.

**Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс**, выделенный М. И. Ициксоном и Л. И. Красным (1959) как внутриматериковая структура мел-палеоценового возраста, прослеживается на расстоянии около 1000 км вдоль Западного Приморья от п-ова Муравьева-Амурского на юге и почти до нижнего течения Амура на севере. Ширина пояса колеблется от 10 до 140 км. Пояс возник на границах областей разновозрастной складчатости: среднепалеозойской, позднепалеозойской и мезозойской под влиянием и контролем Западно-Сихотэ-Алинского, Даубихинского и Центрально-Сихотэ-Алинского структурных швов.

По последним данным (Тащи, Рыбалко и др., 1970), Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс представляет собой структуру более длительного развития — от среднего палеозоя до позднего мела — и состоит из пяти вулканических зон. В его развитии выделяется четыре периода проявления вулканизма: среднепалеозойский, раннепермский, позднепермский и поздне-меловой. Среднепалеозойский отмечен извержениями кислых туфов, игнимбритов, реже — лав в юго-восточной части пояса и об-

разованием карбонатно-эффузивной толщи в юго-западной части.

В раннепермский период вулканическая деятельность наиболее полно проявилась в восточной части пояса, в зоне Западно-Сихотэ-Алинского структурного шва. Комплекс вулканитов (дунайская свита и ее аналоги) представлен порфиритами и их туфами и фельзитами, причем в нижней части преобладают породы среднего состава, в верхней — кислые вулканиты. На крайнем юге раннепермский комплекс сложен в основном порфиритами и их туфами при общей мощности разреза 2000 м. Кислые вулканиты раннепермского возраста известны в пределах Ханкайского массива, но мощность их незначительна — около 300 м.

Наиболее широкое развитие в пределах Западного пояса имеют позднепермские вулканиты (владивостокская свита и ее аналоги). Состав их разнообразен: кислые лавы и туфы, андезитовые порфириты, спилиты, диабазы. Породы среднего состава больше тяготеют к Даубихинскому разлому, кислые — к Западно-Сихотэ-Алинскому. В составе позднепермского комплекса заметную роль играют игнимбриты.

В меловой период вулканическая деятельность на территории Западного Приморья (Тащи, Рыбалко и др., 1970; Игнатъев, 1970) проявилась главным образом в северной части вблизи крупного Алчанского разлома и в меньшей мере — в зоне Даубихинского разлома. Меловые вулканиты, выделяемые в разных зонах под названиями даданьшанской, петрозуевской, алчанской свит, выполняют наложенные впадины. В нижней части разреза преобладают основные и средние породы, а в верхней — кислые эффузивы и пирокластика.

В палеогене слабая вулканическая деятельность выразилась в излияниях липаритовых и андезитовых лав вдоль глубинных разломов на севере пояса. В неогене активизация вулканической деятельности на всей территории пояса привела к излияниям базальтов и андезито-базальтов.

Западно-Сихотэ-Алинский пояс представляет собой сложную и неоднородную структуру, имеющую унаследованно-наложенный характер развития (Фремд, 1970 а, б). Слагающие пояс вулканиты и сингенетичные интрузивные породы являются продуктами магматических очагов разной глубины: периферических близповерхностных и глубинных очагов недифференцированной базальтовой магмы. Петрохимические особенности пород Западно-Сихотэ-Алинского пояса (Тащи, Рыбалко и др., 1970) также подтверждают развитие двух магматических формаций: базальт-андезитовой и дацит-трахилпаритовой.

**Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс** протягивается вдоль побережья Японского моря от юго-восточной окраины Приморья до устья Амура. Общая длина его 1500 км при ширине от 40 до 120 км. Приморская часть пояса имеет длину около 700 км.

Восточно-Сихотэ-Алинский пояс представляет собой наложенную структуру, развившуюся под контролем Прибрежного

структурного шва и Восточно-Сихотэ-Алинского глубинного разлома на разнородных элементах фундамента. Пояс сложен верхнемеловыми и третичными интрузивными, эффузивными и вулканогенно-осадочными образованиями. Общая мощность вулканических продуктов 4—5 км. В их составе преобладают туфы, игнимбриты и лавы кислого состава, туфы и лавы андезитов.

Наиболее интенсивная вулканическая деятельность отмечается в зоне Прибрежного структурного шва, где наблюдается самый мощный и полный разрез пород. В основании его залегают сеноман-туронские вулканогенно-осадочные образования петрозевской или синанчинской свит. В составе вулкаников преобладают андезитовые порфириты и их туфы. Максимальная мощность их 800 м, но распространение ограниченное («Геология СССР», т. XXXII, 1969).

Выше залегает толща эффузивов (лав, туфов и игнимбритов кварцевых порфиров), известная раньше под названием «ольгинской серии» или ольгинских кварцевых порфиров. Аналоги или отдельные части этой серии выделялись исследователями под разными названиями: приморская, кисинская, арзамазовская, монастырская свиты. Максимальная мощность толщи составляет 2000—2200 м, но мощности в частных разрезах в южной части пояса падают до 1000 м. Эффузивы ольгинской серии выполняют вулканотектонические впадины, разбиты многочисленными разломами и прорваны интрузиями преимущественно гранитного состава.

Разрез верхнемеловых отложений венчается эффузивами датского возраста, выделяемыми в Приморье под названиями самаргинской и сияновской свит, представленных в основном андезитовыми порфиритами и их туфами и в небольшом объеме — более кислыми породами. Верхняя часть разреза датских эффузивов имеет кислый состав (богопольская или винская свиты). Датские эффузивы смяты в пологие складки и разбиты разломами, но общая степень дислоцированности их меньше, чем у эффузивов ольгинской серии. Степень насыщенности датских эффузивов интрузивными телами в современном эрозионном срезе также меньшая, чем у нижележащих эффузивов.

Палеоценовые вулканогенные образования Восточно-Сихотэ-Алинского пояса представлены кислыми пирокластическими породами тадушинской свиты (100—300 м). Они распространены в отдельных тектонических впадинах, залегают полого и разбиты сбросами с небольшой амплитудой перемещения.

Эоценовые базальты, андезито-базальты и их туфы (кузнецовская свита) образуют покровы мощностью до 400 м. Породы разбиты сбросами. Выше залегают олигоценовые эффузивы кислого состава — кхущинская свита (до 500 м).

Наиболее молодые вулканики — миоценовые и плиоценовые базальтоиды — слагают большие по площади плато (до нескольких тысяч квадратных километров) с общей мощностью до 700 м. Центры их излияний приурочены к Прибрежному разлому.

В целом для Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса характерно широкое распространение пород липарит-гранитовой формации, сформировавшейся в течение сенон-дата и раннего палеогена, и миоцен-плиоценовой формации базальтов.

Исследования последних лет, проведенные Ю. П. Бидюком, В. И. Рыбалко, Г. М. Фремдом, В. В. Ветренниковым, С. М. Тащи и другими, привели к представлению о том, что формирование вулканических поясов и зон Сихотэ-Алиня было неравномерным во времени и пространстве, происходило в пределах отдельных и независимых вулканотектонических структур. Для поясов свойственны вулканоплутонические комплексы, соответствующие периодам наиболее интенсивной магматической деятельности. Так, в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе их выделено пять: сеноман-туронский, сенонский, датский, палеогеновый и неогеновый (Фремд, 1970 в). Каждый включает в себя вулканические и одновременные по образованию плутонические породы — сеноман-туронский: вулканогенные, вулканогенно-осадочные толщи (петрозуевской и синанчинской свит), дайки, субинтрузии диоритов, реже — гранодиоритов и гранит-порфиров; сенонский (сенон-датский): лавы, игнимбриты и туфы липаритовых и дацитовых порфиров, близповерхностные интрузии приморских гранитоидов; датский: лавы и туфы липаритового и дацитового состава и малые интрузии гранит-порфиров, гранофиоров, гранодиорит-порфиров; палеогеновый: кислые пепловые туфы, туффиты, небольшие по объему излияния базальтов и андезитобазальтов и интрузии лейкократовых гранитов и гранодиоритов (последние связаны взаимопереходами с кислыми эффузивами); неогеновый: мощные толщи базальтов и андезитобазальтов и в очень небольшом объеме — продукты деятельности кислого вулканизма — дайки и некки липаритов.

Разнообразие составов вулканических и интрузивных пород комплексов, образование контрастных формаций может быть объяснено деятельностью разноглубинных магматических очагов магмы андезитового, липаритового и базальтового состава.

---

## **ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ, ПРОПИЛИТЫ И СВЯЗАННОЕ С НИМИ ОРУДЕНЕНИЕ ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА**

Как показали исследования, наиболее интересные, сложные по составу и строению проявления гидротермально измененных эффузивов — Бринеровское, Евстафьевское, Самаргинско-Един-

ское, Ольгинское, Милоградское и другие (см. рис. 1) — приурочены к Восточно-Сихотэ-Алинскому вулканическому поясу. Здесь же открыты рудопроявления полиметаллов, олова, вольфрама, мышьяка, сопровождающиеся вторичными кварцитами и пропилитами.

### БРИНЕРОВСКОЕ ПОЛЕ

Бринеровское поле расположено в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса на побережье Японского моря близ бухты Рудной. Гидротермально измененные породы развиты на площади немногим более 1 км<sup>2</sup>. Особенностью поля является широкое развитие вторичных кварцитов по интрузивным породам.

В геологическом строении района Бринеровского поля принимают участие вулканогенные и интрузивные породы верхнего мела и палеогена. Разрез вулканогенных пород, по данным Ф. И. Ростовского, представлен образованиями сияновской, монастырской, арзамазовской свит сенон-датского возраста и липаритами жерловой фации богопольской свиты палеоцена (рис. 2). Абсолютный возраст пород сияновской свиты 110 млн. лет. Взаимоотношения и возраст других свит точно не установлены.

В центральной части района развиты породы сияновской свиты: глыбовые, агломератовые и лапиллиевые туфы, сваренные алевро-псаммитовые туфы липаритовых (кварцевых) порфириров, туфолавы дацитов. Залегание пород пологое, падение восточное и северо-восточное под углом 10—20°. Состав свиты непостоянный, отдельные горизонты не выдержаны. Разрез сияновской свиты в поле вторичных кварцитов характеризуется преобладанием кристаллокластических алевро-псаммитовых туфов липаритовых порфириров (нижняя часть сияновской свиты). Общее количество обломков колеблется от 30 до 50%, размеры — 0,2—2,0 мм. Кристаллокластический материал состоит из кварца, плагиоклаза (олигоклаз-андезина), ортоклаза, очень небольшого количества биотита. Редкие обломки пород представлены липаритами и фельзитами. Цементирующая масса туфов стекловатая или слабо раскристаллизованная. Химические анализы туфа липаритового порфира, взятого в верховьях руч. Серного (нижняя часть сияновской свиты), и туфолавы дацита в верхней части сияновской свиты, обнажающейся севернее поля развития вторичных кварцитов в бассейне пади Васькова, приведены в табл. 1.

Породы сияновской свиты пространственно и, вероятно, генетически связаны с экстрюзиями дацитовых порфириров.

Остальная значительная часть площади описываемого района сложена породами арзамазовской и монастырской свит сенон-датского возраста (см. рис. 2). Арзамазовская свита представ-

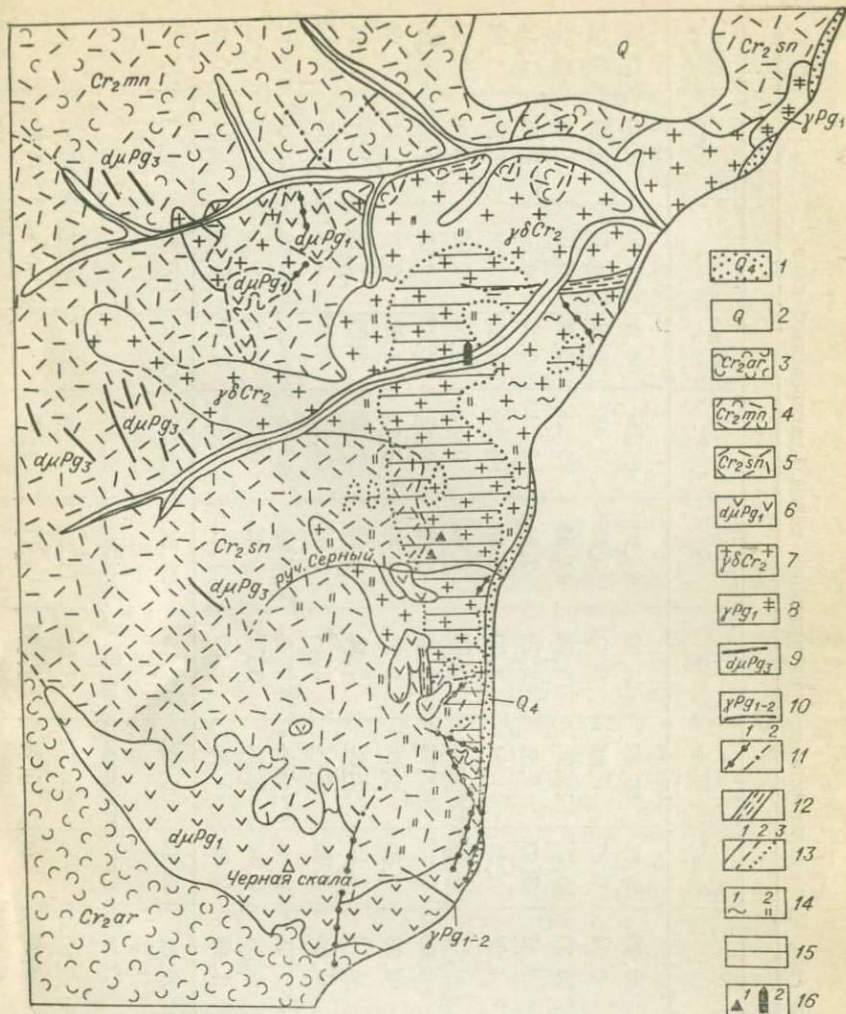


Рис. 2. Геологическая карта Бринеровского поля вторичных кварцитов. Составлена Б. В. Кузнецовым, Н. Е. Ростовской с дополнениями Р. И. Петраченко. 1 — прибрежные галечники; 2 — аллювиальные отложения; 3—5 — породы верхнего мела; 3 — арзамазовская свита; 4 — монастырская свита; 5 — сияновская свита; 6 — экструзивные андезитовые порфиры; 7 — гранодиориты и кварцевые диориты; 8 — дейоократовые граниты; 9 — дайки диабазовых, диоритовых и андезитовых порфиритов; 10 — дайка лейкократовых гранитов; 11 — тектонические нарушения: установленные (1), предполагаемые (2); 12 — зоны дробления; 13 — геологические границы: первичных пород установленные (1), предполагаемые (2), метасоматических пород (3); 14 — гидротермальные изменения: пропилитизация (1), серицитизация (2); 15 — вторичные кварциты; 16 — серное оруденение (1), выход цуннитовых кварцитов (2).

лена псаммитовыми туфами липаритовых (кварцевых) порфиров, агломератовыми и лапиллиевыми туфами, туффитами, туфопесчаниками. Монастырская свита (бывшая кисинская, по Е. В. Быковской и Н. С. Подгорной) сложена псаммитовыми туфами липаритовых порфиров. Характерная ее черта — наличие

Таблица 1

## Химический состав (вес. %) вулканогенных и интрузивных пород Бринеровского поля

Оксид	I		II			III					IV		
	9	10	3925	1	Сред- нее	3964	2	3	4	Сред- нее	5	6	Сред- нее
SiO <sub>2</sub>	71,60	60,08	60,49	59,20	59,84	66,52	64,39	64,99	64,06	64,98	73,90	73,40	73,65
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,60	0,80	0,94	0,87	0,65	0,47	0,65	0,48	0,56	0,27	0,40	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,75	12,98	15,20	16,30	10,75	16,70	15,34	14,58	15,23	15,48	13,19	13,04	13,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,61	2,24	5,13	2,82	3,97	1,81	2,70	2,24	2,53	2,32	0,83	1,46	1,14
FeO	2,48	3,05	1,77	4,93	3,35	1,94	3,00	3,29	3,26	2,85	1,34	1,74	1,54
MnO	He опр.	Сл.	0,15	0,11	0,13	He опр.	0,08	0,07	0,11	0,09	0,09	He опр.	0,04
MgO	0,76	5,06	1,94	2,60	2,27	2,13	2,47	1,87	2,83	2,32	0,79	0,51	0,65
CaO	1,41	7,03	3,38	6,23	4,80	3,15	3,97	4,49	4,72	4,08	0,77	1,41	1,09
Na <sub>2</sub> O	5,43	3,66	3,19	3,10	3,15	2,82	3,18	3,00	3,00	3,00	3,26	2,21	2,74
K <sub>2</sub> O	3,71	3,63	2,30	1,86	2,08	3,14	3,14	3,32	3,01	3,15	4,94	4,45	4,69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,38	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
H <sub>2</sub> O	0,06	0,08	0,78	0,34	0,56	0,14	0,32	0,32	0,26	0,26	0,29	0,18	0,23
П.п.п.	0,40	0,72	4,51	1,45	2,98	1,68	1,09	1,12	0,77	1,16	0,56	1,34	0,95
Сумма	100,55	99,51	99,64	99,88	99,75	100,68	100,15	99,94	100,26	100,25	100,23	100,14	100,17

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	16,14	12,6	10,89	9,635		10,54	11,68	11,37	10,93		13,54	10,91	
c	0,26	1,97	4,37	6,37		3,76	4,464	4,11	4,71		0,89	1,65	

<i>b</i>	6,9	19,4	11,68	13,30	10,80	9,826	9,73	11,13	6,05	6,28
<i>s</i>	77,4	66,03	73,06	70,7	74,89	74,03	74,79	73,23	79,52	81,16
<i>d'</i>	—	—	14,72	—	36,7	—	—	—	21,2	42,2
<i>f'</i>	54,2	24,0	55,90	55,0	3,04	53,8	52,7	47,9	31,2	45,2
<i>m'</i>	19,3	43,3	29,40	34,6	32,9	42,6	33,0	43,0	47,7	12,6
<i>c'</i>	26,6	31,8	—	10,9	—	24,5	14,10	9,2	—	—
<i>n</i>	69,0	40,8	68,5	73,5	57,1	60,6	58,0	60,0	50,0	42,5
<i>φ</i>	17,00	9,6	39,3	18,1	16,8	23,8	19,7	19,6	10,6	95,0
<i>q</i>	22,37	4,89	19,97	15,75	24,95	20,25	22,73	53,34	31,17	38,85
<i>a:c</i>	3,75	6,4	2,5	1,51	2,88	2,62	2,77	2,32	15,2	10,9
<i>l'</i>	0,32	0,7	1,08	1,23	0,72	0,555	0,73	0,57	0,28	0,4

I — вулканиты сияновской свиты: анализ № 9 — кристаллокластический туф лаваритового порфира (нижняя часть свиты); № 10 — туфолова да-  
 цита (верхняя часть свиты); II — кварцевые диориты: III — гранодиориты; IV — лейкократовые граниты. Анализы № 9, 10 и 1-6 выполнены в лабор-  
 атории ЦГУ, № 3925, 3934 — в лаборатории ДВНИ ДВНЦ АН СССР.

сваренных туфов. Состоят они из обломков кислых туфов, фельзитов и реликтовой пепловой цементирующей массы. Обычно она раскристаллизована до микро- или криптокристаллического состояния. Контакты арзамазовской и монастырской свит постепенные или тектонические, контакты монастырской и сияновской свит не вскрыты.

Группа экструзивных тел андезитовых порфиритов развита вблизи от поля вторичных кварцитов, среди пород сияновской свиты или на контактах ее с монастырской и арзамазовской свитами. Площади выходов экструзий 0,4—0,1 км<sup>2</sup>, контакты тел большей частью крутые, четкие и только экструзия «Черная Скала» — наиболее крупное тело площадью около 1 км<sup>2</sup> — имеет сложные взаимоотношения с вмещающими породами. Ее юго-западный контакт с арзамазовской свитой тектонический, а контакты с туфами сияновской свиты то четкие, то постепенные с переходами от туфолавок туфам андезитовых порфиритов и далее к туфам смешанного состава. Большая разница в составе пород экструзий и окружающих их кислых туфов не дает возможности говорить о генетической связи экструзивных куполов андезитовых порфиритов с породами сиянов-

ской или других развитых здесь свит преимущественно кислого состава. Скорее всего, они представляют производные самостоятельного очага.

Время образования куполов определяется как дат или палеоцен на основании взаимоотношений их с соседними вулканогенными свитами и интрузивными породами. Экструзия «Черная Скала» сечется дайкой аплитовых гранитов, возраст которых определяется как палеогеновый, в соответствии с чем датируется и возраст самой экструзии.

Интрузивная деятельность в районе выразилась внедрением гранитоидов, образующих крупный Береговой массив. Он занимает прибрежную полосу площадью более 2 км<sup>2</sup> в центральной части описываемого района, вытянут в северном направлении на 2,5 км и имеет неодинаковую ширину выхода (от 300 м до 2,5 км). Кровля интрузива неровная, многочисленные ее выступы обнажаются западнее основного выхода, среди вулканогенных пород. Контакты интрузии с вмещающими породами севернее руч. Быстрого пологие, с углами падения 20—30° на север-северо-запад. Южная граница интрузива крутая, с падением на юго-запад под углом 70—75°. В западном направлении массив погружается под туфы сияновской свиты под углом 30—40°. Для интрузии характерны системы пологих и субвертикальных трещин. Последние особенно развиты в центральной части интрузива, на расстоянии 500—800 м к югу от устья руч. Быстрого. Пологие трещины следуют обычно направлению падения кровли.

В составе интрузии выделены три фазы. Фаза I представлена диоритами и кварцевыми диоритами. Они обнаружены в юго-западной части интрузии при бурении скважин и в береговых обнажениях к югу от устья руч. Быстрого. Диориты представляют собой порфировидные мелкозернистые породы с вкрапленниками плагиоклаза, роговой обманки, в меньшей мере — биотита. Плагиоклаз обычно зонален — в центре андезин № 32—40, по краям — олигоклаз и олигоклаз-андезин № 25—30. Плагиоклазы основной массы представлены андезином. Биотит в диоритах развивается по роговой обманке и в основной массе породы в виде мелких ксеноморфных зерен. Количество кварца составляет 5—20%, в связи с чем могут быть выделены кварцевые диориты и диориты. Химический состав пород из группы диоритов приведен в табл. 1.

Интрузивная фаза II представлена гранодиоритами, плагиогранитами. Они слагают большую часть Береговой интрузии. По характеру темноцветных минералов гранодиориты подразделяются на роговообманковые и биотитовые. Размеры фенокристаллов плагиоклаза и роговой обманки достигают 5—8 мм. Количество их составляет 30—40% от всей породы. Плагиоклаз полисинтетически сдвойникован, зональный. Центральная часть сложена андезином № 45—50, периферические зоны — андезином № 32—40 и олигоклазом № 25—30. В основной массе

кристаллы плагиоклаза имеют размеры 0,4—0,8 мм и представлены андезином и олигоклазом. Роговая обманка обыкновенная, образует как крупные фенокристаллы, так и мелкие узкие призматические зерна размерами 0,3—0,4 мм. Биотит образует фенокристаллы в биотитовых гранодиоритах или развивается по роговой обманке в роговообманковых разностях. Калишпат представлен антипертитами замещения и микропегматитовыми сростками с кварцем. По оптическим свойствам может быть отнесен к ортоклазу и микроклину. Аксессуары представлены сфеном, цирконом, апатитом, пиритом.

Фаза III Берегового интрузива представлена лейкократовыми гранитами: аляскитами и аплитовидными гранитами. Они образуют тела размерами 500 м в длину при ширине 100—200 м в северной части массива и многочисленные дайки и жилы в гранодиоритах на остальной его части. Секущий характер инъекций светлых розоватых гранитов по отношению к диоритам и гранодиоритам хорошо виден в береговых обрывах к югу от устья руч. Быстрого. Главные минералы: кварц — 30—45%, калишпат (ортоклаз) — 40—50%, микропертит, альбит-олигоклаз и олигоклаз до № 20—5—15%; из второстепенных: биотит (1—5%); аксессуары: апатит, циркон, сфен, рутил, пирит, галенит, сфалерит. По химическому составу различаются породы, близкие к гранитовому аплиту, по Р. Дэли, и породы с повышенным содержанием кремнезема и окиси калия.

Определение абсолютного возраста калий-аргоновым методом пород Береговой интрузии дает цифры 88—66 млн. лет (Н. И. Полевая, ВСЕГЕИ) соответственно для гранодиоритов II фазы и лейкократовых (аляскитовых) гранитов.

Дайковая серия представлена андезитовыми, диоритовыми и диабазовыми порфиритами. Это молодые магматические образования эоцен-олигоценового возраста (39 млн. лет по определению абсолютного возраста калий-аргоновым методом). Помимо этих широко распространенных даек основного состава открыта дайка аляскитового гранита, аналогичная по составу породам III фазы Береговой интрузии, секущая экструзию андезитовых порфиритов «Черная Скала».

Жильные образования не пользуются широким распространением в районе развития вторичных кварцитов. Здесь известны жилы кальцита, турмалина и кварца. Кварц-турмалиновые, иногда кварц-хлорит-турмалиновые жилы пространственно тесно связаны с аляскитовыми гранитами в северной части массива.

Дизъюнктивная тектоника широко проявлена на всей описываемой площади. Особенно густая сеть дизъюнктивов наблюдается в береговой части района, в местах выходов интрузивного массива. Относительно меньше тектонических нарушений среди вулканогенных пород. Преобладают зоны дробления, разломы, подвижки с небольшими амплитудами смещения. В большинстве случаев они отражены в рельефе образованием характерных форм: крупных, как бы срезанных поверхностей,

вертикальных столбов на пересечении нескольких нарушений или, наоборот, узких и глубоких ущелий в береговых обрывах. Эти признаки сопровождают сравнительно молодые нарушения, относящиеся к современному или, по крайней мере, третичному периоду. Вдоль молодых нарушений минерализации почти не наблюдается или выражена развитием мономинеральных кальцитовых жил и образованием экзогенных минералов — охр и сульфатов. Поздние тектонические нарушения также фиксируются зонами перетирания и зеркалами скольжения в телах вторичных кварцитов и смещением зоцен-олигоценых даек основных пород. Большую роль в истории формирования района и образовании поля вторичных кварцитов играли тектонические нарушения, проявившиеся в период становления Береговой интрузии. Зона повышенной трещиноватости протягивается в субмеридиональном направлении от экстрезии «Черная Скала» через руч. Серный до руч. Быстрого, обнаруживается по гидротермальной минерализации пород. К югу от устья руч. Быстрого наблюдаются зоны дробления мощностью 5—50 м. Они сопровождаются сульфидизацией и карбонатизацией, а также обохренностью пород. Вдоль трещин образуются маломощные зоны грейзенизации и проникают дайки и апофизы гранитов и порфириров.

По аналогии с непосредственно наблюдаемыми явлениями «дорудные» тектонические нарушения предполагаются в местах выходов линейно-вытянутых зон минерализации среди вулканитов и интрузивных пород. Наиболее мощные, ветвящиеся зоны отвечают пересекающимся относительно крупным тектоническим нарушениям (главное тело вторичных кварцитов в бассейне руч. Серного, вытянутое в северо-западном направлении и уходящее на глубину до 200 м). Элементы залегания наблюдаемых в обнажениях и предполагаемых в зонах минерализации тектонических нарушений совпадают. Преобладают субмеридиональные простирания с крутыми углами падения, северо-западные и пологие нарушения с падением на запад.

Постмагматически измененные породы Бринеровского поля представлены контактово-метаморфизованными породами и продуктами гидротермального метасоматоза ранней щелочной, кислотной и поздней щелочной стадий: калиево-силикатными (ортоклаз-биотитовыми) метасоматитами, пропилитами, грейзенами, грейзеноподобными и высокоглиноземистыми вторичными кварцитами, серными и мышьяковыми рудами. Все постмагматические изменения связаны с долгоживущим магматическим очагом, производными которого являлись в свое время диориты, гранодиориты и граниты Берегового интрузивного массива, дайки и жилы. С внедрением фаз Береговой интрузии связан контактовый метаморфизм в вулканогенных породах и в интрузивных породах ранних фаз. Контактные изменения тесно переплетаются с последующими гидротермально-метасоматическими, которые также происходили в несколько стадий и в условиях меняющихся кислотности — щелочности, температуры и

давления. Все это привело к развитию разнообразных типов изменений пород, часто образующих тела сложной формы. Наложение последовательных стадий метаморфизма и сходство состава их продуктов затрудняют выделение отдельных стадий или типов метаморфизма. Это относится к слабым изменениям типа пропилитизации и аутометасоматическим изменениям в интрузивных породах, к контактовому ороговикованию и калиево-силикатному метасоматозу ранней щелочной стадии, к окварцеванию и серицитизации, мусковитизации, свойственным как грейzenам, так и вторичным кварцитам.

**Контактово-метаморфизованные породы.** Вулканы сияновской и монастырской свит на контакте с Береговой интрузией окварцованы и биотитизированы. Содержание биотита в туфах липаритовых порфиров увеличивается до 10—15%, максимум до 20—25% при 2—5% биотита в неизмененных туфах. Вторичный биотит обычно представлен буро-зеленой разностью в виде мелких ксеноморфных пластинок (0,15—15 мм). Он образует скопления, подобия прожилков, а иногда развивается даже в контурах кристаллов плагиоклаза. Цементирующая масса туфов обычно раскристаллизована, окварцована и биотитизирована. Кварц во вкрапленниках и обломках обычно не видоизменен, реже перекристаллизован в мелкозернистый агрегат кварца. Полевые шпаты сохраняются, но в наиболее сильно измененных разностях плагиоклазы замещены биотитом. Обломки пород — обычно типа фельзитов или раскристаллизованного стекла туфов — превращаются в более крупнозернистые агрегаты, а некоторые избирательно интенсивно биотитизированы (вероятно, это обломки среднего состава). На границе с экструзивными телами андезитовых порфиритов в зоне мощностью 20—50 м в кислых туфах и туфолавах отмечается слабая эпидотизация, хлоритизация и карбонатизация.

В интрузивных породах при внедрении последующих фаз контактовые изменения выразились в увеличении содержания актинолита в диоритах, калишпата в диоритах и гранодиоритах, кварца — в гранодиоритах. Однако с уверенностью отнести те или иные изменения в интрузивных породах к контактовым невозможно — они совмещаются и усиливаются последующим интенсивным гидротермальным метасоматозом.

**Ортоклаз-биотитовые изменения.** В Бринеровском поле большая часть изменений связана с растворами кислого характера. На этом фоне довольно резко проявлены процессы явно щелочной стадии — ортоклазизация и биотитизация. Особенно они выражены в туфах сияновской свиты и менее в гранодиоритах Берегового массива. В кислых туфах и туфолавах липаритовых порфиров появляются порфиробласты и псевдоморфозы ортоклаза по плагиоклазу и вторичный биотит, образующий неправильные скопления или псевдоморфозы призматической формы, состоящие из мелких чешуек (сотые-десятые доли миллиметра) зеленовато-бурого цвета.



Степень метаморфизма в туфах в большинстве случаев незначительна — сохраняются и структура, и первичные минералы: кварц, отчасти плагиоклаз. Цементирующая масса, как правило, представляет собой микрозернистый агрегат кварца, кислого плагиоклаза (иногда альбита), биотита, рудного. Реже образуются grano- и порфиробластовые породы, на 60—70% состоящие из вторичных минералов — биотита, ортоклаза, кварца и реликтовых плагиоклазов. Последние обычно альбитизированы. Подобные продукты щелочного гидротермального метасоматоза Крейси и Бернхэм (Creasey, 1959; Burnham, 1962) выделили в самостоятельную калиево-силикатную фацию или ортоклаз-биотитовую субфацию.

В гранитоидах изменения щелочной стадии проявлены в калишпатизации плагиоклазов и обильной биотитизации. Ореол их развития не очень широк — главным образом в южной части интрузии (устье и нижнее течение руч. Серного). Точно разграничить эпимагматическую биотитизацию и калишпатизацию от гидротермальных процессов трудно, но интенсивные изменения с образованием пород, на 30—40% состоящих из вторичных минералов (биотита, кварца, ортоклаза), несомненно, происходят в гидротермальную стадию. Максимум изменений подобного рода приводит к возникновению кварц-биотитовых пород. Они встречены в левом борту руч. Серного. Биотитовые породы образуют небольшое линзообразное тело размером  $20 \times 10$  м<sup>2</sup>, уходящее на глубину 30—40 м. Границы его с вторичными кварцитами серицитовой и турмалин-серицитовой фаций резкие. Биотит представлен сильно магниальной разностью и по оптическим свойствам ( $N_g = 1,595$ , плехроизм от бледно-желтого по  $N_p$  до оранжево-коричневого по  $N_g$ ) может быть отнесен к богатому железом флогопиту. Вместе с тем встречаются более железистые биотиты, у которых  $N_g \approx N_p = 1,624—1,626$ . Взаимоотношения биотитов с типичными минералами вторичных кварцитов не наблюдались, но замечены признаки осветления биотитов и перехода в мусковит.

**Пропилитизированные породы.** В Бринеровском поле выделяются несколько видов пропилитов:

1. Пропилитизированные породы краевых частей экстрезивных куполов. Изменения в них выражены эпидотизацией, хлоритизацией и карбонатизацией плагиоклазов, темноцветных, обломков пород и стекла. Кальцит иногда образует прожилки и выполняет пустоты в породе, т. е. является одним из поздних минералов. Пропилитизация экстрезивных андезитовых порфиритов и их туфов связана с процессом формирования самих экстрезивий, т. е. носит аутометасоматический характер. Во вмещающие экстрезивные кислые породы эпидотизация и хлоритизация переходят в очень незначительной степени.

2. Пропилиты, пространственно и генетически связанные с формированием вторичных кварцитов. Они развиваются в краевой зоне вторичных кварцитов. Мощность ее не везде одинакова,

и симметричного окаймления вторичных кварцитов пропилитами не наблюдается. Часто вторичные кварциты переходят в неизменные породы через зоны серицитизированных, окварцованных и биотитизированных пород.

Наиболее выраженные зоны пропилитов развивались на северном фланге главного тела вторичных кварцитов на участке Серном, менее заметная пропилитизация сопровождается вторичные кварциты по западной границе этого же тела.

Пропилитизированные породы не только окаймляют тела вторичных кварцитов, но иногда встречаются и среди них в виде блоков и линз. По минералогическому и химическому составу (табл. 2) среди них различается несколько разновидностей:

а) серицит (гидросерицит)-хлорит-кварцевые пропилиты с возможной примесью карбоната и постоянными примесями пирита, апатита, лейкоксена, рутила. Общее количество вторичных минералов 90%. В полностью замещенных породах характер эдукта с уверенностью не определяется. Пропилиты серицит-хлорит-кварцевого состава тесно связаны с серицитовыми кварцитами. Резкой границы между ними не существует.

Т а б л и ц а 2

Химический состав (вес. %) пропилитизированных пород Бринеровского поля

Оксид	I			II				
	18	3668	средн.	19	3689	3683	3681	средн.
SiO <sub>2</sub>	62,16	59,32	60,74	64,20	62,00	65,00	70,32	65,48
TiO <sub>2</sub>	0,52	0,12	0,32	1,02	0,10	0,06	0,35	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,18	21,01	18,09	11,59	22,51	18,46	10,21	15,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,83	0,80	1,81	3,81	0,99	0,81	4,80	2,60
FeO	1,96	0,57	1,27	1,38	0,40	0,27	0,47	0,65
MnO	сл.	0,04	0,02	0,06	0,01	0,03	0,13	0,06
MgO	2,78	4,35	3,56	2,53	1,05	1,79	2,30	1,92
CaO	3,52	1,00	2,26	2,46	0,76	1,24	2,65	1,78
Na <sub>2</sub> O	2,67	1,53	2,10	0,84	0,04	0,11	0,17	0,29
K <sub>2</sub> O	2,42	1,57	2,00	3,08	2,06	4,13	2,08	2,84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	Не опр.	Не опр.	0,08	Не опр.	Не опр.	0,04	Не опр.
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,68	»	»	2,67	0,20	»	Не опр.	1,43
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	1,37	0,73	0,06	0,27	0,06	»	0,13
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Не опр.	3,56	Не опр.	Не опр.	4,37	2,11	»	Не опр.
П. п. п.	4,38	3,82	4,06	6,20	5,31	4,16	7,28	5,74
Сумма	100,30	99,06		99,98	100,07	98,24	100,80	

I — пропилитизированные гранодиориты (хлорит-карбонат-серицитовая фация с примесью эпидота); II — кварцевые пропилиты (серицит-карбонат-кварцевого состава). Анализы № 18, 19 выполнены в лаборатории ПГУ, остальные — в лаборатории ДВГИ.

Полевые шпаты во вкрапленниках замещаются серицитом или гидросерицитом, роговая обманка и биотит — хлоритом, отчасти серицитом или мусковитом, лейкоксеном, сфеном. Карбонат (10—15%) обычно выделяется несколько позднее основной массы вторичных минералов, накладываясь на серицитовые и хлоритовые псевдоморфозы или образуя прожилки и линзы;

б) карбонат-серицит-кварцевые пропилиты с примесью пирита, рутила, апатита, сфена. От первичной породы сохранились только кварц, а полевые шпаты и темноцветные полностью замещены карбонатом, серицитом и кварцем. Содержание минералов: карбоната 5—25%, серицита 30—40%, пирита 5—10%. Серицит чаще всего очень тонкоchешуйчатый (сотые доли миллиметра), с пониженным преломлением, двупреломлением, окрашен в желтовато-буроватые тона, т. е. близок к гидросерициту. Вместе с тем наблюдаются скопления и обычного серицита с двупреломлением второго порядка. Карбонат образует в основной массе породы псевдоморфозы и мелкокристаллические агрегаты;

в) хлорит-карбонатные пропилиты. Развиваются на большом удалении от центральных зон метасоматоза. В отличие от первых двух разновидностей здесь слабо выражены или вообще не проявлены серицитизация и окварцевание. В породах частично сохраняются полевые шпаты и полностью — первичный кварц. Общее количество вторичных минералов не столь велико: 10—25%. Замещению подвергаются в первую очередь темноцветные, затем полевые шпаты. Оставшиеся от замещения хлоритом и карбонатом полевые шпаты обычно сильно пелитизированы.

Пропилитизация, сопутствующая вторичным кварцитам, объяснена своим происхождением действием тех же растворов, которые прежде, в центральных зонах, обусловили кислотное выщелачивание пород с образованием вторичных кварцитов. Выделенные разновидности околокварцитовых пропилитов развиваются последовательно по мере нейтрализации и ощелачивания растворов. Локальные нарушения последовательности вызываются «вспышками» кислотного выщелачивания вдоль многочисленных мелких нарушений вдали от главных тел вторичных кварцитов.

3. Пропилитизация, наложенная на продукты кислотного выщелачивания и связанная с поздней щелочной стадией метасоматоза. Выражается в карбонатизации, хлоритизации, цеолитизации каолинит-серицитовых, турмалин-серицитовых и серицитовых кварцитов.

**Вторичные кварциты.** Наиболее интенсивное выщелачивание проявилось в центральной и южной частях Берегового интрузива, в зоне его эндоконтакта, и в меньшей мере — во вмещающих туфах сияновской свиты.

Вторичные кварциты и ассоциирующие с ними пропилиты вытягиваются в виде полосы субмеридионального направления, секущей контакты интрузии и небольшой экстрезии андезитовых порфиритов (см. рис. 2 и 3). Зональности в расположении тел

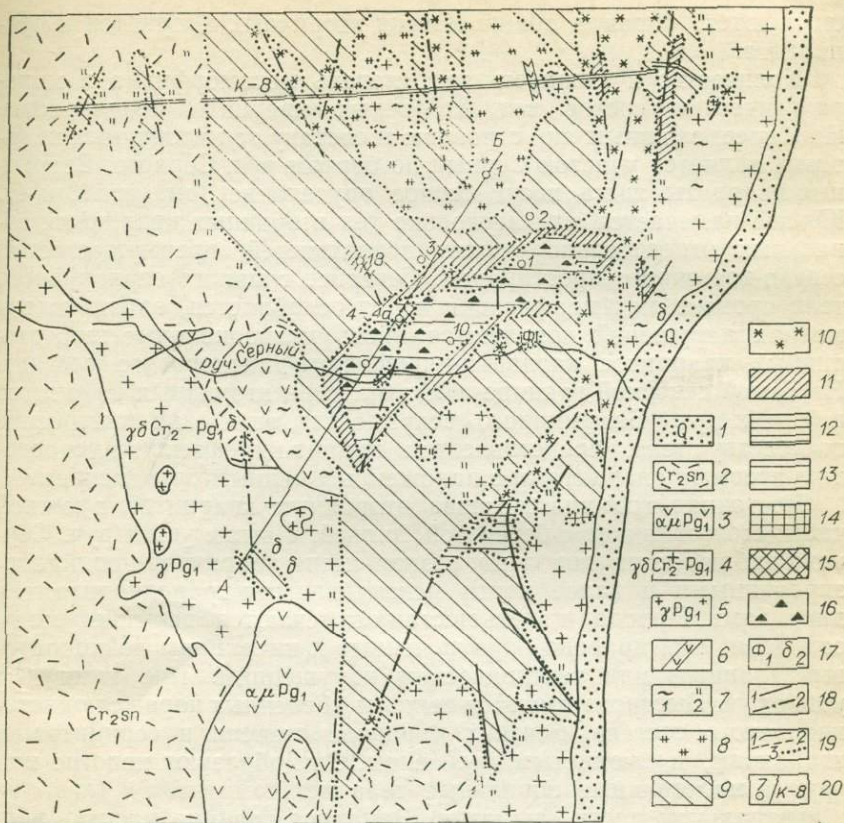


Рис. 3. Геологическая карта Серного участка Бринеровского поля. Составлена Р. И. Петраченко с использованием материалов ПГУ.

1 — прибрежные песчано-галечниковые отложения; 2 — литокристаллокластические туфы лавитовых порфиров и дацитов сияновской свиты верхнего мела; 3 — экструзии андезитовых порфиров палеогена; 4 — гранодиориты и диориты верхнего мела — палеогена; 5 — палеогеновые граниты; 6 — дайки андезитовых порфиров; 7 — пропилитизация (1), серицитизация (2); 8 — серицит-хлорит-кварцевые пропилиты; вторичные кварциты: 9 — серицитовые; 10 — турмалинсодержащие, 11 — каолинит-серицитовые; 12 — каолинит-серицит-пирофиллитовые; 13 — диаспор-пирофиллит-диккитовые; 14 — андалузит-серицитовые; 15 — диаспор-пирофиллитовые; 16 — серное оруденение; 17 — флогопитизация (1), биотитизация (2); 18 — тектонические нарушения: установленные (1), предполагаемые (2); 19 — геологические границы: установленные (1), предполагаемые (2), фаций измененных пород (3); 20 — скважины и каналы.

и фаций вторичных кварцитов по отношению к контактам не наблюдается. Общий контур измененных пород, как и отдельных тел, определяется тектоническими нарушениями. Признаки дробления пород отчетливо выступают на юге полосы вторичных кварцитов и менее четко — в центральной части.

Весь массив вторичных кварцитов сложен несколькими полизональными, в той или иной степени симметрично построенными телами. Каждое имеет свою осевую зону, отвечающую подводющему газогидротермы каналу. Краевые зоны отдельных тел

смыкаются, образуя общий массив вторичных кварцитов и пропилитов.

Количество и мощность зон, степень метаморфизма и минералогический состав тел вторичных кварцитов неодинаковы. Наиболее сложным по строению и составу тел вторичных кварцитов является участок Серный по бортам руч. Серного. Вторичные кварциты здесь несут серное оруденение (см. рис. 3 и 4). Южнее намечается еще несколько тел вторичных кварцитов, зональных относительно осевых поверхностей, преимущественно северо-восточного простирания. Севернее главного сернорудного тела процесс метаморфизации пород ослабляется, однако вдоль мелких нарушений появляются вновь полизональные тела вторичных кварцитов каолинит-пирофиллит-диаспорового состава. На самой северной границе всего массива вторичных кварцитов в бортах руч. Безымянного вскрывается еще одно интересное по составу тело, представленное цуниит-пирофиллит-мусковит-диккитовыми кварцитами с наложенным серным оруденением.

Восточная граница массива вторичных кварцитов в южной части его совпадает с береговой линией, а выше устья руч. Серного наблюдается довольно резкая смена кварцитов пропилитизированными и далее почти неизменными гранодиоритами и диоритами. Правда, и здесь местами отмечаются «вспышки» метасоматоза, как правило, приуроченные к инъекциям лейкократовых гранитов или тектоническим нарушениям. Так, к югу от устья руч. Быстро имеются выходы обеленных пород слюдистокварцевого состава, близких в равной степени и серицитовым кварцитам, и слюдистым грейzenам. Они образуют пологие или крутые маломощные зональные тела метасоматитов и тяготеют к центральной части интрузии. Западная граница массива вторичных кварцитов проходит уже в основном по туфам и туфолавам липаритовых порфиров и характеризуется постепенным переходом серицитовых кварцитов в серицитизированные туфы и туфолавы. Вместе с тем здесь еще раз подтверждается связь метасоматоза с тектоникой — на фоне слабо измененных пород неоднократно появляются маломощные линейно-вытянутые зонки серицитовых кварцитов или турмалин-мусковитовых пород.

Очень сложную границу имеет массив на юге, где интенсивно проявлена и «дорудная», и «послерудная» тектоника. Вдоль нарушений образуются узкие «языки» вторичных кварцитов, а между ними сохраняются блоки слабо измененных пород.

Глубина распространения вторичных кварцитов различна. Вдоль осевой поверхности главного сернорудного тела на левобережье руч. Серного она составляет около 200 м (по данным бурения). В краевых частях поля, удаленных от главных контролирующих структур, кварциты выклиниваются на глубинах до 50 м. Таким образом, подошва массива вторичных кварцитов представляет собой сложную поверхность.

В Бринеровском поле развиты серицитовые, мусковитовые, каолинитовые (диккитовые), пирофиллитовые, диаспоровые, цу-

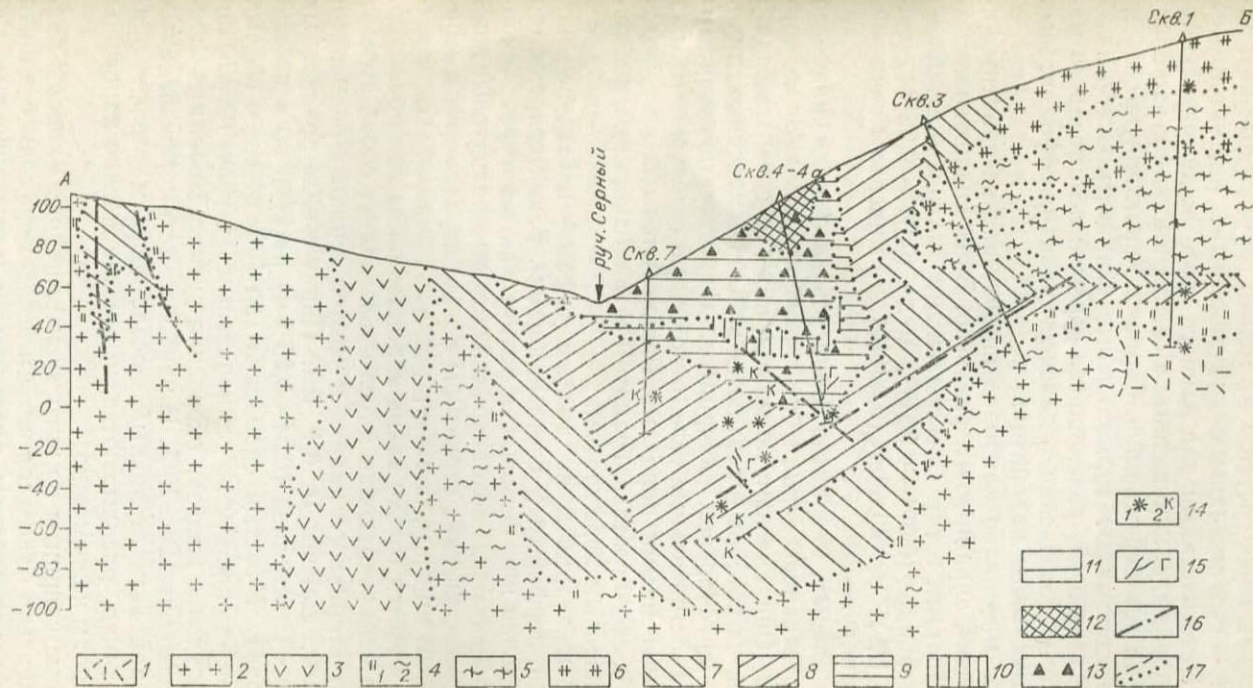


Рис. 4. Разрез гидротермально измененных пород на участке Серном. Составлен Р. И. Петраченко.

1 — туфы липаритовых порфиров; 2 — гранодиориты и диориты; 3 — андезитовые порфириты; 4 — серицитизация (1), пропилитизация (2); 5 — серицит-хлорит-карбонатные пропилиты; 6 — серицит-хлорит-кварцевые пропилиты; вторичные кварциты; 7 — серицитовые, 8 — каолинит-серицитовые, 9 — каолинит-серицит-пирофиалитовые, 10 — пирофиалит-диккитовые, 11 — диаспор-пирофиалит-диккитовые, 12 — диаспор-пирофиалитовые; 13 — серное оруденение; 14 — турмалинизация (1), карбонатизация (2); 15 — гипсовые прожилки; 16 — тектонические нарушения предполагаемые; 17 — границы первичных и измененных пород.

нитовые, андалузитовые кварциты. Все названные фации редко образуют «чистые» минеральные разновидности с одним главным минералом; обычно формируются смешанные фации с двумя-тремя и даже более характерными минералами вторичных кварцитов. Исключение составляют только серицитовые кварциты, но и они часто смешаны с каолинитовыми (диккитовыми) кварцитами. Экзотическими для данного поля являются алунит-содержащие породы, обнаруженные в свалах и в одном из коренных выходов на левобережье руч. Серного. Характерную особенность поля представляют турмалиновые кварциты. Особо интересны серные кварциты, развившиеся в результате позднего метасоматического замещения диаспор-диккит-пирофиллитовых и мусковит-диккитовых кварцитов.

Из рудных минералов наиболее широко распространены пирит, мельниквит, аурипигмент, реальгар. В небольших количествах развиты энаргит, гетит. Спектральными анализами выявлено присутствие свинца (0,001—0,03%), меди (0,001—0,02%), олова (0,003—0,01%), молибдена (0,001%), но минералы этих элементов не обнаружены.

Среди вторичных кварцитов Бринеровского поля наиболее широко распространены *серицитовые кварциты и мусковит-кварцевые породы*. Они слагают краевые и нижние зоны массива и образуют фон, на котором выделяются зоны каолинитовых, пирофиллитовых, диаспоровых кварцитов. Серицитовые кварциты образуют и самостоятельные тела, отделенные от основного массива менее измененными породами. Развиваются они по туфолавам и туфам кислого состава, гранитам и гранодиоритам, экстрезивным андезитовым порфиритам.

Серицитовые кварциты по кислым туфам — плотные мелкозернистые или порфиновые светлые породы. В них сохраняется тонкофлюидальная или полосчатая реликтовая текстура. Микроскопически отмечаются лепидогранобластовые реликтовые порфиновые или кластические структуры в виде псевдоморфоз серицита по полевым шпатам, биотиту, роговой обманке. От первичного состава остается только кварц вкрапленников или обломков. Основная или цементирующая масса представляет собой агрегат мелких зерен вторичного кварца и чешуек серицита размерами 0,005—0,05 мм, максимум 0,1 мм. Пирит в виде правильных октаэдрических кристаллов (0,04—0,25 мм) рассеян по основной массе или образует густые скопления (до 10% от всего объема пород). К псевдоморфозам по темноцветным приурочены обычно каемки гидроокислов железа, скопления рутила. Кварца в породе 30—70%, серицита 20—70%. В наиболее метаморфизованных разностях кварц весь вторичный, псевдоморфозы теряют правильные очертания, расплываются, и восстановление характера первичной породы невозможно.

Серицитовые кварциты по интрузивным породам хорошо различаются визуально благодаря четким псевдоморфозам серицита по крупным фенокристаллам плагиоклазов и темноцветных. Се-

рицитовые кварциты по андезитовым порфиритам внешне похожи на те, что развиваются по кислым туфам, но часто сильнее обохрены.

Среди серицитовых кварцитов обособляются породы, состоящие на 80—85% из кварца, т. е. приближающиеся к монокварцитам, однако настоящих монокварцитов в Бринеровском поле не обнаружено.

В группе серицитовых кварцитов рассматриваются своеобразные грейзеноподобные мусковит-кварцевые породы. Они развиваются в нижних горизонтах на глубинах 135—145, 170—210 м вдоль центральной зоны главного тела вторичных кварцитов. От обычных серицитовых кварцитов отличаются разномасштабностью структуры и развитием более крупночешуйчатой слюды — мусковита (15—30% всего объема). Его чешуйки (0,1—0,5 мм), собранные в радиально-лучистые агрегаты, замещают полевые шпаты и биотит. Часто отмечается очень тесная связь с пиритом: мусковит окаймляет и рассекает пирит или, наоборот, заключен внутри более крупных кристаллов пирита. Мусковит бесцветный или с зеленым оттенком, хорошо различимым визуально. Двупреломление высокое, второго-третьего порядка в отличие от обычно низкого двупреломления серицита. Наряду с крупными чешуйками слюды может присутствовать и серицит, образующий вместе с кварцем основную массу. Мусковит-кварцевые породы от типичных вторичных кварцитов отличаются и характером кварца, образующего зерна разной крупности (0,1—1,0 мм) зубчатой и неправильной формы. Количество его колеблется от 60 до 85%. На самых глубоких горизонтах в мусковит-кварцевых породах появляется бледно-зеленый маложелезистый хлорит.

Мусковит-кварцевые породы образуют и самостоятельные тела, не имеющие отчетливой связи с другими фациями вторичных кварцитов. Наиболее крупное из них обнаруживается на расстоянии 50—60 м в виде пологозалегающей линзы, падающей под углом 20—30° внутрь интрузивного массива. В строении этого тела обнаруживается зональность. Породы центральной зоны — белоснежные кварц-мусковитовые грейзены (или мусковитовые кварциты) с незначительной (1—3%) примесью турмалина и рутила. В них слабо выражена структура исходного гранодиорита или гранита; вторичная структура лепидогранобластовая. Ширина центральной зоны 2—3 м. Она окаймляется серицитизированными, мусковитизированными гранитами с замещенными темноцветными, но отчасти сохранившимися плагиоклазами и ортоклазом. Основная масса породы окварцована. На расстоянии 10—12 м вторичные изменения ослабевают — видны только следы хлоритизации темноцветных и незначительной серицитизации по трещинам в плагиоклазе.

Химическая характеристика серицитовых кварцитов и мусковит-кварцевых пород отражена в табл. 3. Баланс привноса — выноса при образовании серицитовых кварцитов разобран в следующем разделе. Содержания рудных компонентов, за исключе-

Химический состав (вес. %) серицитовых кварцитов и мусковит-кварцевых пород

Оксид	I					II	III	
	3740	3773	3778	3840	средн.	3808	3974	3978
SiO <sub>2</sub>	73,68	73,88	69,62	72,59	72,54	78,72	71,98	80,31
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,57	0,50	0,51	0,41	0,35	0,54	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,32	16,59	17,21	14,24	15,59	14,79	19,73	13,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,76	3,92	2,94	2,39	0,41	0,19	0,67
FeO	0,25	0,56	0,43	0,56	0,45	0,22	0,00	0,29
MnO	0,10	0,40	0,003	0,00	0,001	0,00	0,00	0,00
MgO	0,57	2,03	0,22	4,15	1,74	0,34	0,00	0,15
CaO	0,60	0,22	0,00	0,15	0,24	0,02	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,62	0,20	0,34	0,18	0,35	0,40	0,39	0,28
K <sub>2</sub> O	3,66	2,44	4,40	1,18	2,92	3,46	3,38	2,64
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,40	1,00	Не опр.	Не опр.	0,70	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,23	0,06	»	0,05	0,11	0,00	0,00	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,65	Не опр.	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
П. п. п.	1,17	1,94	4,13	3,10	2,83	1,96	4,00	2,06
Сумма . .	100,35	100,65	100,77	99,65	100,27	100,67	100,21	100,24

I — серицитовые кварциты с турмалином по гранодиоритам; II — серицитовый кварцит по туфу липарита; III — грейзеноподобные мусковит-кварцевые породы по гранитам: № 3974 — с преобладанием мусковита, № 3978 — существенно кварцевая.

нием железа и мышьяка, низкие — тысячные до сотых долей процента. Свинца, цинка, олова больше, чем в других фациях кварцитов, и меньше, чем в исходных и пропицитизированных породах.

Необычно широкое развитие турмалинизации и образование в пределах Бринеровского поля пород, обогащенных турмалином, дают основание выделить в самостоятельную фацию *турмалиновые кварциты*.

Интенсивная турмалинизация развита в лейкократовых гранитах в северной части массива. Здесь имеются кварц-турмалиновые жилы и зоны грейзенизированных пород с обильным содержанием турмалина. Минерал относится к ряду дравит — шерл с 60% шерловой составляющей, т. е. к довольно железистой разновидности (его химический, спектральный и рентгеноструктурный анализы приведены в табл. 20, 22, 23).

На остальной части массива, к югу от руч. Быстрого, турмалинизация проявляется в зонах грейзенов и мусковит-кварцевых пород и далее — в пределах контура вторичных кварцитов. В грейзеноподобных мусковит-кварцевых породах турмалин

представлен сине-зеленой разновидностью из ряда дравит — шерл с 40% шерловой составляющей (Трегер, 1958), т. е. по сравнению с турмалинами из северной части он уже менее железистый. Содержания турмалина в зонах грейзенизации в центральной части массива незначительные — 3—5%.

Следующий максимум турмалинизации проявился в южной части экзо- и эндоконтактной зон Береговой интрузии в районе развития вторичных кварцитов. Здесь выделяется большое число маломощных (по 5—10 м) зон повышенной концентрации турмалина. Они располагаются среди серицитовых кварцитов, отличаются повышенной устойчивостью к разрушению (благодаря сильному окварцеванию и отсутствию глинистого минерала) и образуют выступающие в рельефе увалы, скалы (правый борт и устье руч. Серного).

По минералогическому составу среди турмалиносодержащих пород, развитых в пределах массива вторичных кварцитов, выделяются: турмалин-серицитовые и турмалин-мусковитовые кварциты (5—10% турмалина), турмалиновые кварциты (10—30% турмалина) и турмалиносодержащие серицитовые, каолинитовые и пиррофиллитовые кварциты (1—3% турмалина). Последняя группа пород здесь не рассматривается, так как они мало отличаются от серицитовых, каолинитовых и т. п. кварцитов, не содержащих турмалина.

Наиболее обширную группу составляют турмалин-серицитовые кварциты. Они образуются чаще всего по гранодиоритам и гранитам, реже по кислым туфам. Зоны этих пород оконтуриваются в западной и центральной частях массива (см. рис. 3) и еще более отчетливо выражаются в устье и южнее руч. Серного. Визуально породы обычно зеленоватые, белые или окрашены гидроокислами в желтовато-бурый цвет. Микроскопически в породах, кроме турмалина, обнаружены кварц реликтовый вкрапленниковый (10—15%), кварц вторичный гранобластовый (50—80%), серицит или мусковит (2—25%), рутил, гидроокислы железа. Структура бластопорфировая, реже бластокластическая, вторичная лепидогранобластовая, сноповидная. Серицит образует псевдоморфозы по полевым шпатам, биотиту, слагает вместе с вторичным кварцем основную массу породы. Турмалин образует радиально-лучистые и сноповидные агрегаты с размерами отдельных кристаллов от 0,15 до 0,5 мм в длину при очень незначительной толщине. Менее распространены толстопризматические крупные зерна до 1,5 мм в длину с характерной штриховкой, параллельной удлинению. В поперечных разрезах таких кристаллов определяется оптически одноосный отрицательный или слабодвуосный (до 10°) минерал. Турмалин развивается беспорядочно: и в основной массе, и внутри пятнистых скоплений и псевдоморфоз серицита по полевым шпатам. Иногда наблюдаются правильные зональные псевдоморфозы: центральная часть выполнена турмалином в сноповидных и метельчатых агрегатах, а внешняя — (одинаковой ширины по всем граням) — серицитом

и окаймлена кварцем. В зональных псевдоморфозах отношения турмалина и слюды спокойные — замещения одного минерала другим не обнаруживаются. В других же случаях (в устье руч. Серного и по его правобережью) под микроскопом видно, что турмалиновые агрегаты и микросолнца «тонут» в окружающей их серицитовой массе, и концы кристаллов замещаются серицитом. Наблюдалось в шлифах полное замещение турмалина серицитом с образованием псевдоморфоз радиально-лучистой формы.

Собственно турмалиновые кварциты (10—30% турмалина) развиваются вблизи восточной границы поля, почти у береговой линии. Они образуют мелкие зоны внутри турмалин-серицитовых кварцитов. Внешний облик пород, как и характер самого турмалина, изменчив. Некоторые образцы визуальны сине-зеленые, обохренные, другие белесые, буровато-желтые. Структуры реликтовые, порфиновые, фиброгранобластовые, сноповидные. Первичный кварц пород замещен мелкозернистым вторичным или, наоборот, укрупнен, и видны следы нарастания мелких зерен по периферии вкрапленников. Турмалин в шлифах сероватый, бледно-зеленый и зеленый. Последний плеохроирует от зеленого до бледно-зеленого, почти бесцветного. Формы выделения турмалина — псевдоморфозы по полевым шпатам, неправильные скопления радиально-лучистых агрегатов и «микросолнца» с длиной лучей 0,4—0,6 мм. Кроме этих обычных форм турмалин образует спутанный войлок из тончайших кристаллов. Цвет агрегата бледно-серый, зеленоватый, двупреломление низкое — от серого до желтого, желто-оранжевого. По периферии агрегатных скоплений выступают более индивидуализированные кристаллики с отрицательным удлинением, а на отдельных зернах удается в коноскопе наблюдать плохо выраженную фигуру оптически одноосного отрицательного кристалла. По высоким содержаниям  $V_2O_5$  в породе и показателям преломления  $N_o = 1,642$  и  $N_e = 1,625$  подтверждается турмалин, близкий дравиту. Образование турмалина в виде слабо раскристаллизованного агрегата можно представить как быстро протекающий процесс выпадения минерала из насыщенного раствора, обогащенного, в частности, бором. Резкое охлаждение и падение давления могли произойти в полости трещины, сообщающейся с поверхностью.

Турмалиновые и турмалин-серицитовые породы развиты в пределах массива вторичных кварцитов почти повсеместно, но максимумы турмалинизации не совпадают с зонами наиболее высокометаморфизованных разностей вторичных кварцитов (диаспор-пирофиллит-диккитового состава).

Аналогичная картина наблюдается и в вертикальных разрезах главного тела вторичных кварцитов: турмалин появляется в небольшом количестве ниже диаспор-пирофиллит-диккитовых кварцитов на интервале 75—100 м. На глубине 110—130 м содержание его резко увеличивается. Породы состоят из кварца, серицита (40—50%), турмалина (10—20%), пирита (5—7%). Визуально турмалин серый, микроскопически бледно-зеленый,

с плеохроизмом до бесцветного. По оптическим данным и химическому составу определяется как дравит (см. табл. 20). В редких случаях в породах одновременно наблюдаются и серый, и бесцветный турмалин. Серый образует линзы и прожилки мощностью до 1,5 см. Признаков замещения его другими минералами не обнаруживается. Возможно, что он здесь — один из поздних минералов по времени образования. Интересно также отметить его тесную связь с пиритом. Рудный минерал нарастает на верхушки его кристаллов и проникает по спайности внутрь. Ниже по разрезу до глубины 180 м турмалин распространен почти повсеместно (в количестве 2—5%).

Широкая турмалинизация пород в Бринеровском поле связана, очевидно, с повышенной бороносностью магматического очага. Различия в составе турмалинов могут быть объяснены двояко: изменением кислотности и состава растворов или обесцвечиванием первичного темного турмалина в результате выноса железа из его решетки более поздними кислыми растворами. В пользу второго предположения говорят мягкость и хрупкость бесцветного турмалина вблизи зон кислотного выщелачивания. Противоречит ему следующее: бесцветные «рыхлые» турмалины найдены вместе с кристаллами обычной твердости; бледноокрашенный турмалин в серицитовых кварцитах в северной части Серного одновременен с серицитом, что особенно четко видно в зональных псевдоморфозах. Вероятнее всего, из гидротерм отлагались различные турмалины — черные типа шерла, зеленые типа дравита и бесцветные.

*Каолинит-серицитовые и каолинитовые кварциты* занимают промежуточное положение между краевой фацией серицитовых кварцитов и породами внутренних зон, сложенных диаспор-пиррофиллит-диккитовыми кварцитами. Кроме того, каолинит (диккит)-серицитовые породы могут занимать центральное положение в мелких телах вторичных кварцитов, где нет высокоглиноземистых минералов. Мощности зон каолинит-серицитовых кварцитов различны — от 100 до нескольких метров.

В изучении глинисто-серицитовых пород и нанесении границ их распространения на карты и разрезы встретилось много трудностей, связанных с диагностикой глинистого минерала, малыми его количествами и возможной супергенной каолинизацией гидротермальных метасоматитов. Термическим, химическим и рентгеноструктурным анализом в пределах Бринеровского поля подтверждаются и диагностируются только два минерала — каолинит и диккит (см. табл. 19, рис. 27). Анализировались мономинеральные пробы, отобранные с поверхности. В вертикальном разрезе минерал определялся оптически в шлифах и иммерсионном препарате\*.

\* Для удобства во всем дальнейшем изложении мы пользуемся названием «каолинит», и только в тех случаях, где термически и оптически устанавливался диккит (он же чаще всего отличается большей крупностью чешуек), применяем название «диккит».

По количественным соотношениям каолинита и серицита различаются: каолинитсодержащие серицитовые и мусковитовые кварциты (максимум 5% каолинита); каолинит-серицитовые кварциты (5—15% каолинита); каолинитовые кварциты, не содержащие серицита.

Каолинитсодержащие серицитовые кварциты встречены в скважинах и на поверхности по бортам руч. Серного. Каолинит как примесь (в количестве 2—3%) содержится в мусковиткварцевых с турмалином породах, слагающих маломощные зонки в береговых обрывах кюгу от руч. Быстрого. Наличие каолинита и создает характерную особенность, сближающую породы с вторичными кварцитами, хотя в остальном они напоминают грейзены. В скважинах 1, 2, 3 (см. рис. 3), пробуренных на удалении от центров минерализации и осевых зон, на глубинах до 80—100 м каолинит встречен в серицитовых кварцитах и породах карбонат-серицит-кварцевого состава. Глинистый минерал выполняет отдельные небольшие участки или располагается среди серицита. Обычно представлен весьма тонкочешуйчатой и низкодвупреломляющей разновидностью ( $N_m = 1,562 \pm \pm 0,003$ ). Минерал желто-бурый, реже бесцветен. Карбонат развивается беспорядочными пятнами в породе. Флюорит образует микропрожилки вместе с кварцем и пиритом.

Наиболее самостоятельную роль играют каолинит-серицитовые и каолинитовые кварциты, обособляющиеся пространственно в одну из зон полифациальных тел вторичных кварцитов. Породы характеризуются реликтовыми порфирированными структурами с псевдоморфозами серицита и каолинита по полевым шпатам исходного интрузива или туфа. Сложные псевдоморфозы имеют зональное строение: центральная часть выполнена каолинитом, периферия — серицитом. Основная масса серицитокварцевая с рассеянными кристаллами пирита и рутила. В породах присутствуют турмалин и карбонат. Глинистый минерал выражен двумя разновидностями — скрытокристаллической, слабоанизотропной буровато-серой и более яснокристаллической прозрачной в чешуйках размерами до 0,01 мм. Оптически определяется как двусный минерал с большим углом  $2V$ .

Менее распространены каолинитовые кварциты. Они встречаются в северной части участка Серного, где образуют небольшие линзы среди каолинит-серицитовых кварцитов. Под микроскопом различаются псевдоморфозы каолинита по полевым шпатам. Средний показатель преломления 1,559—1,563. Термическим анализом устанавливаются каолинит и диккит (обр. 4146 и 1639 на рис. 27).

*Высокоглиноземистые породы* выполняют центральные части наиболее крупных и сложных по строению тел вторичных кварцитов. Состоят из пирофиллита, диккита, диаспора, кварца. Примесями в них могут быть мусковит, серицит, алуниит, пирит, рутил. В главном сернорудном теле добавляются сера, аурипигмент, реальгар, мельниквит. Первичные структуры и породы

устанавливаются предположительно. Редким реликтом может быть только кварц. Иногда сохраняются очертания замещенных минералов. Породы сформировались в процессе многостадийного гидротермального воздействия, претерпели неоднократные тектонические подвижки, местами превращены в перетертый или дробленный минерал. Прежде чем переходить к характеристике пирофиллитсодержащих пород, надо подчеркнуть, что диагностика пирофиллита весьма трудна как в полевых условиях, так и при петрографическом изучении. По величине угла  $2V$  оптически минерал отличается от мусковита, но определить угол оптических осей можно было только в крупных кристаллах, где чешуйки достигали 0,2—0,5 м. Когда имели дело с тонкочешуйчатым минералом, похожим на серицит или пирофиллит, проводился химический анализ содержания щелочей в породе. Пирофиллитсодержащие зоны на картах и разрезах оконтуривались с учетом всех полученных данных. Сопоставление результатов химических анализов и петрографических наблюдений приводит к предположению о существовании пирофиллит-серицитовых пород (щелочи содержатся в количестве, не отвечающем содержанию слюдopodobного минерала в шлифах). На этом основании выделяются каолинит-серицит-пирофиллитовые кварциты.

*Пирофиллит-диккитовые кварциты* точно устанавливаются в бортах руч. Серного и в 150 м к северу от него почти на кромке береговых обрывов. Более определенное место они занимают в вертикальном разрезе главного тела вторичных кварцитов на интервале 65—75 м. Состоят из кварца вторичного (70—50%), реликтов первичного кварца, пирофиллита (10—20%), диккита (5—15%), рутила, пирита, редко турмалина (1—2%), андалузита. В них может присутствовать сера, выделяющаяся по трещинам или метасоматически развивающаяся в основной массе породы, среди зерен вторичного кварца.

Пирофиллит и диккит раздельно выполняют участки породы, иногда напоминающие псевдоморфозы по фенокристам плагиоклаза. У обоих минералов чешуйки очень тонки: у диккита — тысячные доли миллиметра, максимум 0,05 мм, у пирофиллита — 0,05—0,1 мм. В единичных шлифах наблюдались микропрожилки (0,015—0,08 мм) с диккитовой центральной частью и пирофиллитовой каймой. Химический состав пирофиллит-диккитового кварцита приведен в табл. 4 под № 3768.

*Диаспор-пирофиллит-диккитовые кварциты* представляют собой наиболее ярко и четко выраженную разновидность высокоглиноземистых пород на описываемом поле. Они занимают центральное положение в главном рудном теле и в более мелких телах к югу и северу от него. Зоны диаспор-пирофиллит-диккитовых пород оконтуриваются по признаку появления диаспора в количестве свыше 1—2%. Кроме трех названных минералов и кварца, в этих породах присутствуют андалузит, пирит, рутил. В числе поздних минералов развиты сера, аурипигмент, реаль-

Химический состав (вес. %) высокоглиноземистых кварцитов

Окисел	II						III	
	I 3768	3825	3784	3826	16	среди.	3788	3830
SiO <sub>2</sub>	66,12	76,24	73,94	72,09	70,60	73,22	62,39	21,10
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,67	0,70	0,61	0,96	0,73	1,40	2,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,09	16,29	18,08	16,13	15,42	16,48	22,54	35,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,25	0,95	1,76	0,00	0,77	0,87	4,23	14,45
FeO	0,56	0,39	0,11	0,99	1,83	0,83	0,56	0,50
MnO	0,00	0,00	0,003	0,00	0,00	0,01	0,00	Сл.
MgO	0,74	1,81	0,32	0,00	0,20	0,58	0,00	0,13
CaO	0,42	0,00	0,04	0,12	2,20	0,59	0,07	0,37
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,24	0,21	0,08	0,05	0,14	0,13	0,11
K <sub>2</sub> O	0,10	0,16	0,13	0,11	0,08	0,14	0,21	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,03	Не опр.	Не опр.	1,11
H <sub>2</sub> O	0,00	0,00	»	0,00	0,28	»	0,45	0,69
S <sub>общ</sub>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	7,28	Не опр.	Не опр.	6,23
П. п. п.	10,91	3,47	5,25	10,27		4,75	8,04	17,18
Сумма . .	100,86	100,22	100,54	100,40	99,70	100,22	100,02	100,05

I — пирофиллит-диккитовые; II — диаспор-пирофиллит-диккитовые; III — диаспор-пирофиллитовые породы. Обр. № 16 и 3830 — с самородной серой.

Анализ № 16 выполнен в лаборатории ПГУ, остальные — в лаборатории ДВГИ.

гар, мельниковит. Местами породы насыщены тонкой вкрапленностью пирита, отчего приобретают сизо-серый цвет. Чистые диаспор-пирофиллит-диккитовые породы (без серы и сульфидов) белые, имеют различную твердость в зависимости от количественных соотношений главных минералов. В случаях обогащения пирофиллитом или диккитом приобретают жирный блеск. Реликтовые структуры почти не различаются. Под микроскопом породы имеют лепидогранобластовую структуру с порфиروبластами диаспора (0,2—1,0 мм) на фоне более мелкозернистой и тонкочешуйчатой основной массы пирофиллит-кварцевого состава. Количество диаспора колеблется от 2 до 20%, диккита — от 2 до 15%. Размещение диаспора обычно неравномерное, в виде прожилков и скоплений. Пирофиллит и диккит также развиваются неравномерно, образуя подобие псевдоморфоз по крупным кристаллам. Иногда видно разъедание диаспора пирофиллитом. Диккит в некоторых шлифах как бы цементирует диаспор и пирофиллит. Вся основная существенно кварцевая масса насыщена мельчайшими (0,05 мм) кристаллами рутила

и более крупными (от 0,08 до 0,1 мм) — пирита. Рутил образует включения и сростки с кварцем и пирофиллитом.

В диаспор-пирофиллит-диккитовых кварцитах в исключительно редких случаях отмечается бесцветный турмалин (левый берег руч. Серного в нижнем течении). Взаимоотношения турмалина и диаспора не ясны. В некоторых шлифах диаспор выглядит изъеденным, замещенным пирофиллитом, а турмалин образует радиально-лучистые агрегаты вполне идиоморфных кристаллов размерами до 0,5 мм. Более того, турмалин внедряется в зерна диаспора, являясь, вероятно, более поздним минералом.

Среди диаспор-пирофиллит-диккитовых кварцитов небольшими участками (линзами) располагаются породы диаспор-пирофиллит-кварцевые и диаспор-пирофиллитовые, почти лишенные кварца, но насыщенные гематитом и рутилом. Химический состав бескварцевых пород приведен в табл. 4 под № 3830.

В высокоглиноземистых породах намечается две генерации диаспора и пирофиллита: первая в виде псевдоморфоз и лепидогранобластового агрегата по всей массе породы, вторая — в виде маломощных (0,1—0,2 мм) прожилков зонального строения (в центре диаспор, по краям пирофиллит).

*Цуништовые кварциты* встречены в одном из тел в северной части поля в бортах руч. Безымянного. Ими сложена осевая зона тела. Исходные породы — биотитовые граниты или гранодиориты. Вторичная структура лепидогранобластовая, текстура часто такситовая. Породы сложены кварцем первичным и вторичным (50—60%), цуниитом (5—10%), диккитом (10—20%), пирофиллитом или мусковитом (5—25%), пиритом (2—3%) и гидроокислами железа. В отдельных шлифах обнаруживается топаз (1—4%), энаргит (4%), сера (1—3%). По химическому анализу ( $K_2O=0,71\%$ ,  $Na_2O=0,09$ ) и значениям угла отпеческих осей, колеблющимся от 5 до 55°, можно предполагать наличие мусковита (7—8%) и пирофиллита. Эти минералы, иногда вместе с диккитом, выполняют участки породы, напоминающие псевдоморфозы. Размеры чешуек слюды 0,1—0,2 мм, глинистого минерала — 0,01—0,005 мм. Диккит (подтвержденный термическим анализом, см. рис. 27, обр. 184) образует, кроме того, четкие прожилки. Цуниит представлен правильными октаэдрическими кристаллами размерами в поперечнике 0,2—0,5, максимум 1,0 мм, бесцветными, изотропными. Грани его разъедены кварцем, а по трещинкам в них проникает лимонит. Топаз представлен бесцветными идиоморфными короткопризматическими кристаллами размерами 0,05—0,15 мм. Пирит образует рассеянную вкрапленность идиоморфных кристаллов. Энаргит редко вкраплен в диккит-кварцевый агрегат. Количества топаза, цуниита, энаргита резко колеблются даже в пределах центральной зоны мощностью 14 м, а в соседних зонах мусковит-диккитовых кварцитов эти минералы уже не встречаются.

*Андалузитовые кварциты* встречены только в одном небольшом выходе в 160 м к югу от устья руч. Серного. Состоят из

кварца (50—55%), андалузита (10%), серицита (25%), каолинита (10%), рутила. Андалузит образует хорошо выраженные агрегатные псевдоморфозы по крупным кристаллам плагиоклаза (см. рис. 21). По периферии псевдоморфоз развивается кайма из слабоанизотропного глинистого минерала (каолинит?), а еще далее — серицитовая зона. Глинистый минерал замещает андалузит.

В виде небольшой примеси мелких, обычно ксеноморфных зерен андалузит встречен в диаспор-пирофиллит-диккитовых кварцитах в главном рудном теле.

**Серное и мышьяковое оруденение.** Серная минерализация — одна из интереснейших особенностей Бринеровского поля. Это единственное изученное проявление серы в Приморье. Аналогичных типов серосодержащих пород неизвестно и в районе широкого развития вторичных кварцитов в Хабаровском крае. Только в Магаданской области открыто (но остается не изученным) одно проявление алунитовых кварцитов с серой. Между тем потребности в сере на Дальнем Востоке велики и растут с каждым годом. Именно это обусловило большой интерес к Бринеровскому серному проявлению и потребовало детальных геологоразведочных работ. К сожалению, залежи серы оказались непромышленными.

Серное и сопутствующее ему мышьяковое оруденение локализуется в пределах наиболее крупного тела вторичных кварцитов по левому берегу руч. Серного. Форма серосодержащего тела определяется конфигурацией самих вторичных кварцитов. В плане главное сернорудное тело представляет собой вытянутую в северо-восточном направлении линзу длиной около 300 м при сильно изменчивой ширине — от 20 до 120 м (см. рис. 3). В поперечном разрезе форма тела приближается к треугольной. Максимальный размах серной минерализации совпадает с центральными зонами наиболее полно и глубоко метаморфизованных пород. Глубина распространения серы в центральных зонах достигает 90 м, но содержание ее с глубиной заметно уменьшается. В целом интенсивность оруденения очень неравномерна, и контуры рудного тела сложны и прихотливы. Содержание серы колеблется от десятых долей до 8%, хотя в образцах из свалов пород достигало 30%. В Бринеровском проявлении выделяются метасоматический и прожилково-вкрапленный типы серного оруденения. Метасоматические руды занимают центральную часть главного тела вторичных кварцитов на Серном участке и центральную зону на участке руч. Безмянного. Серные руды можно подразделить на богатые (более 5%) и бедные (2—5%). Это деление не отвечает промышленным требованиям и принято для данного проявления потому, что с содержанием серы связаны различия в петрографо-минералогическом облике пород.

Богатые серные руды в свежем состоянии имеют зеленоватый или желто-зеленый цвет, средне- и мелкозернистую структуру; они массивны, но легко разрушаются. При окислении и вы-

ветривании породы светлеют, делаются рыхлыми и даже сыпучими. Визуально различаются участки серы, крупные кристаллы аурипигмента и реальгара (до 0,5 см) и мелкокристаллический аурипигмент, насыщающий породу и придающий ей желтую окраску. Серные руды, как правило, обогащены пиритом и мельниковитом. Пирит мелко- и среднекристаллический, в октаэдрических и кубических кристаллах. Мельниковит и пирит — при большом их содержании — придают серосодержащим породам темно-серый цвет. Под микроскопом богатые серные руды представляют собой неравномернозернистую породу, состоящую из серы (до 40% площади шлифа), диаспора (20%), диккита (10%), пирофиллита (3—7%), аурипигмента (5—10%), пирита (2—5%), мельниковита (5—7%), лейкоксена, рутила. Диаспор в виде правильных призматических кристаллов как бы плавают в агрегате серы (рис. 5). Цвет серы бледно-палевый, интерференционная окраска высокая, ирризирующая. В скрещенных николях обнаруживается, что участки, казавшиеся монокристалльными при параллельных николях, состоят из множества мелких плотно прилегающих кристаллов. Местами сера пропитывается лейкоксеном и приобретает темную окраску. В этих же темных участках сохраняются кристаллики рутила. Сера замещает пирофиллит и диккит, причем иногда сохраняются формы чешуек диккита — червеобразные, рогульчатые. В замутненных участках серы при больших увеличениях различается мелкая сыпь зернышек пирита. Крупные (до 1,5 мм и более)



Рис. 5. Серная руда; идиоморфные прозрачные пластинки — диаспор; серая масса — сера, темная — сульфиды. Шл. № 3751. Без анализатора. Ув.  $\times 50$ .

идiomорфные призматические или стреловидные кристаллы реальгара и аурипигмента рассекают все минералы, в том числе серу (см. рис. 22). Более поздним по отношению к сере и аурипигменту выглядит мельниковит: пятнистыми массами он «наползает» на эти минералы. Цвет мельниковита в шлифе бурый, землистый, строение скрытокристаллическое.

Породы с малым количеством серы (1—5%) содержат кварц (60—75%), диаспор, диккит (по 3—10%), пирит, рутил, лейкоксен, аурипигмент, реальгар. В этих же породах обнаружен алунит, выполняющий пустоты в виде рыхлого, сыпучего тонкозернистого материала (подтвержден термограммой, рис. 20, обр. 500). Диаспор, пирофиллит образуют более или менее четко выраженные псевдоморфозы по крупным фенокристаллам. Диаспор отчасти разбедается диккитом. Последний в шлифах обычно окрашен адсорбированными им охрами мышьяка и железа в зеленовато-желтый цвет. Чешуйки диккита часто достаточно крупные, причем бывают собраны в радиально-лучистые агрегаты с длиной луча 0,003—0,004 мм. Отмечаются полусферы и червеобразные формы чешуек. Минерал подтверждается термическим анализом (см. рис. 27, обр. 3751).

Сера в слабооруденелых породах заполняет промежутки между зернами кварца в основной массе, образует капле- и нитевидные выделения бледно-бурого цвета с типичным высоким двупреломлением третьего порядка. Аурипигмент в бедных серных рудах образует не только крупные кристаллы, но и бесформенные агрегаты мелких зерен, визуальнo желтые, в шлифе буроватые. Иногда он развивается в виде каймы по крупным участкам породы (первичным псевдоморфозам) или образует прожилки.

Прожилково-вкрапленное оруденение дает незначительные содержания серы. Она выделяется в виде желваков, линз и плохо выраженных нитевидных прожилков вдоль трещин во вторичных кварцитах диаспор-пирофиллит-диккитового и каолинит-серцитового состава в отличие от метасоматической серы, развивающейся только в диаспор-пирофиллит-диккитовых породах. Размеры линзочек серы составляют 0,5—1,5 см, сера янтарно-желтая, чистая. Встречается на большом интервале глубин (от 30 до 100 м) в основной зоне главного рудного тела.

Несколько отличный минералогический состав имеют серные руды на руч. Безымянном. Содержание серы здесь небольшое, в пределах нескольких процентов. Сера развивается в зоне цуниит-пирофиллит-диккитовых кварцитов, размещается среди диккита или пирофиллита в виде мономинеральных агрегатов. Интересны сочетания серы и цуниита, этих двух разнотемпературных минералов. Крупные идиоморфные кристаллы цуниита окаймляются серой, которая, очевидно, заместила пирофиллит или диккит.

Образование серы обычно связывают с растворами, достаточно насыщенными  $H_2S$ , поступающими в высокие горизонты

с атмосферным кислородом. Диссоциация  $H_2S$  и окисление серы, по мнению отдельных исследователей, например, А. Г. Бетехтина (1953), резко усиливаются после отделения галогенов.

Иное объяснение генезиса серы приводят Л. Г. Воронова и С. С. Сидоров (1966): «...Поверхностное образование серы парогазовыми струями обусловлено взаимодействием  $H_2S$  и  $SO_2$ . Процесс накопления серы в результате окисления кислородом воздуха имеет в данном случае подчиненное значение» (стр. 152). С. С. Сидоров считает возможным благоприятным фактором для образования серы в поверхностных условиях присутствие  $HCl$ , играющей каталитическую роль.

Из изложенного видно, что нет признанных, достаточно подтвержденных опытными данными представлений о химизме образования серы из современных газо-гидротерм. Тем более сложен этот вопрос в отношении более древних проявлений серы, в том числе мезокайнозойских сихотэ-алинских.

Взаимоотношения серы с минералами вторичных кварцитов на описываемом проявлении, следы дробления метасоматитов, прожилковые образования серы говорят о том, что она выделилась в позднюю стадию минерализации в связи с «подновлением» и приоткрыванием тех тектонических нарушений, по которым поднимались более ранние кислые гидротермы. Характер преобладающих кислотных реагентов и температура растворов менялись от высокотемпературных ( $300-400^\circ C$ ) — с преобладанием галогенидов, до низкотемпературных ( $100-50^\circ C$ ) — с преобладанием  $H_2S$  и  $SO_2$ . Наложение серного, а затем мышьякового оруденения на зоны наиболее глиноземистых кварцитов доказывает общность путей движения растворов и, в конечном итоге, парагенетическую связь вторичных кварцитов и сульфидно-серного оруденения.

Огипсование вторичных кварцитов — редкое явление в Бринеровском поле. Возникновение сульфата кальция, так же, как и кальцита, происходило в заключительные стадии преобразования пород, возможно, за счет растворения кальцита и связывания кальция серной кислотой. Последняя получилась при окислении серы атмосферным кислородом. Прожилок чистого гипса мощностью 1—1,5 см обнаружен на глубине 90 м, а на 160 м гипс насыщает породу более или менее равномерно. Минерал подтвержден оптическим, рентгеноструктурным, термическим и химическим анализами (табл. 19, 23, рис. 23, обр. 4062). На поверхности огипсование наблюдается вблизи зон интенсивной турмалинизации, на поверхности молодых, хорошо выраженных нарушений. Гипс несколько загрязнен кварцем, глинистой массой — отсюда и повышение содержания  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$  (табл. 19, обр. 4215). Термический анализ дает стандартную кривую нагревания (рис. 23, обр. 4215).

Зональность вторичных кварцитов и пропилитов. Наиболее развернутый, т. е. полифациальный ряд горизонтальной зональности наблюдается в современном срезе главного

сернорудного тела вторичных кварцитов в бортах руч. Серного. Он представлен следующим набором фаций (от периферии к центру ореола изменений): пропицитизированные и серицитизированные породы, кварциты — серицитовые, каолинит-серицитовые, каолинит-серицит-пирофиллитовые, диаспор-пирофиллит-диккитовые, диаспор-пирофиллитовые малокварцевые породы. Другой ряд зональности проявлен в руч. Безымянном: слабо пропицитизированные породы, серицитизированные и окварцованные граниты, кварциты — серицитовые, диккит-пирофиллитовые (возможно, с мусковитом), цуннит-пирофиллит-диккитовые (возможно, с серицитом). В последней зоне присутствуют в небольших количествах топаз, энаргит, пирит. В более мелких телах с не столь интенсивным процессом метасоматоза число зон гораздо меньше. Они могут быть выражены такими рядами: серицитизированные гранитоиды — серицитовые кварциты — андалузит-серицитовые кварциты или серицитовые кварциты — каолинит-серицитовые кварциты. Своеобразные ряды зональности образуются в связи с обильной турмалинизацией. Турмалин-серицитовые кварциты вклиниваются в зональность очень многих тел, а в ряде случаев они сами занимают осевое положение, окаймляясь серицитовыми кварцитами.

В размещении выделенных зон наблюдается грубая симметрия или концентричность по отношению к осевым поверхностям, отвечающим, очевидно, зонам тектонических нарушений. Мощности зон изменчивы и колеблются в больших пределах — от нескольких до сотен метров (см. рис. 3, 4).

Характер, мощность и число зон в вертикальном разрезе зависят от его положения по отношению к осевым поверхностям. Максимальная мощность гидротермально измененных пород — 210 м — установлена в левом борту руч. Серного по скважине 4а (см. рис. 4). Здесь же наблюдается самый полный разрез с наибольшим числом фациальных разновидностей измененных пород. Он представлен следующими зонами (сверху вниз):

- 1) диаспор-пирофиллит-диккитовые кварциты с локально развитыми линзами высокоглиноземистых диаспор-пирофиллитовых, но бедных кварцем пород (53 м);
- 2) пирофиллит-диккитовые кварциты (16 м);
- 3) каолинит-серицит-пирофиллитовые кварциты;
- 4) каолинит-серицитовые кварциты или каолинитсодержащие серицитовые кварциты;
- 5) серицит-мусковитовые грейзеноподобные кварциты и мусковит-кварцевые породы;
- 6) хлоритизированные и серицитизированные гранодиориты.

Изменения минералогического состава пород с глубиной соответствуют повышению роли щелочей (табл. 5), т. е. уменьшению кислотности растворов на более низких уровнях выщелачивания. Вертикальная зональность в общих чертах повторяет ряд горизонтальной зональности, но есть разница в характере краевой поверхностной и самой глубинной зоны. На поверхности

краевая зона вторичных кварцитов представлена обычными серицитовыми кварцитами с тонкочешуйчатым серицитом и микрогранобластовым кварцем; на глубине вместо них мы встречаем породы с относительно крупной слюдой и первичным или крупнозернистым кварцем неясного генезиса.

Различные вариации вертикальной зональности наблюдаются по мере удаления от осевой части тела вторичных кварцитов. Например, в северной и западной частях главного тела разнообразнее представлены пропилиты и пропилитизированные породы, наблюдается переслаивание и повторение отдельных частей разреза. Так, в скважине 1 намечается разрез (сверху вниз):

- 1) серицит-хлорит-кварцевые пропилиты с малой ролью карбонатов;
- 2) слабо пропилитизированные гранодиориты;
- 3) серицит-хлорит-карбонатные пропилиты;
- 4) серицитовые кварциты;
- 5) каолинит-серицитовые кварциты;
- 6) серицитовые кварциты;
- 7) серицитизированные, хлоритизированные и карбонатизированные гранодиориты.

Появление вторичных кварцитов на глубине связано с оперяющим тектоническим нарушением, вдоль которого кислотный метасоматоз был интенсивнее, чем в вышележащих породах. Нарушение закономерной смены фаций происходит и в случаях наложения последующих гидротермальных изменений на более ранние. Карбонатизация, хлоритизация, цеолитизация накладываются на пиррофиллит-диккитовые, серицитовые, турмалин-серицитовые кварциты; серное и мышьяковое оруденение — на высокоглиноземистые и другие фации.

В заключение геолого-петрографического описания Бринеровского поля подчеркнем следующее:

1. Вторичные кварциты развиты на контакте многофазной интрузии гранодиоритов с туфо-эффузивными породами аналогичного состава. Непосредственными контролирующими факторами пространственного размещения вторичных кварцитов являются тектонические нарушения. Зональности в отношении контакта интрузии не наблюдается: метаморфизм проявлен преимущественно в южной части интрузии по зонам, секущим гранитоиды и туфы. Кроме того, маломощные зоны вторичных кварцитов и грейзеноподобных пород развиты в центральной части эрозионного среза интрузии.

2. Для состава измененных пород характерно интенсивное развитие диаспора, пиррофиллита при резко подчиненном зна-

Таблица 5

Содержание щелочей (вес. %) в гидротермально измененных породах осевой зоны (вертикальный разрез)

Глубина, м	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
10	0,07	0,10
25	0,05	0,08
31	0,05	0,10
53	0,20	0,10
69	0,33	0,11
81	2,59	0,15
101	1,76	0,21
111	2,70	0,46
115	3,16	0,38
125	3,66	0,25
130	2,30	0,40
167	1,91	0,64
173	3,07	0,23
176	3,43	0,21
212	1,56	0,69

чении андалузита, широкое распространение галогенсодержащих минералов: турмалина, цунита, топаза, ничтожно малое развитие алунита в позднюю стадию метаморфизма. Серное и мышьяковое оруденение наложено на вторичные кварциты вдоль осевых зон. Наряду с типичными фациями вторичных кварцитов развиты мусковит-кварцевые породы грейзенового облика.

Весь облик фаций вторичных кварцитов по минералогическим и химическим особенностям можно отнести к высокоглиноземистому галогенсодержащему ряду со слабо развитыми продуктами сернокислотной стадии. Формирование его связано с поступлением растворов из глубоких частей кристаллизующегося магматического очага, производными которого явились последовательно все фазы Берегового интрузива. Частично изменения обязаны действию остаточных растворов наиболее кислых дифференциатов магмы—лейкократовых гранитов. С ними, как правило, связаны окварцевание и серицитизация с образованием грейзеноподобных пород. Более разнообразные метасоматические изменения вызваны поступлением гидротерм по трещинным зонам после внедрения фаз гранодиоритов и гранитов. Наиболее глубокие зоны измененных пород—мусковитизированных и окварцованных—формировались в обстановке, близкой к автометасоматической грейзенизации. В связи с поступлением растворов в более открытые полости трещин в апикальных частях интрузии, падением давления и температуры и разложением комплексных соединений (Беус, 1963) кислотность их нарастала. Максимальная кислотность проявилась в образовании высокоглиноземистых пород, в отличие от грейзенизации, при которой максимальное кислотное выщелачивание приводит к образованию монокварцевых пород. Дальнейшее падение температуры и нейтрализация растворов по мере взаимодействия их с породами привели к образованию специфического комплекса минералов вторичных кварцитов. В сернокислотную стадию выщелачивания, обязанного пульсационному поступлению растворов, обогащенных сернистыми соединениями, еще больше усиливается разница между грейзенами и вторичными кварцитами. Таким образом, несмотря на сходство процессов на ранних стадиях, близповерхностные условия формирования в связи с неглубоко залегающими магматическими очагами определили отличие вторичных кварцитов от грейзенов.

### ЕВСТАФЬЕВСКОЕ ПОЛЕ

Евстафьевское поле расположено в южной части Восточно-вулканогенного пояса Сихотэ-Алиня в зоне Прибрежной антиклинали (VI на рис. 1). Гидротермально измененные породы развиты на участке побережья Японского моря к югу от бухты Евстафия. На площади около 30 км<sup>2</sup> здесь выделяется несколь-

ко участков наиболее интенсивных гидротермальных изменений с образованием вторичных кварцитов: Майский, Дюмортьеритовый, Побережный, Ореольный. На остальной части поля широко проявлены процессы среднетемпературной пропилитизации.

В приводимом ниже описании геологии района Евстафьевского поля использованы материалы Ю. П. Бидюка и В. И. Рыбалко (1965 г.) по стратиграфии вулканогенных образований, Ф. К. Шипулина (1957) и М. А. Фаворской (1956) — по гранитному массиву бухты Евстафия.

В геологическом строении Евстафьевского поля участвуют кислые вулканогенные породы верхнего мела (кисинская свита) и палеогена (брусиловская). Северо-восточную часть занимают граниты Евстафьевского массива. Меловые и палеогеновые вулканы имеют тектонический контакт. Он устанавливается достоверно в южной части и на отдельных отрезках в северной. По представлениям Ю. П. Бидюка (1965 г.), нарушение имеет надвиговый характер. Контакт Евстафьевского массива с вулканогенными породами перекрыт аллювиальными отложениями долины р. Гузева, и только на небольшой высоте на левобережье реки в нижнем течении он доступен наблюдению. Участки измененных пород располагаются на удалении 0,5—5 км от контакта с интрузией, среди пород кисинской свиты верхнего мела.

Состав пород кисинской свиты разнообразен. В ней выделяются: 1) нижняя толща туфов липаритовых порфиров с прослоями игнимбритов и туфолав, 2) горизонты туфов, туфолав и игнимбритов дацитов (мощностью около 100 м), 3) верхняя толща туфов кислого состава и игнимбритов с прослоями лав дацитов. Общая мощность вулканогенной свиты в описываемом районе около 1000 м.

Общими характерными чертами всех составных частей разреза верхнемеловых пород являются преимущественно кислый характер, явное преобладание туфов над лавами, участие игнимбритов или игнимбритоподобных разностей, наличие прослоев тонкозернистых пепловых туфов среди более грубозернистых псаммитовых туфов. Верхние и нижние толщи кислого состава состоят в основном из туфов и игнимбритоподобных пород со следами спекания обломков стекла и элементами псевдофлюидальности. В горизонте дацитового состава, разделяющем две кислые толщи, наблюдаются типичные игнимбриты и туфы.

Следует отметить крайнюю невыдержанность характера туфов в верхней части разреза: на небольших расстояниях, вплоть до нескольких десятков метров по простиранию, меняются размеры обломков и состав кластического минерала. Исключение составляет горизонт алевро-пелитовых туфов мощностью около 10 м, выходящий в нескольких местах южных склонов водораздела «Основы».

Химическая характеристика разновидностей пород кисинской свиты приведена в табл. 6.

## Химический состав (вес. %) исходных вулканогенных пород Евстафьевского поля

Окисел	4706	2	1	4684	4721	14	4750	15
SiO <sub>2</sub>	73,46	71,73	73,22	68,40	65,26	78,76	73,66	75,72
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,30	0,16	1,04	0,61	0,15	0,36	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,20	14,63	13,50	15,11	16,35	12,29	13,10	13,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,53	3,20	2,88	2,38	3,82	0,76	1,73	1,24
FeO	0,27	2,30	0,65	0,79	0,93	1,23	0,38	1,28
MnO	0,16	0,078	0,39	0,60	1,21	0,04	0,48	0,14
MgO	0,31	0,71	0,90	0,99	0,30	0,00	0,84	0,00
CaO	0,19	1,62	0,71	1,48	0,20	0,41	сл.	0,41
Na <sub>2</sub> O	2,05	3,60	3,21	3,02	3,24	2,14	2,92	3,19
K <sub>2</sub> O	2,74	3,60	4,22	4,41	4,22	5,40	4,95	4,8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,07	0,02	0,11	0,05	0,01	0,14	0,07
H <sub>2</sub> O	0,19	He опр.	He опр.	0,34	0,33	He опр.	0,22	He опр.
П. п. п.	2,46	0,40	1,05	1,37	2,17	1,10	0,78	0,92
S <sub>общ</sub>	0,35	He опр.	He опр.	0,05	0,06	He опр.	0,05	He опр.
Сумма . .	99,48	102,24	100,91	100,09	98,75	102,29	99,61	101,19
d, г/см <sup>3</sup>	2,53	2,55	—	2,54	2,65	—	2,51	
<i>Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому</i>								
a	8,05	12,4	12,5	12,62	13,16	13,26	12,9	
c	0,25	1,86	0,84	1,78	0,27	0,45	0,0	
b	12,7	8,8	7,60	9,03	12,97	5,70	7,20	
S	79,01	77,0	79,1	74,56	73,6	80,59	79,9	
a'	84,0	26,4	37,6	45,5	61,5	60,8	51,5	
f'	12,7	61,0	43,6	36,0	34,8	39,4	36,0	
m'	3,55	12,5	18,8	18,4	3,64	0,0	18,9	
c'	—	—	—	—	—	—	—	
n	53,0	60,5	53,6	52,0	53,8	37,8	47,0	
φ	9,65	29,5	30,8	22,0	25,0	16,8	19,8	
Q	41,69	27,28	32,32	24,68	20,62	34,14	33,93	
a:c	32,1	6,68	14,9	7,2	43,8	2,94	—	
t'	0,43	0,33	0,16	0,26	0,2	0,2	0,4	

Анализы № 4706, 2 — кристаллокластические туфы липаритового порфира; № 1, 4684 — игнимбрты липаритового порфира; № 4721 — алевропелитовый туф кислого состава; № 14, 4750, 15 — литокристаллокластические туфы липаритового порфира. Анализы № 1, 2, 14, 15 — выполнены в лаборатории ПГУ; № 4607, 4684, 4721 и 4750 — в химлаборатории ДВГИ АН СССР; d — объемный вес.

Брусилловская свита на описываемой площади представлена стекловатыми липаритовыми порфирами кремового, светло-серого цвета с видимыми визуально вкрапленниками биотита, линзочками яшмовидного стекла характерного «шоколадного» цвета. Под микроскопом породы имеют порфировую структуру и стекловидную основную массу. Вкрапленники представлены кварцем, биотитом, кислым плагиоклазом (альбит-олигоклазом), ортоклазом. Часть вкрапленников замещена кварцем, адуляром, хлоритом. Встречаются и перлиты с вкрапленниками кварца, альбита, биотита, ортоклаза.

Туфы кислого состава брусилловской свиты отличаются от туфов кисинской свиты внешним обликом — это светлые, серые, зеленоватые образования с отчетливой кластической структурой, в которых преобладают обломки стекла и пород кислого состава. Туфы хлоритизируются, серицитизируются, но в меньшей степени, чем туфы кисинской свиты.

Интрузивная деятельность в районе выразилась во внедрении гранитного массива бухты Евстафия, представляющего крупное интрузивное тело гипабиссального характера. Общая площадь его около 70 км<sup>2</sup>. Контакты в южной части пологие, погружаются под вулканогенную толщу под углом 7—10°. Геофизические данные также говорят в пользу пологого погружения (не более чем 500—700 м) интрузивных масс под вулканогенные породы. Некоторые исследователи, например, Ю. П. Бидюк (1965 г.), склонны связывать отдельные мелкие выходы интрузивных тел южнее и западнее Евстафьевского поля с погруженной частью массива.

Евстафьевский массив, по данным Ф. К. Шипулина (1957), М. А. Фаворской (1956), является представителем II интрузивной фазы приморских гранитоидов. Время образования их по определению абсолютного возраста калий-аргоновым методом конец мела — палеоген.

Массив имеет сложный фациальный состав и зональное строение: серые крупнозернистые биотит-роговообманковые граниты в центре, розово-серые и розовые лейкократовые и аплитовидные по периферии. По химическому составу серые граниты относятся к ряду пересыщенных глиноземом, к классу пересыщенных кремнекислотой и к группе умеренно богатых щелочами. Розово-серые граниты состоят из калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза, кварца, биотита, зерен магнетита. Аплитовидные граниты из даек состоят из кварца (41%), альбит-олигоклаза (25%), калишпата (33%) и единичных чешуек биотита (0,4). В розовых гранитах встречаются шпильеры из эпидота, кварца и калишпата.

На площади Евстафьевского поля широко проявлены дизъюнктивные нарушения. По времени образования и роли в развитии поля их можно подразделить на несколько видов:

1. Крупное тектоническое нарушение, отделяющее верхнемеловые породы от палеогеновых. По представлениям Ю. П. Би-

дюка и В. И. Рыбалко (1965 г.), это нарушение является кальдерным разломом Петропавловского палеовулкана, расположенного юго-западнее описываемой площади. Кальдерный разлом осложнен надвигом с падением плоскости на восток под углом  $30-50^\circ$ . Особой роли в проявлении гидротермальных изменений и образовании вторичных кварцитов это нарушение не играло. Правда, в палеогеновых породах, особенно в липаритах с перлитовой структурой, отмечаются вторичное окварцевание и адуляризация, но генезис их не ясен.

2. Наиболее молодые нарушения, не сопровождающиеся минерализацией, картируются в береговых обнажениях и представляют собой трещины скола или сдвиги с малой амплитудой перемещения. Их направления субмеридиональные, углы падения крутые, более  $60^\circ$ . Вдоль плоскостей нарушений наблюдаются маломощные зонки перетирания пород, повышенная обохренность и активная эрозия пород с образованием ущелий в береговых обрывах. На остальной площади поля молодые тектонические нарушения обнаружены на участках вторичных кварцитов на левом склоне руч. Лагерного (севернее горы Маркина). Залегание их здесь более разнообразное: наряду с субмеридиональными имеются нарушения с азимутом простирания  $45, 110, 125, 245^\circ$  при углах падения от  $68$  до  $90^\circ$ . Образование их произошло в сравнительно недавнее время, вероятно, в неогене или четвертичном периоде, после полного завершения магматической и гидротермальной деятельности.

3. Нарушения в толще верхнемеловых пирокластов, заложённые, вероятно, в палеогеновое время, раньше или одновременно с излияниями брусировских лав. В развитии поля гидротермально измененных пород они сыграли самую большую роль. Среди них преобладали нарушения субмеридионального направления, о чем говорят размещение и конфигурация тел вторичных кварцитов. Метасоматиты участка Майского образуют тело, имеющее в целом линзообразную, вытянутую с севера на юг форму. Минерализация на участке Дюмортьеритовом выявлена по склонам ручья в пределах полосы субмеридионального нарушения. Интенсивный метасоматоз пород с образованием высокоглиноземистых кварцитов на побережье явно приурочен к тектоническим зонам северо-западного простирания. Более мелкие доминерализационные нарушения предполагаются по ручьям Перевальному и Лагерному, на участке Майском, о чем можно судить по особенностям рельефа и размещения метасоматитов.

Более отчетливы следы внутриминерализационных тектонических подвижек. Залегание их на левом склоне руч. Маркина северо-западное до субширотного, падение юго-западное до южного, углы падения  $60-70^\circ$ . Вероятно, эти трещины являются оперяющимися по отношению к основным нарушениям субмеридионального направления. Брекчированные вторичные кварциты на северном склоне горы Маркина также свидетельствуют

о неоднократном подновлении тектонических структур, являющихся путями движения гидротерм. В заключение следует подчеркнуть, что на Евстафьевском поле тектонический контроль, несомненно, играл важную роль в образовании и размещении вторичных кварцитов.

Постмагматически измененные породы Евстафьевского поля представлены продуктами контактового метаморфизма или гидротермального метасоматоза.

**Контактово-метаморфизованные породы.** Имеющиеся разрозненные сведения о приконтактовых изменениях во вмещающих породах говорят о незначительном, во всяком случае, невыдержанном, характере их. На левобережье р. Гузева на расстоянии примерно 50 м от контакта изменения в туфах выражены слабой серицитизацией, биотитизацией, эпидотизацией, повышением содержания магнетита. В отдельных образцах из зоны экзоконтакта наблюдается только альбитизация калишпата, хлоритизация биотита, разложение и слабая серицитизация стекла. В приконтактовой зоне в верховьях р. Гузевой в туфах отмечается более значительное ороговикование — появляются вторичный биотит (20—40%), кварц (до 15%), хлорит (до 10%), серицит (5%), эпидот, пирит.

Биотитизация — и иногда довольно интенсивная (охватывающая до 30% объема пород) — встречена в различных местах на Майском участке, вне видимой связи с интрузивным магматизмом. В верховьях руч. Маркина, западнее выходов вторичных кварцитов порода имеет плагиоклаз-кварцево-биотитовый состав. Кварц представлен реликтовыми зернами, плагиоклаз — порфиробластами размерами 0,22 мм и лейстами в основной массе. Мелкочешуйчатый биотит замещает участки исходной породы и как бы цементирует ее. Цвет зелено-бурый по *Ng*, бледно-желтый по *Np*. Менее интенсивная, но все же заметная вторичная биотитизация наблюдается в пепловых туфах в северо-западном углу участка, на склонах хребта под названием «Урочище Основы». Вторичный биотит, окварцевание, эпидотизация отмечены на водоразделе южнее горы Маркина. Наблюдаемые признаки ороговикования указывают на возможное залегание на описываемой площади интрузивных тел, еще не вскрытых эрозией.

**Гидротермально измененные породы.** Гидротермальный метасоматоз проявлен почти по всей площади вулканитов Евстафьевского поля. Он выражается в окварцевании, серицитизации, эпидотизации, альбитизации, карбонатизации, хлоритизации туфов и лав липарит-дацитового состава. По комплексу вторичных минералов изменения можно отнести к пропилитовому типу или к промежуточному между пропилитизацией и кислотным выщелачиванием. Более интенсивные изменения, при которых породы полностью замещаются вторичными минералами, произошли на отдельных участках этого поля: Майском, Дюмортьеритовом, Побережном, Ореольном. Здесь из-

вестны вторичные кварциты различного состава: серицитовые, каолинитовые, алунитовые, пирофиллит-диаспоровые, андалузитовые, корундсодержащие, андалузит-диаспоровые, топазовые, дюмортьеритовые.

### Майский участок

Участок расположен в центральной части поля на склонах руч. Маркина, притока р. Гузовой. Общая площадь участка, включая пропилитизированные и серицитизированные породы по периферии тел вторичных кварцитов, составляет 5 км<sup>2</sup>. Вторичные кварциты развиты на площади примерно 1,3 км<sup>2</sup>. Основной массив вторичных кварцитов занимает склон горы Маркина по правому борту руч. Маркина и более пологий левый склон ручья (рис. 6). На остальной площади участка развиты эпидотизированные, альбитизированные, хлоритизированные и серицитизированные породы.

Исходными для вторичных кварцитов, судя по реликтовым структурам, были «крупновкрапленниковые» кристаллотуфы липаритов, прослон мелкообломочных алевритов и пепловых туфов кислого состава, игнимбриты и туфы дацитов и липарито-дацитов, грубозернистые туфы или туфобрекчии. При общем тектоническом контроле гидротермально-метасоматических изменений на развитие вторичных кварцитов оказывал влияние различный исходный состав пород. В результате взаимодействия этих факторов степень переработки и состав фаций вторичных кварцитов резко и часто меняются в пределах общего контура массива. Роль исходных пород отчетливо проявлена на левобережье руч. Маркина и в нижней части склона горы Маркина. Степень и характер метасоматических преобразований зависят от зернистости и состава пород. Псаммитовые и крупнообломочные туфы, насыщенные кристаллами кварца, кислых плагиоклазов, ортоклаза, представляют собой благоприятную среду для кислотного метасоматоза. По ним образуются андалузит-диаспор-пирофиллитовые и алунит-андалузит-серицитовые кварциты, т. е. породы наиболее высоких степеней метасоматоза. Мелкозернистые, а тем более пелитовые туфы превращаются обычно в серицитовые, каолинит-серицитовые кварциты, реже в андалузит-серицитовые и алунит-каолинитовые. Игнимбриты липаритов и дацитов с разнообразными и крупными обломками более компетентны к образованию метасоматитов, чем мелкозернистые туфы, но все же они устойчивее к замещению, чем обычные туфы. Это, вероятно, связано с большей плотностью спекшихся туфов. Влияние состава сказывается в том, что по горизонтам дацитов и их туфов метасоматоз все-таки проявляется слабее, чем в кислых породах: по дацитам образуются серицитовые кварциты, но чаще всего только пропилиты эпидот-хлорит-серицитового состава.

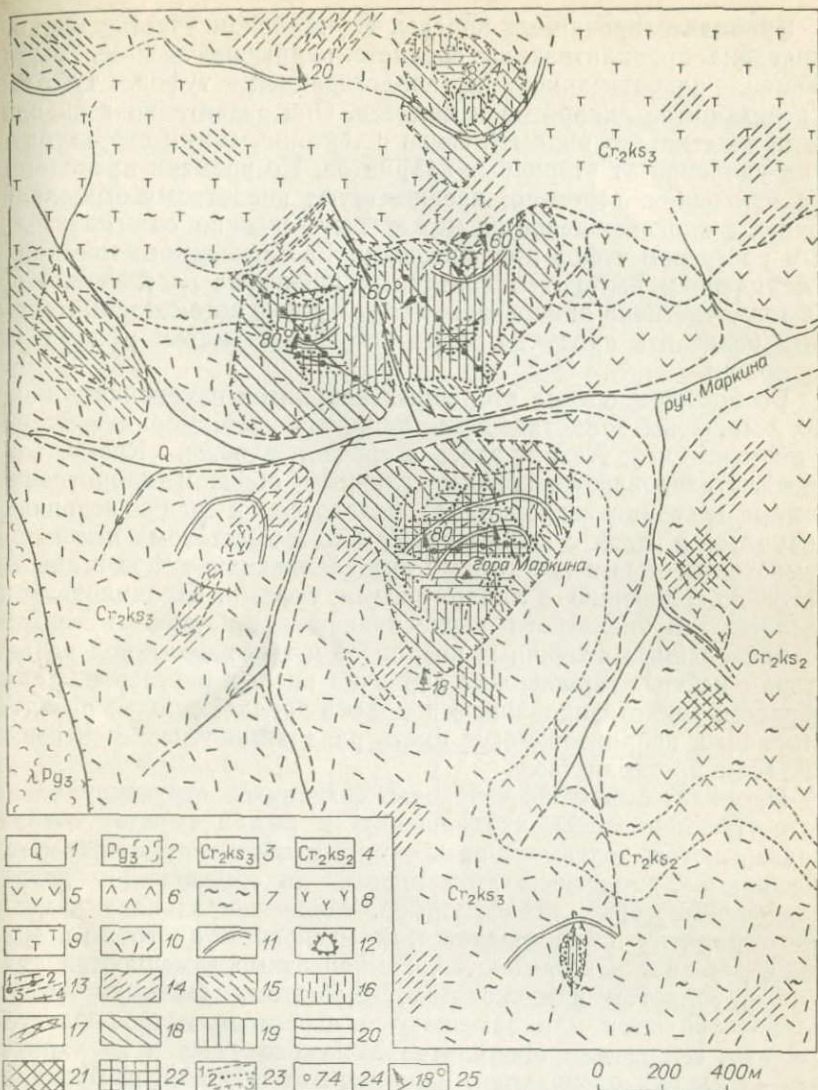


Рис. 6. Геологическая карта Майского участка вторичных кварцитов. Составлена Р. И. Петраченко.

1 — современные аллювиальные отложения; 2 — палеоген, бруслиовская свита: липаритовые порфиры, перлиты, туфы кислого состава; 3 — верхний мел, кисинская свита, верхняя толща; 4 — верхний мел кисинская свита, средний дацитовый горизонт; 5 — туфы дацитов; 6 — туфолавы дацитов; 7 — игнимбриты и туфы с частичными признаками спекания; 8 — агломератовые туфы смешанного состава; 9 — псефито-псаммитовые туфы кислого состава с преобладанием литокластических разностей; 10 — псаммитовые туфы липаритовых порфиров с преобладанием кристаллокластических разностей; 11 — горизонты алевритовых и алевропелитовых туфов; 12 — неок; 13 — тектонические нарушения: надвиг (1), установленные доминерализационные (2), предполагаемые (3), постминерализационные (4); 14 — пропилитизация альбит-эпидотового состава; 15 — окварцевание, серицитизация, слабая хлоритизация; 16 — биотитизация; 17 — хлоритизированные алевро-пелитовые туфы; вторичные кварциты; 18 — серицитовые; 19 — андалузитовые и андалузит-серицитовые; 20 — диаспор-андалузитовые; 21 — диаспор-андалузит-профиллитовые породы с корундом, гематитом; 22 — алунит-содержащие кварциты; 23 — геологические границы: установленные (1), предполагаемые (2), фаций измененных пород (3); 24 — точки наблюдений; 25 — элементы залегания.

**Пропилитизированные породы.** На Майском участке широко проявлена пропилитизация среднетемпературного типа, выраженная альбитизацией и эпидотизацией туфов, туфолав и игнимбритов липаритов и дацитов. Она развита по всей площади участка, без видимой связи с тектоническими структурами и на удалении от вторичных кварцитов. По времени проявления эти изменения, вероятно, предшествуют кислотному выщелачиванию, а происхождение их может быть связано со значительным прогревом туфов при внедрении Евстафьевского массива и поступлением высокотемпературных щелочных растворов. Кроме того, частично эпидотизация обусловлена аутометасоматозом, хотя разделить продукты различных видов метаморфизма невозможно.

Во внешнем ореоле вторичных кварцитов изменения в породах выражены эпидотизацией, хлоритизацией, серицитизацией и пиритизацией. Альбит здесь встречается реже. Кроме того, пропилитизированные породы (главным образом хлоритизированные и серицитизированные) находятся и среди вторичных кварцитов в связи с избирательным метасоматозом и меньшей компетентностью к кислотному выщелачиванию туфов и лав дацитов по сравнению с липаритовыми туфами. Пропилитизация внешних зон кислотного выщелачивания генетически связана с образованием вторичных кварцитов и происходит под воздействием нейтрализовавшихся первично кислых растворов. Таким образом, эпидотизированные породы в пределах полей развития вторичных кварцитов могут иметь различный генезис и совмещаться в пространстве.

Пропилитизированные породы сохраняют структуру исходного туфа или лавы, а замещению в них в первую очередь подвергаются полевые шпаты — они альбитизируются, серицитизируются, эпидотизируются вплоть до образования полных альбит-эпидотовых псевдоморфоз. Мономинерального замещения серицитом не наблюдается, но мусковит-эпидотовые псевдоморфозы иногда встречаются. Темноцветные замещаются хлоритом, эпидотом и мусковитом, серицитом. Обломки стекла хлоритизируются или замещаются агрегатом гидрослюдистого состава. Кварц для пропилитов Майского участка не характерен (этим они отличаются, например, от пропилитов Бринеровского поля), только изредка образуются биминеральные эпидот-кварцевые псевдоморфозы. Основная масса пропилитизированных пород, как и исходных, отличается значительной уплотненностью и раскristализацией стекла до микрофельзитового состояния. В ней появляются хлорит, недиагностируемая рудная пыль, реже — пирит.

Адуляризация не свойственна породам верхнемеловой толщи. Она наблюдалась только в одной из зон измененных пород на северо-западном склоне горы Евстафия по периферии небольшого тела андалузит-серицитовых кварцитов. Более характерна адуляризация для кислых эффузивов (перлитов) брусилловской

Таблица 7

Химический состав (вес. %) пропилитизированных и серицитизированных пород Евстафьевского поля

Оксид	4673	4566а	4717	4829	13
SiO <sub>2</sub>	71,10	68,76	76,88	73,62	70,21
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,52	0,18	0,52	0,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,94	11,03	9,86	12,68	16,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,19	5,27	3,18	1,12	4,80
FeO	0,77	1,06	0,62	1,20	0,13
MnO	0,60	0,07	0,98	0,40	0,007
MgO	0,45	0,20	Сл.	1,25	0,51
CaO	0,49	2,67	2,96	0,74	0,07
Na <sub>2</sub> O	2,25	3,39	3,13	2,38	0,35
K <sub>2</sub> O	4,60	3,07	1,02	5,10	4,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,32	0,04	0,07	0,031
H <sub>2</sub> O	0,36	0,22	0,16	0,36	Не опр.
П. п. п.	3,04	2,95	1,02	0,69	3,03
S <sub>общ</sub>	0,02	0,01	0,09	0,07	Не опр.
Сумма . .	100,36	100,04	100,12	100,20	100,59
d, г/см <sup>3</sup>	2,75	2,53	2,56	2,50	—

Анализы № 4673, 4566а — хлоритизированные, эпидотизированные литокристаллокластические туфы липаритовых порфиров; № 4717 — альбит-эпидот-кварцевая порода; № 4829 — серицитизированный кристаллокластический туф; № 13 — каолинизированный алевропелитовый туф. Анализ № 13 выполнен в лаборатории ПГУ, остальные — в лаборатории ДВГИ.

свиты, но генезис этих изменений не ясен. Стекло перлитов замещено кварцем и адуляром, а по концентрическим трещинкам перло развивается бледно-зеленый хлорит.

Химическая характеристика пропилитизированных пород приведена в табл. 7.

**Вторичные кварциты.** Здесь встречены серицитовые, каолинитовые, андалузитовые, диаспоровые, алунитовые кварциты. В малых количествах присутствуют корунд, топаз, лазулит. Наиболее обычная форма проявления — смешанные разновидности с двумя — тремя и более главными минералами. Близки к мономинеральным только породы типа агальматолитов серицитового и каолинитового состава.

В пределах общего контура вторичных кварцитов выделяется два полизональных тела, имеющих свои осевые или центральные зоны. Они занимают гору Маркина, противоположный ей склон руч. Маркина и часть водораздела «Урочище Основы». К западу от главного тела вторичных кварцитов располагается еще один выход вторичных кварцитов, но с бедным набором фаций: серицитовые кварциты и существенно кварцевые породы. Границы между вторичными кварцитами и сменяющими их серицитизированными и пропилитизированными породами постепенные в случае одинаковых эдуктов или резкие при распространении метасоматоза вокруг простирания пород.

Наиболее сложным по составу и строению является центральное тело Майского участка. Схематически форма его близка к треугольной. В центральной части на северном склоне горы Маркиной и левом склоне руч. Маркина развиты наиболее

сложные по составу алунит-диаспор-андалузитовые, алунит-диаспор-пирофиллитовые породы с примесью серицита, каолинита. Алунитизация чаще — более поздний процесс, и при интенсивном ее проявлении образуются алунитовые, алунит-каолинитовые фации, заместившие более ранние высокоглиноземистые породы. Краевые части тела заняты серицитовыми кварцитами.

В пределах описываемого тела устанавливается зональность концентрического характера: алунит-каолинитовые, собственно алунитовые, алунит-диаспор-андалузитовые, алунитсодержащие диаспор-андалузитовые кварциты, андалузит-серицитовые, серицитовые кварциты (от центра к периферии). Существенно каолинитовые породы образуются в узких зонах наложенного характера, сопутствуя максимальной алунитизации пород.

Указанное расположение фаций отражает, безусловно, только общую тенденцию к их зональному развитию. В действительности оно более сложно, так как породы чрезвычайно изменчивы по составу даже на интервалах в несколько метров. Отчасти это связано с различиями в составе исходных туфов и лав, отчасти — с тектоникой и наложением стадий минерализации.

Более отчетливая смена зон наблюдается во втором теле в северной части участка (т. н. 74 на рис. 6): корунд-андалузит-диаспоровые с мусковитом и пирофиллитом высокоглиноземистые породы; диаспор-андалузит-пирофиллитовые; андалузитовые с серицитом и глинистым минералом; серицитовые кварциты. Локально в центральной зоне наблюдается обогащение гематитом. Породы, граничащие с серицитовыми кварцитами на севере и на западе, сильно эпидотизированы.

*Серицитовые кварциты* на Майском участке — одна из распространенных фаций метасоматитов. Внешний облик серицитовых кварцитов в большой степени зависит от состава исходных пород, так как структура и текстура эдукта в них сохраняется.

Под микроскопом они имеют реликтовую порфиристую, обломочную, игнимбритовую, пепловую структуру. Основная масса микролепидогранобластовая кварц-серицитовая, часто насыщенная рудной пылью, рутилом, лейкоксеном. Размеры зерен и чешуек в основной массе 0,01—0,08 мм. Относительные количества главных минералов — кварца, серицита — колеблются в больших пределах. Соответственно этому различаются породы существенно кварцевые (75—80%) и обогащенные серицитом (50%), вплоть до пород, состоящих на 98% из серицита. Последние имеют плотное строение, раковистый излом, зеленоватую окраску, похожи на пирофиллитовые агальматолиты, но низкое содержание щелочей (10% — обр. 4570, табл. 19) говорит о мономинеральном серицитовом составе. Эта разновидность встречается в делювии на северном склоне горы Маркина.

Рудные минералы в серицитовых кварцитах представлены пиритом, гематитом и аксессуарным реликтовым ильменитом.

Пирит и гематит образуют рассеянную тонкую вкрапленность (размеры 0,05—0,2 мм) или тонкие микропрожилки. Содержание магнетита иногда очень высокое — до 14% (см. табл. 8, ан. № 4562). По ильмениту развивается лейкоксен. Рутил приурочен к псевдоморфозам по биотиту и рассеян в основной массе в виде мелких (0,05 мм), но кристаллографически правильных зерен.

В серицитовых кварцитах может присутствовать глинистый минерал (каолинит?) в количестве около 5—10%. Совместно с серицитом или самостоятельно он замещает отдельные обломки и вкрапленники полевых шпатов.

Наряду с серицитовыми кварцитами на Майском участке развиты породы мусковит-кварцевого состава грейзеноподобного облика. Исходные породы для них не определяются.

В серицитовых кварцитах микроскопически устанавливается топаз, подтверждающийся повышенным количеством фтора в породах. Кроме того, в отдельном выходе в верховьях руч. Маркина обнаружены турмалиносодержащие серицитовые кварциты (2—3% зеленого турмалина). Проявление этих минералов интересно в генетическом отношении: оно свидетельствует об относительно высокотемпературных условиях происхождения вторичных кварцитов при участии галогенсодержащих растворов.

Химическая характеристика серицитовых кварцитов приведена в табл. 8.

*Каолинитовые кварциты* встречаются спорадически среди серицитовых и высокоглиноземистых кварцитов как в краевых, так и в центральных частях массива. Не исключено, что минералогически они представлены не только одним каолинитом, но диагностика глинистого минерала, содержащегося в небольших количествах в породе, затруднена. Оптически подтвердился наиболее крупночешуйчатый каолинит и термически — каолинит из мономинеральных скоплений (рис. 29). По времени образования и содержанию глинистого минерала выделяется несколько разновидностей пород:

1. Каолинитовые кварциты (по игнимбрикам и мелкообломочным, средне- и крупнообломочным туфам липаритов). Характеризуются развитием каолинита в основной массе и по обломкам полевых шпатов, стекла. Содержание каолинита составляет 20—30%. Обычно он тонкочешуйчатый (0,01—0,003 мм), слабодвупреломляющий до изотропного, бесцветный  $N_m = 1,563 \pm 0,003$ . В редких случаях глинистый минерал образует чешуйки до 0,1 мм. По оптическим свойствам он относится к каолиниту ( $N_m = 1,562$ ;  $-2V = 50^\circ$ ; двупреломление порядка 0,005—0,007. Как примесь в породе присутствует также тонкочешуйчатая, низкодвупреломляющая разность серицита с  $N_{ср} = 1,574$ . Кварц исходной породы сохраняется, но иногда корродируется вторичным кварцем. Обычно примесь гидроокислов железа, рутила. Изредка в них наблюдается марказит в количестве до 10%.

Химический состав (вес. %) серицитовых, андалузит-серицитовых и каолинит-серицитовых кварцитов Евстафьевского поля

Оксид	4831	3E	4E	4519a	7E	4520	4643	4644	10E	3136	4562	4517
SiO <sub>2</sub>	77,24	82,55	78,32	73,96	66,09	80,96	68,82	69,70	74,72	70,78	66,14	68,76
TiO <sub>2</sub>	0,44	0,07	0,08	0,45	0,90	0,23	0,72	0,88	0,15	0,26	1,03	0,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,36	10,14	12,67	11,92	17,53	7,17	15,61	17,54	15,63	14,74	10,97	20,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,21	2,08	2,24	7,17	6,64	1,66	3,80	2,02	2,72	2,68	14,16	4,02
FeO	0,27	0,47	0,34	0,26	0,32	0,22	0,42	0,26	0,16	0,16	0,09	0,44
MnO	0,40	0,03	0,03	Сл.	0,01	Сл.	0,16	0,12	0,02	Сл.	Сл.	0,01
MgO	1,14	0,25	0,31	Сл.	0,62	Сл.	0,57	0,67	0,21	Сл.	Сл.	Сл.
CaO	Сл.	Сл.	Сл.	0,38	0,03	0,37	Сл.	Сл.	0,09	0,44	0,29	0,37
Na <sub>2</sub> O	0,32	0,12	0,18	0,28	0,40	0,28	0,34	0,76	0,05	0,22	0,32	0,12
K <sub>2</sub> O	4,22	3,29	3,59	4,15	4,68	4,75	3,64	3,26	0,11	0,63	4,60	0,58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,01	0,01	0,23	0,003	0,20	0,18	0,11	0,03	0,55	0,23	0,36
H <sub>2</sub> O	0,24	Не опр.	Не опр.	0,20	Не опр.	0,22	0,20	0,16	Не опр.	0,18	0,10	0,14
П. п. п.	1,71	1,59	2,09	2,08	3,70	3,38	4,86	3,39	5,97	7,62	2,52	3,14
S <sub>общ</sub>	0,06	Не опр.	Не опр.	0,01	Не опр.	0,004	Сл.	Сл.	Не опр.	0,09	0,01	Сл.
Сумма	99,68	100,60	99,86	101,09	100,92	99,44	99,32	98,87	99,86	98,35	100,46	99,21

Анализ № 4831 — серицитовый кварцит по кристаллокластическому туфу; № 3E, 4E, 4519a — андалузит-серицитовый кварцит с гематитом по туфу со следами спекания; № 7E — серицитовый кварцит по литокристаллокластическому туфу; № 4520 — серицитовый кварцит по алевропелитовому пепловому туфу; № 4643, 4644 — каолинит-серицитовые кварциты с андалузитом по литокристаллокластическим спекшимся туфам; № 10E — каолинитовый кварцит по литокристаллокластическому спекшемуся туфу; № 3136 — серицит-каолинитовый кварцит по алевропелитовому туфу; № 4562 — гематит-серицит-кварцевая порода по алевропелитовому туфу; № 4517 — гематит-кварцевая порода с топазом. Анализы № 3E, 4E, 7E, 10E выполнены в лаборатории ПГУ, остальные — в лаборатории ДВГИ.

2. Каолинитсодержащие породы, часто представляющие брекчированные разности вторичных кварцитов, сцементированные и насыщенные микропрожилками каолинита.

3. Мономинеральные каолинитовые породы (агальматоли-ты), образующие прослои и жилки с параллельными гранями мощностью 2—3 см, секущие вторичные кварциты высокоглиноземистых фаций, но близкие по времени выделения к поздней алуинитизации. Породы снежно-белого цвета, обладают большей плотностью, имеют раковистый излом. Под микроскопом состоят из мономинерального каолинита со средним размером чешуек около 0,01 мм, двупреломлением порядка 0,005,  $N_{cr} = 1,56$ . Встречены в центральных зонах на склоне горы Маркина и на противоположном склоне руч. Маркина.

4. Каолинит (?) - андалузит-серицитовые кварциты. Глинистого минерала в них 5—10%. Это тонко-до скрыточешуйчатой изотропная или очень слабодвупреломляющая разновидность глинистых минералов. По показателю преломления ее можно отнести к группе каолинита; развивается по андалузиту, топазу в поздние стадии процесса. Можно наблюдать переходы от слабо замещенного андалузита до полных псевдоморфоз изотропного глинистого минерала, по форме похожих на андалузит. Глинистое пелитоморфное вещество развивается и по агрегатам плохо раскристаллизованного андалузита, делая его серым, слабoproзрачным и низкодвупреломляющим.

*Андалузитовые кварциты* — это породы, в которых андалузит является главным типоморфным минералом и содержится в количестве от 5 до 40%. Остальная часть их сложена кварцем, серицитом (5—35%), каолинитом, пиритом, рутилом, гидроокислами железа. Иногда содержится топаз (около 2%). Андалузитовые кварциты развиваются по крупнообломочным, псаммитовым и алевритовым туфам липаритов, туфолавам и игнимбритам дацитов и липаритов. Реликты структур и текстур исходных пород, как правило, сохраняются. Вторичные структуры порфиробластовые, лепидогранобластовые, с размерами индивидов основной массы от сотых до несколько тысячных долей миллиметра. Андалузит образует порфиробластовые зерна правильной формы размерами 0,6—0,8 мм или псевдоморфозы по полевым шпатам из нескольких кристаллов размерами 0,1—0,3 мм. Наблюдаются также биминеральные серицит-андалузитовые псевдоморфозы по крупным (2—3 мм) обломкам полевых шпатов и пород.

Кроме четких псевдоморфоз и порфиробласт крупнозернистый андалузит образует скопления неправильной формы, линзы, полосы. Наблюдаются скопления зерен на границе слоев замещенных алевритовых тонкослоистых туфов.

Вторая распространенная форма выделения андалузита — мелкозернистый агрегат ситовидной или пойкилитовой структуры, развивающийся в основной массе кварцита. Андалузит в этом агрегате не имеет собственных кристаллографических

форм. Очевидно, он замещает полевошпатовую часть раскристаллизованного стекла лав и спекшихся туфов. Выделяющийся же при этом кварц оказывается включенным в андалузите, что создает ситовидные или пойкилитовые структуры. Андалузит имеет обычно серый цвет и пониженное двупреломление в результате замещения недиагностируемым пелитоморфным веществом. Оптическая диагностика его затруднена, и только сохранившиеся местами относительно чистые участки позволяют определить агрегат в целом как андалузит.

Наряду с андалузитом в породах присутствует серицит. Он замещает обломки полевых шпатов, стекла, развивается по основной массе, выделяется одновременно или чуть раньше андалузита. Об этом можно судить по сложным серицит-андалузитовым псевдоморфозам замещения. Однако в этих же породах наблюдаются микропрожилки серицита, пересекающие породу и зерна андалузита.

Андалузит замещается пиритом, а пылевидный гематит насыщает основную массу андалузитовых кварцитов, в связи с чем они приобретают темный красновато-фиолетовый оттенок. Изредка наблюдаются более крупные кристаллы гематита. Спектральные и химические анализы пород показывают повышенные содержания железа — до 7% (см. табл. 8, обр. 4519а).

В андалузитовых кварцитах может присутствовать топаз в виде мелкокристаллических (0,1 мм) плотных агрегатных скоплений. Минерал пелитизирован, диагностируется с большим трудом, похож на андалузит по преломлению. Отличается положительным удлинением призматических кристаллов, индивидуализированных только на границах скоплений. Химические анализы подтверждают топаз повышенными содержаниями фтора в породе.

*Высокоглиноземистые породы* состоят из андалузита, диаспора, корунда, пирофиллита, мусковита, алунита, кварца, гематита, глинистого минерала. Содержание кварца в них переменное вплоть до образования бескварцевых пород. Алунитосодержащие диаспор-андалузитовые породы будут рассмотрены ниже, в группе алунитовых кварцитов.

На Майском участке высокоглиноземистые породы локализованы в нескольких местах: в северной части, в районе уже упоминавшейся точки наблюдения 74, на правом водоразделе кл. Лагерного (левого притока руч. Маркина) и на северном склоне горы Маркина. В двух последних местах диаспор-андалузитовая минерализация большей частью совмещена с алунитовой.

*Диаспор-андалузитовые породы* — иногда с корундом и гематитом — занимают центральное положение в нескольких полизональных телах вторичных кварцитов на Майском участке. Особенно отчетливо это выражено в северном теле (т. н. 74 на рис. 6), где выделяющаяся в рельефе высотка сложена массивными темно-серыми, пятнистыми розово-серыми тяжелыми и

крепкими породами мелкозернистой структуры. Общая площадь выхода высокоглиноземистых пород здесь составляет примерно 350 м<sup>2</sup> (50×70).

Наиболее широкий ореол (250×300) м диаспор-андалузит-кварцевые породы образуют на северном склоне горы Маркина. Однако наложение алунита затушевывает их высокоглиноземистый характер, в связи с чем на карте вырисовывается обширная площадь, занимаемая алунитсодержащими породами, и только по краям выступают диаспор-андалузитовые кварциты.

Высокоглиноземистые породы — наиболее метаморфизованные разности, и природа эдуктов в них устанавливается с трудом. Под микроскопом породы имеют порфиробластовую, лепидогранобластовую структуру. Размеры кристаллов андалузита, диаспора, корунда 1,5—0,1 мм, пирофиллита, серицита — сотые доли миллиметра. Главные минералы содержатся в количестве от 5 до 30%, пирофиллит, кварц составляют по 20—30% от всего объема породы. В породах из северного выхода значительную роль играет гематит (до 15—20%). В виде примеси присутствуют рутил, лейкоксен, глинистый изотропный минерал, замещающий андалузит.

Андалузит обычно образует крупные призматические идиоморфные кристаллы и в меньшей степени — мелкокристаллические агрегаты при сростании с кварцем. Диаспор также образует крупные, до 1,0 мм в поперечнике, порфиробласты и заметно разъедается пирофиллитом. Среди кристаллов андалузита и диаспора развиваются вполне идиоморфные, довольно крупные, до 0,5 мм, пластинки мусковита. Они имеют хорошо выраженную спайность, чистые и яркие цвета интерференции. Вдоль спайности, как это обычно бывает при разложении и замещении биотита, концентрируются темные, почти непрозрачные железо-титанистые соединения. Стыки чешуек мусковита с диаспором и андалузитом — без явлений взаимного разъедания или замещения. Небольшое содержание мусковита в шлифах (3—5%) отвечает также небольшому содержанию щелочей (табл. 9). Пирофиллит в этих же породах представлен тонкочешуйчатой разностью, образующей мономинеральный или кварц-пирофиллитовый агрегат. Содержание его достигает 30%. Иногда пирофиллит выполняет прожилки.

Корунд во вторичных кварцитах Приморья — редкий минерал, и поэтому находка его представляет особый интерес. На Майском участке он встречен в малых количествах (около 5—7%) только в северном теле вторичных кварцитов. В отдельных шлифах содержание корунда достигает 15—20%, что, вероятно, связано с неравномерностью его развития в породе. Корунд образует короткопризматические и утолщенные кристаллы размерами 0,2—0,5 мм по длинной стороне, оптически одноосный отрицательный. Взаимоотношения корунда с диаспором и андалузитом не ясны. Корундовые зерна располагаются внутри кристаллов андалузита или диаспора, что можно ис-

Химический состав (вес. %) высокоглиноземистых и алунитовых вторичных кварцитов Евстафьевского поля

Оксид	4642	4733	9E	8E	4633	4834	3104	3100	3220	11E	12E
SiO <sub>2</sub>	68,16	66,84	68,45	59,11	77,90	51,28	69,96	65,05	52,68	71,59	50,77
TiO <sub>2</sub>	0,80	0,69	0,60	0,80	0,92	0,56	0,47	0,88	0,58	0,10	0,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,91	23,14	18,90	32,21	12,06	37,13	19,55	14,34	20,97	14,79	17,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,14	2,11	4,00	1,44	2,02	0,78	3,48	2,92	2,08	3,84	6,08
FeO	0,30	0,20	0,18	0,43	0,09	0,49	0,10	0,09	0,14	0,18	0,32
MnO	0,36	0,08	0,007	0,014	0,36	0,08	Сл.	Сл.	0,01	0,04	0,08
MgO	0,40	0,62	0,96	0,11	0,46	0,62	0,20	Сл.	0,22	0,62	0,21
CaO	0,18	Сл.	0,14	0,25	Сл.	Сл.	0,29	0,29	0,71	0,25	0,17
Na <sub>2</sub> O	0,97	0,08	0,05	0,05	0,44	0,18	0,11	1,59	0,48	0,30	0,70
K <sub>2</sub> O	4,94	0,06	0,01	0,17	0,16	0,38	0,13	1,40	2,78	3,17	2,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,36	0,35	1,30	0,14	0,11	0,30	0,38	0,27	0,07	0,35
H <sub>2</sub> O	0,18	0,19	Не опр.	Не опр.	0,14	0,41	0,30	0,12	0,11	Не опр.	Не опр.
П. п. п.	2,98	4,88	6,90	3,91	5,38	7,58	4,49	11,04	13,82	4,76	20,18
S <sub>общ</sub>	Сл.	0,12	Не опр.	Не опр.	0,01	0,08	0,07	2,25	4,76	Не опр.	Не опр.
SO <sub>3</sub>	Не опр.	Не опр.	»	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	5,63	11,90	»	»
Сумма . .	99,55	99,37	100,55	99,79	100,08	99,68	99,45	100,35	99,61	99,71	99,82

Анализ № 4642 — диаспор-серицитовый кварцит по литокристаллокластическому (?) туфу; № 4733, 9E — диаспор-пирофиллитовые кварциты по литокристаллокластическому (?) туфу; № 8E — диаспоровый кварцит; № 4633 — диаспор-андалузит-пирофиллитовый кварцит с гематитом; № 4834 — диаспор-андалузитовый кварцит с пирофиллитом и серицитом по кислому туфу; № 3104 — диаспор-пирофиллит-андалузитовый кварцит по кристаллокластическому туфу; № 3100 — алунитовый кварцит по адевропелитовому туфу; № 3220 — алунитовый кварцит по кристаллокластическому туфу; № 11E, 12E — алунитовые кварциты по литокристаллокластическим туфам липаритовых порфиров. SO<sub>3</sub> в сумму не входит.

толковать по-разному: или это реликты корунда, или, наоборот, корунд развивается по андалузиту и диаспору.

Особенностью высокоглиноземистых кварцитов северной части Майского участка является развитие в них крупнозернистого гематита в количествах до 15%. Пластинчатые кристаллы гематита размерами до 0,5 см срastaются с диаспором и андалузитом. В гематите, в свою очередь, имеются вросстки магнетита. В других выходах высокоглиноземистых кварцитов — на северном склоне горы Маркина, на правом берегу кл. Лагерного — гематит развит только в виде тонкой рудной вкрапленности, насыщающей основную массу породы.

Пирит присутствует в высокоглиноземистых породах в количестве 2—3%. Его зерна окаймляются чешуйками мусковита и пересекаются слюдой. Иногда пирит имеет не собственные кристаллографические формы, а образует псевдоморфозы по андалузиту или диаспору (?) вместе со слюдой. Таким образом, время его выделения — вслед за высокоглиноземистыми, но раньше или близко ко времени образования мусковита-серицита.

Вся сумма микроскопических наблюдений позволяет воссоздать последовательность минералообразования: корунд — андалузит — диаспор — мусковит — гематит — кварц — пиррофиллит — пирит — серицит — глинистый минерал.

Минералогическими разновидностями высокоглиноземистых пород являются диаспор-серицитовые и диаспор-пиррофиллитовые кварциты, обнаруженные микроскопически и подтвержденные химическим анализом (см. табл. 9) по резко различному содержанию щелочей и повышенному количеству  $Al_2O_3$ . Встречены они в северной части Майского участка среди диаспор-андалузит-пиррофиллитовых кварцитов, но пространственно не оконтурены.

*Диаспор-пиррофиллитовые кварциты* представляют собой массивные породы пятнистой розовато-серой окраски, без признаков первичной структуры. Под микроскопом имеют лепидогранобластовую структуру с чертами гломеропорфиробластовой; состоят из диаспора (10—15%), пиррофиллита (30—35%), вторичного кварца (до 50%), гематита. Реликтовых минералов нет. Диаспор развит неравномерно, очевидно, по обломкам минералов и пород. Форма кристаллов чаще шестоватая, призматическая, причем зерна собраны в пучки и сноповидные агрегаты. Размеры кристаллов 0,05—2,0 мм. Пиррофиллит выполняет участки неопределенной формы или вместе с диаспором замещает минералы, вероятно, полевые шпаты. Размеры чешуек пиррофиллита 0,05—0,4 мм. Кварц образует основную массу.

*Диаспор-серицитовые кварциты* внешне и под микроскопом мало отличаются от диаспор-пиррофиллитовых, но в них слабо угадываются первичная текстура и структура.

*Алунитсодержащие породы* представляют ценное комплексное сырье для химической промышленности. Общих требований к запасам и содержанию алунита в породах еще не выработано.

Очевидно, что при использовании алунита для нужд местной промышленности требования к этому виду сырья будут отличаться от общесоюзных. Не исключено, что в экономически выгодных условиях смогут разрабатываться и относительно мелкие месторождения.

Алунитовая минерализация на Майском участке имеет сложный характер. Породы резко отличаются по минеральным ассоциациям, содержанию самого алунита и характеру первичных пород. По результатам химанализов и микроскопического изучения пород (материалы полевой геологической партии ПГУ и автора) алунификация установлена на левобережье руч. Маркина и на северном склоне горы Маркина. Площади выходов составляют  $(75 \times 30)$ ,  $(50 \times 75)$  и  $(300 \times 150)$  м. Алунита в породах от 1 до 35—40%. По минералогическому составу среди алунифицированных пород выделяется несколько видов.

1. Высокоглиноземистые породы с примесью алунита (до 10%). Они отчасти похожи на описанные выше высокоглиноземистые, состоят из андалузита, диаспора, кварца, пирофиллита, мусковита, серицита, гематита, пирита, рутила и алунита. Содержание всех минералов колеблется вплоть до выпадения нескольких минералов и упрощения состава. Иногда они почти не содержат кварца. Алунит здесь мелкий, ксеноморфный (0,02—0,08 мм); реже встречаются более крупные идиоморфные кристаллы (0,1—0,15 мм). Развивается он и в цементе, и в обломках, изредка наблюдаются прожилки алунита + диаспора + каолинита. Взаимоотношения алунита с другими минералами сложны и противоречивы: алунитовые кристаллы могут быть включены внутри андалузита; андалузит и диаспор замещаются алунитом + серицитом + глинистым минералом; алунит примыкает к андалузиту и диаспору без признаков замещения и разъедания; алунит замещается глинистым изотропным минералом или диаспор-глинисто-слюдистым агрегатом. Наряду с этим наблюдается четкая цементация участков породы диаспор-андалузит-серицит-кварцевого состава алунитом, каолинитом и кварцем. Породы пересекаются мономинеральными прожилками каолинита.

Все наблюдаемые факты говорят о длительности формирования подобных пород, в несколько стадий. Алунит выпадал не только в поздний этап минерализации (цементирующий алунит), но и на ранних стадиях, очевидно, при участии эндогенной серной кислоты, образовавшейся за счет реакций восстановления — окисления в гидротермальных растворах. Ассоциация алунита с каолинитом и кварцем в цементе говорит о преимущественно сернокислотном и низкотемпературном характере поздних гидротерм. В заключительную стадию минерализации выпадал и каолинит, и очень небольшое количество кварца из слабокислых растворов, не содержащих щелочей.

2. Алунит-андалузитовые кварциты. Распространены на северном склоне горы Маркиной и на левобережье руч. Маркина,

но отсутствуют в северном выходе вторичных кварцитов. В большинстве случаев исходными породами для алунит-андалузитовых кварцитов были туфы липаритовых кварцитов, реже устанавливается структура мелкообломочного тонкослоистого туфа. Иногда признаки исходной породы отсутствуют. Внешний вид и физические свойства алунит-андалузитовых кварцитов определяются характером первичной породы и особенностями минералогического состава: они могут быть массивными, очень твердыми и прочными или более мягкими, со слоистой структурой. Цвет во многом зависит от содержания тонкой вкрапленности гематита.

Микроскопически в описываемых породах наблюдаются: андалузит (2—30%), кварц (50—70%), алунит (1—15%), серицит-мусковит (5—15%), каолинит (5—10%), гематит (2—5%), марказит (1—2%), пирит (1—10%), лазулит (1%), гидроокислы железа (до 10%). Основную массу породы составляет микрогранобластовый вторичный кварц, иногда в тесном сростании с серицитом и плохо раскристаллизованным андалузитом. Алунит рассеян в виде мелких (0,1—0,2 мм), обычно вполне идиоморфных кристаллов, дающих ромбические, квадратные и прямоугольные сечения. Встречаются и ксеноморфные, изъеденные кварцем кристаллы алунита. Иногда наблюдаются псевдоморфозы алунита по обломкам пород и полевым шпатам или кайма из алунитовых кристаллов вокруг монокварцевых псевдоморфоз по крупным зернам, очевидно, первичного кварца.

О взаимоотношениях алунита и андалузита можно судить по тому, что андалузит в большинстве случаев несвежий, замещен глинистым слабоанизотропным минералом. Концы граней кристаллов андалузита часто оборваны, разъедены кварцем, серицитом, в то время как алунит обычно идиоморфный, чистый, свежий. В крупных его кристаллах содержится включения зерен андалузита, которые могли быть захвачены при росте кристаллов алунита. Осложняют картину прожилки кварц-алунит-андалузитового состава, рассекающие и основную массу, и порфиробласты алунита, андалузита и кварца. Кварц в алунит-андалузитовых кварцитах, как и во всех других разностях, выделялся в течение всего процесса метасоматоза: и вместе с андалузитом, и в самые поздние стадии, уже в виде тонких прожилков, рассекающих алунит. Рутил рассеян по всей породе в виде мелких (сотые доли миллиметра) зерен. Гематит или пирит образуют рассеянную вкрапленность или выполняют микротрещинки. По рудным минералам развиваются гидроокислы железа. Они же адсорбируются глинистым минералом.

Последовательность минералообразования в этой группе пород: андалузит+кварц+серицит—кварц+алунит+пирит (или гематит) — алунит+кварц+андулузит+пирит+глинистый минерал.

3. Алунитовые кварциты. Это породы относительно простого состава, обогащенные алунитом (15—40%). Выходы алунитовых

кварцитов отчасти совпадают с тектоническими нарушениями (см. рис. 6). В породах наблюдаются брекчиевидные текстуры, а в наиболее богатых разностях алунит явно цементирует обломки более ранних вторичных кварцитов. Визуально богатые алунитом породы светлые, розовые или пятнистые розово-серые в случае брекчиевидной текстуры. Часто алунитовые кварциты интенсивно обохрены в связи с повышенной раздробленностью пород вдоль осевых зерен.

Состав алунитовых кварцитов: кварц (40—50%), алунит (15—40%), каолинит (2—15%), серицит (5—10%), пирит (3—5%), рутил, гидроокислы железа. Алунит развивается равномерно по всей породе или образует скопления, особенно в связи с избирательным замещением одних микрослоев алунитом, а других — каолинитом. Иногда алунит развивается предпочтительнее в цементе исходной породы. Размеры кристаллов 0,5—0,2 мм, форма удивительно правильная, с преобладанием изометричных зерен (квадратные и прямоугольные сечения). Лейстовидная, призматическая конфигурация, свойственная, например, алуниту Самаргинского участка, встречается очень редко. Возможно, это обусловлено особенностями структур замещаемых пород: на Майском участке породы с микролитовой, пилотацитовой и другими подобными структурами почти не встречаются.

Выделенные минералогические виды алунитсодержащих кварцитов отличаются генезисом и временем образования. Сложные по составу породы с участием диаспора и андалузита формировались в несколько стадий. Богатые алунитовые кварциты в секущих тектонических зонах образовались в позднюю стадию сернокислотного выщелачивания в связи с поступлением гидротерм, насыщенных сернистыми соединениями. Каолинит-алунитовые кварциты без следов высокоглиноземистых минералов развились во внешних зонах действия первично галогеннокислотных растворов, после связывания галогенов в осевых зонах и усиления роли  $SO_3$ .

### Дюмортьеритовый участок

Располагается в бассейне ручья, впадающего в море южнее бухты Евстафия. Непосредственной связи между этим участком и Майским не обнаруживается. Изменения пород здесь, вероятно, приурочены к самостоятельной тектонически ослабленной зоне. Геологическое строение участка довольно простое — породы представлены туфами липаритовых порфиров нижней толщи верхнего мела. Метасоматоз проявлен в пределах короткой зоны субмеридионального направления, охватывающей правый и левый берега ручья. На север она быстро, на расстоянии каких-нибудь 100 м, выклинивается, а к югу возможным продолжением ее могут быть выходы интенсивно измененных пород на побережье. Общая площадь описываемого участка с охватом слабо изме-

ненных пород составляет примерно 1 км<sup>2</sup>. Гидротермально измененные породы представлены серицитизированными и окварцованными кристаллотуфами и смешанными разновидностями кварцитов: андалузит-пирофиллит-серицитовыми, дюмортьерит-пирофиллит-серицитовыми, андалузит-дюмортьерит-серицитовыми.

*Андалузит-пирофиллит-серицитовые кварциты* непосредственно не оконтурены, но ясно располагаются почти в центре ореола изменений. В них появляются порфиробласты андалузита — крупные, до 1 мм в длину, призматические кристаллы. Концы граней их разъедены пирофиллитом или серицитом. Содержание андалузита в породе невелико — не более 10%, серицита и пирофиллита вместе 30—50%. В химических анализах содержания щелочей небольшие, что говорит о преобладании пирофиллита над серицитом.

*Дюмортьеритсодержащие кварциты* — сравнительно редкая фация вторичных кварцитов. Присутствие ее интересно с генетической точки зрения — как показателя условий образования метасоматитов. Дюмортьерит ассоциирует с андалузитом (подтвержденным рентгеноструктурно — см. табл. 23, ан. № 4833), серицитом, пирофиллитом, кварцем. Содержания этих минералов варьируют, иногда даже до полного выпадения. Наиболее характерным минералом, определяющим внешний облик породы в любой ассоциации, является дюмортьерит (5—30% от объема породы). Содержащие его породы имеют синий или сиренево-синий со слабым фиолетовым оттенком цвет. Текстура массивная, структура мелкозернистая или ярко выраженная радиально-лучистая, сноповидная. Диаметр лучистых агрегатов дюмортьерита достигает 1,5 см. Они же имеют наиболее яркую синюю окраску, в то время как мелкозернистые участки — сиренево-синего цвета. Объяснить разницу в цвете трудно. Возможно, она зависит от примесей соединений других элементов (см. табл. 21) или от крупности кристаллов и чистоты их. Дело в том, что дюмортьерит интенсивнейшим образом замещается серицитом или пирофиллитом, а последние могут пропитываться соединениями мышьяка и сурьмы. По данным спектрального полуколичественного анализа, в синем дюмортьерите содержится 1—3% мышьяка и 7—9% сурьмы, в сиреневой разновидности 0,04—0,06% As и 0,07—0,09% Sb. В дюмортьеритовом кварците мышьяка и сурьмы 0,01—0,03%. Минеральные формы нахождения этих элементов не установлены. Химический анализ дюмортьеритового кварцита приведен в табл. 20 (обр. № 4833), рентгенограмма дюмортьерита — в табл. 23.

Дюмортьерит в виде волокон или крупных снопов довольно равномерно насыщает всю породу. Его тончайшие кристаллы проникают даже в зерна первичного (обломочного) и вторичного кварца. Основная масса породы состоит из кварца, серицита, пирофиллита (?), андалузита, замещающегося серицитом и изотропным глинистым минералом. Иногда наблюдаются полные псевдоморфозы по андалузиту. Последовательность минералооб-

разования в зоне дюмортьеритовых кварцитов: кварц + серицит — дюмортьерит + андалузит + пирофиллит — серицит — глинистый минерал.

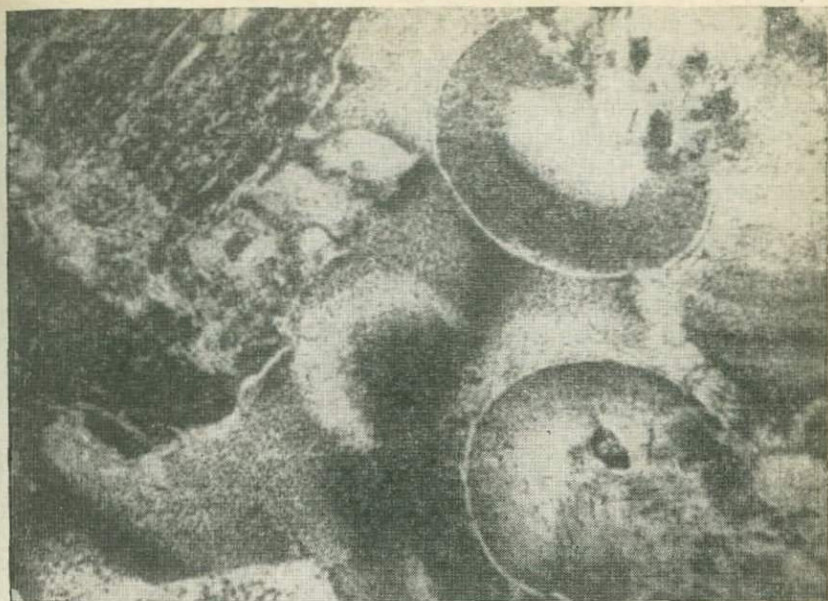
Зональное расположение измененных пород в пределах всего ореола проявляется следующим образом. Центральная зона дюмортьеритовых кварцитов окаймляется андалузит-пирофиллит-серицитовыми и далее к периферии — серицитовыми кварцитами. Внешние зоны представлены серицитизированными и окварцованными туфами, переходящими в неизменные породы. Об изменениях в химическом составе пород в различных зонах можно судить по данным анализов (см. табл. 7, 8, 20, обр. № 4829, 4831, 4833) и диаграмме «привнос — вынос» (рис. 36).

### Побережный участок

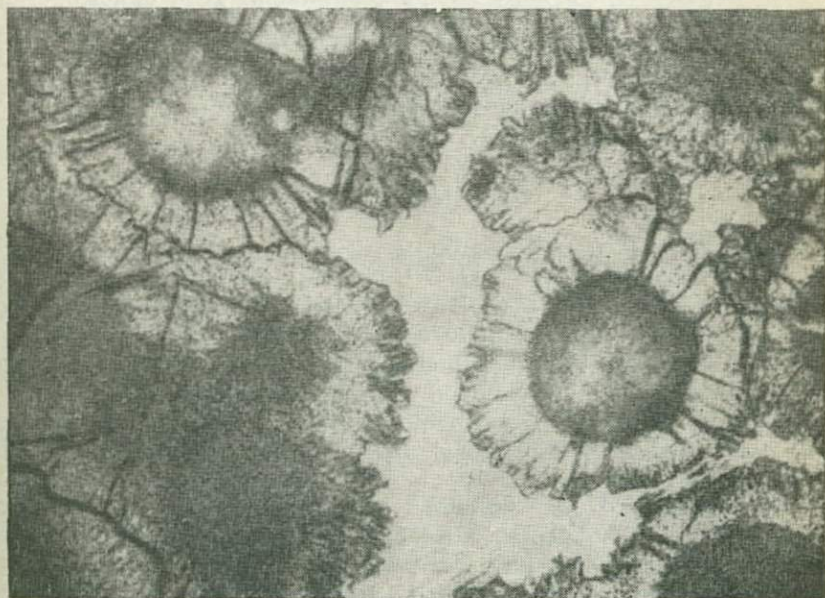
Гидротермальные изменения пород — эпидотизация, гематизация, карбонатизация, хлоритизация, окварцевание — проявлены в той или иной степени почти на всем побережье к югу от бухты Евстафия до контакта меловых пород с палеогеновыми. Оконтуренный небольшой участок охватывает зоны более сильно измененных пород. Выход на побережье шириной около 200 м сложен в центральной части андалузит-диаспоровыми и в крайних зонах серицитовыми кварцитами с линзами пород типа серицитолитов (состоящих на 70% из серицита). Исходными породами, судя по реликтам структур, были кислые лавы и туфы с раскристаллизованной массой. Андалузитовые кварциты здесь обнаруживают характерную особенность: имеют четкие, концентрически-зональные и радиально-лучистые структуры. Вероятно, они являются унаследованными от первичных пород сферолитового строения (рис. 7, 8). Диаметр сфер 0,5—1 мм. Характерно, что сами сферы имеют концентрически-зональное строение: центр их заполнен слабодвупреломляющей массой глинистого состава или тонкочешуйчатым серицитом (см. рис. 8). Однако наблюдаются и такие сферы, в центральных частях которых сквозь тонкочешуйчатый агрегат просматривается первоначальное радиально-лучистое строение андалузита. Содержание андалузита в породе велико — до 30%.

Диаспор также способен образовывать радиально-лучистые сноповидные и спутанно-волокнистые агрегаты. Полных сферолитов, тем не менее, диаспор не образует. Размеры его кристаллов достигают 1,0 мм. Диаспор интенсивно разъедается и замещается серицитом. Количество его 10—15%. Остальная часть породы сложена пирофиллитом, серицитом (около 45—50%) и кварцем.

На всем побережье от бухты Евстафия до контакта с брусиковской свитой палеогена наблюдаются многочисленные выходы мелких зон гидротермальных изменений вдоль трещин, преимущественно крутых или вертикальных и перпендикулярных берегу. Изменения выражены осветлением пород в массе и по-



*Рис. 7.* Раскристаллизация стекла в туфах с образованием сферолитов. Шл. № 5075. Без анализатора. Ув.  $\times 45$ .



*Рис. 8.* Концентрически-зональные образования андалузита и глинистого минерала (унаследованные формы первичных структур). Шл. № 4834. Без анализатора, Ув.  $\times 45$ .

вышенной обохренностью по трещинам, а микроскопически — серицитизацией, пиритизацией и окварцеванием. Еще более широкое площадное развитие имеют на побережье хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация, гематитизация. Они не связаны с видимыми нарушениями, развиваются равномерно по всей массе породы или более интенсивно вдоль микротрещин. Реже распространены актинолит, цеолиты, хотя концентрации их бывают значительными. Отмечается слабо выраженная избирательность метасоматических процессов: в кислых породах развиваются хлорит, серицит, кварц и эпидот; амфиболы и карбонат образуются в дацитах и игнимбритах дацитового состава. Интенсивная карбонатизация, поздняя по времени, приуроченная к трещинам отдельности, проявлена в дацитах мыса Нахвального и вблизи него. Еще более заметная эпидотизация — вплоть до образования линз размерами 30—40 см в длину и 5—10 см в ширину, состоящих из почти мономинерального эпидота, — наблюдается в верхних частях береговых обрывов примерно в 500 м к югу от мыса Нахвального. Первичные породы здесь представлены алеврито-пелитовыми и псаммито-алевритовыми туфами дацитов и спекшимися разностями типа игнимбритов. Реже встречаются скопления хлорита темно-зеленого цвета, определенного по рентгенограмме как магнезиальный шамозит.

В породах побережья микроскопически наблюдаются биотит вторичный и кварц, развивающиеся по цементирующей массе породы или в виде микропрожилков. Для описываемого Побережного участка весьма характерна гематитизация пород. Правда, здесь гематит образует только тончайшую вкрапленность и фиксируется по темному вишнево-коричневому и сиреневому оттенкам. В значительной степени гематит превращен в водные соединения железа.

### Ореольный участок

Этот участок изучен слабо, к тому же первые работы, проведенные здесь геологами ПГУ в поисках алунитовой минерализации, не дали положительных результатов. Оконтурируется он в значительной мере условно в бассейне руч. Евстафия. Изменения пород состоят в повышенной сульфидизации и обохренности вдоль небольших тектонических нарушений. Блоки наиболее измененных пород — окварцованных, серицитизированных и обохренных — приурочены к пересечению трещин меридионального и северо-западного ( $300^\circ$ ) простирания. По данным В. В. Белова и В. И. Скопина, на побережье имеется выход полиметаллической руды, а металлотрическая съемка оконтуривает ореол повышенных содержаний свинца и цинка в делювии. Из вторичных кварцитов на Ореольном участке установлены только серицитовые и монокварциты, развившиеся по обычным ранее описанным кристаллотуфам липаритовых порфиров и прослоям алевропелитовых туфов кисинской свиты.

В целом по Евстафьевскому полю можно сделать следующие выводы.

Вторичные кварциты и пропилиты развились в толще кислых туфов и игнимбритов верхнемелового возраста. Тесной пространственной связи с контактами интрузивного массива нет, но по геофизическим данным на площади Евстафьевского поля предполагается неглубокое залегание интрузивных масс — продолжение Евстафьевского массива. Выходы его удалены от участков вторичных кварцитов на 0,5—5 км. Большая роль игнимбритов в разрезе вулканогенных пород также говорит о существовании близповерхностного очага кислой газонасыщенной магмы. Возможно, что образование игнимбритов и интрузивных гранитоидов — синхронный и генетически связанный процесс, как это устанавливается для некоторых полей игнимбритов (Сперанская, 1963). Показательны в этом отношении, в частности, крупновкрапленниковые, насыщенные минеральными зернами туфы липаритов: они могут образовываться в результате выброса на поверхность магмы в начальной стадии кристаллизации. Гидротермальные изменения в туфах и игнимбритах связаны, вероятно, с процессами становления этого общего магматического очага интрузивно-эффузивного комплекса пород.

Насыщенность кислой магмы галогеноводородами и достаточно высокие температуры обусловили развитие андалузит-диаспоровых, топазовых, дюмортьеритовых фаций — высокоглиноземистого галогеннокислотного семейства по Г. М. Власову (Власов, Василевский, 1961, 1964). Длительная кристаллизация очага, сопровождавшаяся трещинообразованием, опускание уровня зарождения гидротерм — все это привело к многостадийному пульсационному поступлению растворов. С этим связан сложный телескопированный характер минерализации и наложение сернокислотной стадии метасоматоза на галогеннокислотную. Масштабы поздней алунитизации значительны и вполне сопоставимы с ранней высокоглиноземистой минерализацией. Вторичные кварциты Евстафьевского поля, следовательно, представляют пример полей переходного типа с совмещенными галогеннокислотным и сернокислотным типами минерализации.

Пропилитизация отличается относительно высокотемпературным характером — это преимущественно эпидотизация и альбитизация. Она развивается на большой площади, часто — вне зон вторичных кварцитов, представляя в таких случаях, вероятно, более ранний процесс. В связи с действием отработанных гидротерм зон кислотного выщелачивания, т. е. по периферии вторичных кварцитов, развиваются синхронные с ними пропилиты эпидот-хлорит-кварц-серицитового состава. Возможно, что эпидот, как устойчивый минерал, сохраняется от более ранней ассоциации пропилитизированных пород, в то время как ранний альбит разлагается и исчезает в пропилитах внешнего ореола вторичных кварцитов.

## САМАРГИНСКО-ЕДИНСКОЕ ПОЛЕ

Поле расположено на восточном склоне Сихотэ-Алиня, в низовьях рек Самарги и Единки. В 1946—1947 гг. В. А. Ярмолюком при проведении мелкомасштабных геологосъемочных работ были обнаружены контактово-метаморфизованные туфы кварцевых порфиров, зоны дробления и пиритизации на междуречье Самарга — Единка. В правом борту р. Самарги были отмечены залежи каолинистых глин и вблизи них — алунитизированные породы. Последнее обстоятельство послужило основанием для постановки тематических работ, проведенных отрядом КТЭ ПГУ под руководством автора, которым было установлено развитие здесь фаций вторичных кварцитов: диаспоровой, пирофиллитовой, серицитовой, андалузитовой — и впервые в Приморье обнаружен цуннит. Выходы алунитовых кварцитов, кроме указанных В. А. Ярмолюком, были найдены и на левобережье р. Единки.

В 1962 г. в этом районе проводились поисковые работы партией ПГУ под руководством А. Н. Родионова, составлены геологические карты, оконтурены вторичные кварциты. Алунитизация оказалась незначительной, и дальнейшая разведка не проводилась.

В приводимом описании строения поля использованы материалы по геологии района В. Г. Плахотника, А. А. Трепалиной, А. Н. Родионова, в описании вторичных кварцитов — работы А. Н. Родионова, В. В. Скопина, М. А. Островской и автора.

Самаргинско-Единское поле вторичных кварцитов (I на рис. 1) расположено в зоне Главного синклинория Сихотэ-Алиня, в Восточном Сихотэ-Алинском вулканическом поясе. Преимущественным развитием в районе пользуются молодые палеогеновые и неогеновые эффузивы, менее развиты меловые вулканогенные породы. Широко распространены интрузии гранитоидов палеогенового возраста.

В основании разреза эффузивов залегают дат-палеоценовые липаритовые порфиры и их туфы. Под микроскопом это кристаллокластические алевропелитовые и псаммито-алевритовые туфы с обломками кристаллов кварца, плагиоклаза (альбит-олигоклаза и олигоклаз-андезина), биотита, роговой обманки. Химический состав вулканогенных пород приведен в табл. 10.

В верхней части разреза залегают литокристаллокластические туфы с обломками кристаллов фельзитов, плагиопорфиров, андезитов. Эти туфы в значительной степени изменены вплоть до вторичных кварцитов.

Общая мощность дат-палеоценовых образований в районе 600—900 м. На них несогласно залегают толща средних эффузивов — самаргинская свита. Она представлена андезито-базальтами, андезитами, дацитами и их туфами, туфобрекчиями, реже — плагиопорфирами и маломощными горизонтами фельзитов. По наблюдениям А. Н. Родионова, в районе развития вторичных кварцитов самаргинская свита делится на две части: нижнюю

Химический состав (вес. %) исходных и измененных вулканогенных пород Самаргинско-Единского поля

Окисел	2842	3066	2893	3009	2см	3027
SiO <sub>2</sub>	57,44	62,88	70,34	74,70	73,20	79,37
TiO <sub>2</sub>	1,04	1,12	0,13	0,43	0,02	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,94	13,68	15,10	12,44	15,79	8,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,56	4,16	1,53	1,93	0,61	2,89
FeO	2,30	1,13	0,77	0,41	0,20	0,32
MnO	0,15	0,11	0,11	0,05	0,03	Сл.
MgO	2,64	4,14	1,53	0,20	0,72	Сл.
CaO	5,44	5,22	1,19	0,92	1,81	0,74
Na <sub>2</sub> O	5,08	3,17	5,20	4,46	3,29	0,68
K <sub>2</sub> O	2,47	1,49	1,48	1,68	3,31	6,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,86	Не опр.	0,50	Не опр.	0,07	0,21
П. п. п.	0,03	0,46	0,56	0,24	0,25	0,12
H <sub>2</sub> O	0,50	2,73	1,08	1,75	0,71	0,82
Сумма . .	100,45	100,29	100,52	99,21	100,01	100,56

Анализ № 2842 — биотитизированный туф андезита; № 3066 — туф дацитового порфира; № 2893 — туф липарито-дацитового состава; № 3009 и 2см — туфы липаритовых порфиров; № 3027 — серицитизированный и окварцованный туф липаритового порфира. Все анализы, кроме № 2см, выполнены в лаборатории ДВГИ; № 2см — из отчета В. А. Ярмолюка (1946 г.).

туфогенную, состоящую из туфов андезитовых порфиров и дацитов с линзами и прослоями туфобрекчий, и верхнюю — эффузивную, состоящую из массивных плотных андезитов и андезитовых порфиров. Мощность самаргинской свиты, по В. Г. Плехотнику, 500—900 м.

Самыми молодыми эффузивами на площади Самаргинско-Единского поля являются плиоценовые базальты. Они выполняют пониженные участки рельефа.

Интрузивные породы занимают значительную часть описываемой площади (около 30 км<sup>2</sup>), образуя крупный Пугдинский массив. Он вытянут в северо-восточном направлении, причем его северная часть более эродирована, чем южная, где имеются выходы интрузивных пород, вероятно, апикальных частей массива. Контакты с вмещающими породами то крутые, то пологие, чем отчасти можно объяснить разную ширину контактового ореола вокруг массива. Петрология массива изучена слабо, но имеющиеся данные говорят о сложном его строении. Не исключено, что он, как и многие другие крупные массивы Восточного Сихотэ-Алиня, является многофазным. В составе интрузии

Таблица 11

Химический состав (вес. %) интрузивных пород Пугдинского массива

Окисел	2831	2862	2899
SiO <sub>2</sub>	71,72	62,99	55,12
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,80	0,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,91	12,92	14,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,98	5,33	8,13
FeO	0,59	2,30	3,48
MnO	Сл.	0,12	0,15
MgO	0,40	2,39	3,51
CaO	1,19	3,87	7,38
Na <sub>2</sub> O	3,51	3,51	3,51
K <sub>2</sub> O	4,74	3,19	1,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,26	0,64
П. п. п.	0,31	0,31	0,40
H <sub>2</sub> O	0,77	1,26	1,11
Сумма . .	98,76	99,25	101,02

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	14,45	12,3	10,3
<i>b</i>	2,88	13,0	20,8
<i>c</i>	1,39	2,46	4,86
<i>s</i>	81,20	72,3	64,04
<i>a:c</i>	10,4	50,0	21,6
<i>a'</i>	—	—	—
<i>f'</i>	75,0	52,0	51,0
<i>m'</i>	23,6	31,0	29,0
<i>c'</i>	1,18	17,0	20,1
<i>n</i>	52,5	—	74,8
<i>φ</i>	18,8	34,6	35,0
<i>t</i>	0,4	0,94	1,29
<i>Q</i>	32,27	17,5	2,52

Анализ № 2831 — гранит; № 2862 — гранодиорит; № 2899 — диорит. Анализы выполнены в лаборатории ДВГИ.

выделяются габбро, габбро-диориты, монцонитовые диориты, гранодиориты и граниты. Наиболее распространены гранодиориты и кварцевые диориты. Породы основного состава: габбро и габбро-диориты — локализируются на сравнительно небольшом участке на левобережье р. Самарги, выше впадения в нее р. Резвушки. Монцонитоидные разности встречаются в эндоконтактной зоне на юге и юго-западе массива. Граниты слагают центральную часть и мелкие тела в южной части поля. Химические анализы разновидностей пород массива приведены в табл. 11.

Дайковые породы наблюдались только в свалах. Представлены они андезитовыми порфиритами и гранофирами. В одном случае установлен коренной выход дайки порфиритов среди вторичных кварцитов, сильно измененной вторичными процессами — серицитизацией и хлоритизацией.

Постмагматически измененные породы на Самаргинско-Единском поле представлены продуктами различных видов метаморфизма: нормального контактового без привноса вещества, гидротермального метасоматоза и автотметаморфизма (Елисеев, 1963). Они накладывались один на другой, и породы подчас трудно отнести к какому-нибудь определенному виду, особенно контактово-метаморфические и пропилитизированные. Тем не менее в условиях Самаргинско-Единского поля оказалось возможным в какой-то степени проследить и восстановить взаимоотношения контактово-метаморфизованных пород, вторичных кварцитов и пропилитизированных пород. На геологической карте Самаргинско-Единского поля (рис. 9) нанесены точки (номера в кружках) взятия наиболее интересных и характерных образцов: кон-

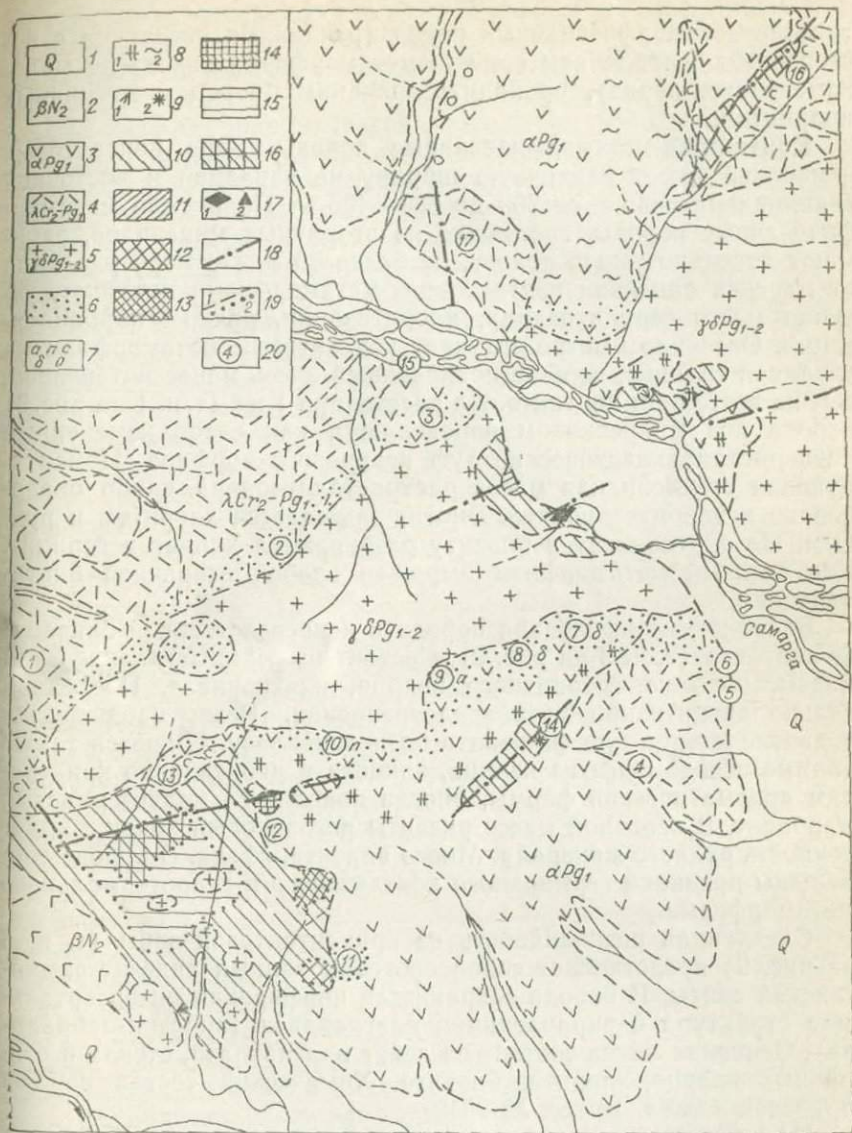


Рис. 9. Геологическая карта Самаргинско-Единского поля вторичных кварцитов. Составлена Р. И. Петраченко, А. Н. Родионовым, В. В. Скопным.

1 — современные аллювиальные отложения; 2 — неогеновые базальты; 3 — палеоценовые андезитовые порфиры и их туфы; 4 — дат-палеоценовые липаритовые порфиры и их туфы; 5 — палеогеновые граниты, граюдиориты и диориты; 6 — зона контактового метаморфизма; 7: а — амфиболовые, б — биотитовые, в — пироксеновые роговки, с — серицитизация, о — окварцевание; 8 — пропилиты: серицит-хлоритовые (1), хлорит-эпидотовые (2); 9 — точки с джумортьеритом (1), турмалином (2); вторичные кварциты: 10 — серицитовые, 11 — каолинит-серицитовые, 12 — алувит-серицитовые, 13 — цуннит-алувитовые, 14 — диаспор-пирофиллитовые, 15 — мусковит-пирофиллит-диаспоровые, 16 — диаспор-пирофиллитовые с алунитом; 17 — алунитовые кварциты (1), свалы цуннитовых кварцитов (2); 18 — тектонические нарушения предполагаемые; 19 — геологические границы исходных пород (1), фаций измененных пород (2); 20 — точка взятия характерных образцов, описанных в тексте.

тактово-метаморфизованных пород (различных роговиков с постепенным ослаблением степени метаморфизма вплоть до малоизмененных пород), пропилитизированных пород и вторичных кварцитов.

**Контактово-метаморфизованные породы.** Зона контактовых изменений имеет различную ширину на западной и восточной границах массива — от 200 до 300—400 м. Полностью метаморфизованные породы, состоящие из вторичных минералов, занимают довольно узкую полосу, не более 50 м. По мере удаления от массива признаки контактового метаморфизма исчезают, уступая место серицитизации, хлоритизации, редко — карбонатизации. Особенно быстро затухает контактовый метаморфизм на западной границе, вообще проявленный здесь менее интенсивно, чем на восточном контакте. На расстоянии 1 км (т. н. 1 на рис. 9) порода под микроскопом определяется как слабо измененный литокристаллокластический туф кварцевого порфира. Цементирующая стекловидная масса раскристаллизована, слабо окварцована и хлоритизирована. Биотит замещается хлоритом и рудным. По плагиоклазу и биотиту развиваются хлорит и серицит. Контактный метаморфизм выражен слабой вторичной биотитизацией.

Более метаморфизована порода в непосредственной близости от контакта (т. н. 2 на рис. 9). Состоит из реликтов стекловатой массы, обломков первичного кварца, плагиоклаза. Последний сильно альбитизирован и эпидотизирован. Реже наблюдается развитие кварца или флюорита по плагиоклазу. Имеются также полные псевдоморфозы кварца, эпидота и диопсида по кристаллам призматической формы, иногда появляется мелкозернистый карбонат. В основной массе развиты роговиковый кварц, вкрапленность рудного минерала. Много апатита, сфена. В породе совмещены признаки термального контактового и гидротермального метаморфизма.

Следующая разновидность из приконтактной зоны (т. н. 3 на рис. 9) представляет собой ороговикоманный андезит самаргинской свиты. В породе сохраняется порфиристая интерсерральная структура и вкрапленники плагиоклаза (андезин-лабрадора). Основная масса состоит из лейст плагиоклаза, стекла и вторичных кварца, хлорита, биотита. Химический состав породы приведен в табл. 10 под № 2842.

На восточной границе массива в пределах полосы шириной до 1 км развита преимущественно биотитизация пород (т. н. 7, 8 на рис. 9). Окварцевание и альбитизация проявлены слабо; в очень небольшом количестве присутствует эпидот. Пластинчатый темно-коричневый биотит развивается в основной массе по обломкам пород и даже внедряется в плагиоклазы. На удалении от контакта (т. н. 5, 6 на рис. 9) проявлена хлоритизация и серицитизация биотита. В непосредственной близости от контакта характер метаморфизма меняется (т. н. 9 на рис. 9). Исходная порода — псаммитовый туф (?) — полностью замещена

вторичными минералами. Псевдоморфозы по обломкам пород и минералов сложены актинолитом, альбитом, кварцем. Основная масса состоит из кварца, актинолита и биотита, в небольшом количестве пирита, рутила, гидроокислов железа.

На южной границе массива порода (т. н. 10 на рис. 9) превращена в пироксен-плагноклазовый роговик. Он состоит из диопсида (40%), плагноклаза — андезина № 46 (50%), небольшого количества биотита, рудного. Размеры зерен в основной массе 0,08—0,1 мм. Подобные изменения, но меньшей интенсивности, установлены в андезитах и на удалении от границ массива (т. н. 12 на рис. 9). Порфиновые вкрапленники плагноклаза изъедены и замещены пироксеном, кварцем, эпидотом, карбонатом. Эти же минералы в значительной степени развиты в основной массе породы. Количество карбоната и эпидота невелико — около 5%; преобладают мелкозернистый кварц и пироксен, по микропрожилкам развивается хлорит.

Характер приконтактной зоны в породах кислого состава вдоль южной границы массива иной. Здесь наиболее близко к массиву подступают продукты гидротермальной кислотной стадии — вторичные кварциты, которые перекрывают более ранние контактовые роговики, и только в узкой зоне (т. н. 13 на рис. 9 и западнее) наблюдаются слабые изменения в туфах кварцевых порфиров — раскристаллизация и хлоритизация вулканического стекла, альбитизация и серицитизация плагноклазов. В большом количестве присутствует роговиковый биотит, замещаемый серицитом. По мере удаления от контакта интенсивность изменений нарастает до образования серицитовых кварцитов. Таким образом, контактовый метаморфизм в кислых туфах выражен слабо и значительно уступает по масштабам и интенсивности более позднему гидротермальному метаморфизму.

В зоне эндоконтакта особых изменений не наблюдалось. Краевая фация в южной части массива представлена монцититовыми разновидностями, но вторичных изменений не установлено. На Самаргинском участке граниты вдоль тектонических нарушений заметно хлоритизированы, серицитизированы, реже — окварцованы, но апоинтрузивных вторичных кварцитов нет. Слабая переработка интрузивных пород и наряду с этим такое интенсивное преобразование вмещающих пород — особенность данного поля, отличающая его от Бринеровского поля.

**Пропилитизированные породы.** По составу и содержанию вторичных минералов разделяются на следующие группы:

1. Слабо измененные андезиты, дациты и туфы с незначительной эпидотизацией и хлоритизацией (около 5% в сумме) плагноклазов и темноцветных. Иногда наблюдаются тонкие прожилки эпидота или хлорита. Встречаются подобные породы северо-западнее Пугдинского массива и к юго-востоку от него.

2. Значительно измененные породы: эпидотизированные, хлоритизированные, окварцованные. Общее содержание вторичных минералов 20—30%. Исходными являются плагноклазовые анде-

зитовые порфириты, туфы смешанного состава с обломками кислых и средних пород. Под микроскопом в андезитах и андезитовых порфиритах наблюдается замещение эпидотом вкрапленников плагиоклаза вплоть до образования полных псевдоморфоз. Эпидотизация проявлена в основной массе (гнездовидные скопления, прожилки). Хлорит играет меньшую роль — он развивается по микролитам плагиоклаза в основной массе, появляется среди агрегатов эпидота, замещает биотит самостоятельно или вместе с эпидотом. Вторичный кварц образуется в основной массе, выполняя прожилки и округлые и линзовидные участки. Кварц с эпидотом выполняют пустоты выщелачивания. В туфах смешанного состава по обломкам андезитов развиваются эпидот, хлорит, кварц. Обломки кислых пород изменяются иначе — хлоритизируются и окремняются. Вулканическое стекло обломков и сама цементирующая масса туфов замещаются хлоритом, в меньшей мере — эпидотом. Плагиоклазы в андезитах и их туфах альбитизируются.

Породы с преобладающей эпидотизацией широко развиты между ручьями Резвым и Кипрейным на левобережье р. Самарги. Процесс эпидотизации здесь настолько интенсивен, что состав исходных пород уже не оказывает большого влияния на характер метасоматоза, и эпидотизация развивается с меньшей силой в сферолитовых фельзитах (т. н. 17 на рис. 9). Эпидот образует мономинеральные скопления, подобие прожилков и проникает в сферолиты, замещая полевои шпат. Кроме эпидота в породах развивается вторичный кварц (до 10—15%) и в ничтожно малых количествах — хлорит. Роль окварцевания в отдельных местах возрастает (до 25%).

3. Пропилиты, состоящие из эпидота, хлорита, кварца и серицита (гидросерицита), распространены на левобережье р. Самарги и в южной части поля, т. е. во внешнем ореоле вторичных кварцитов. Исходные породы для них — туфы и лавы среднего состава, редко туфы липаритов. Типичные разности пропилитов встречаются на левобережье р. Самарги. С серицитовыми кварцитами здесь граничат и даже перемежаются с ними эпидотизированные, хлоритизированные, серицитизированные, альбитизированные андезитовые порфириты и их туфы. По вкрапленникам развивается эпидот или эпидот с серицитом (мусковитом), реже хлорит, по основной массе — серицит, эпидот, в небольшом количестве кварц. Промежутки между лейстами плагиоклаза выполнены тонкочешуйчатым хлоритом. Степень замещения пород различная — от слабого до полного замещения всех вкрапленников и большей части основной массы. Содержания вторичных минералов (%): хлорита — 5—40, серицита — 5—15, эпидота — 5—25, кварца — 1—5. Степень изменения туфов большая по сравнению с лавами. Цементирующая масса превращается в лепидогранобластовый агрегат кварца, хлорита, эпидота. Серицит наблюдается в псевдоморфозах по биотиту (?) и плагиоклазам.

4. Хлоритизированные, серицитизированные и окварцованные туфы липаритовых порфиров и плагиопорфиров — типичная фация пропилитов на границе с вторичными кварцитами по кислым породам. Хлорит и серицит (20—25%) замещают основную массу и плагиоклазы, кварц образует линзы и прожилки. В породах обычно имеются рутил и пирит. В очень редких случаях наблюдаются породы жильного облика хлорит-кварцевого состава с примесью гематита (т. н. 16 на рис. 9).

Породы первой и второй групп по комплексу вторичных минералов (эпидот, хлорит, альбит, кварц, пирит) можно отнести к среднетемпературным пропилитам, к эпидот-хлоритовой фации. Широкое площадное развитие слабой пропилитизации (порod первой группы) может быть связано с автометасоматическими процессами в покровах лав и туфов, а более интенсивная пропилитизация протекает с привнесом вещества гидротермальными растворами в поствулканическую стадию.

Две последние группы пропилитизированных пород, развитые во внешнем ореоле вторичных кварцитов, образуются с ними в едином цикле под влиянием постепенно нейтрализующихся кислых растворов.

**Вторичные кварциты.** На фоне широкого проявления эпидотизации, хлоритизации пород и контактового метаморфизма в Самаргинско-Единском поле выделяются площади максимального кислотного выщелачивания — участки вторичных кварцитов. Они представлены разнообразно: серицитовыми, алуниновыми, пиррофиллитовыми, диаспоровыми, андалузитсодержащими вторичными кварцитами. В небольших масштабах проявлена и довольно редкая минерализация — дюмортьеритовая, цуннитовая. В очень малых количествах в кварцитах присутствует турмалин. Фации представлены как в «чистом» виде (алуниновая, серицитовая), так и в смешанном (диаспор-пиррофиллитовая с алунином, каолинит-серицитовая и др.). Пространственно вторичные кварциты тяготеют к интрузии, вернее, к провесам ее кровли, но какой-либо зональности по отношению к контакту интрузии не обнаруживается.

Чрезвычайно плохая обнаженность и заболоченность площади затрудняли расшифровку контролирующих структурно-тектонических особенностей и зональности поля. Тем не менее в пределах всей площади были намечены участки преимущественного развития тех или иных фаций. Так, серицитовая фация преобладает на лево- и правобережье р. Самарги, а диаспоровая и пиррофиллитовая — в южной части поля, на пологом левом склоне долины р. Единки. Алунинизация проявлена как в том, так и в другом участке. По характеру минерализации и по положению в пределах поля выделяется два участка: Самаргинский на лево- и правобережье р. Самарги и Лазаревский — к югу от Пугдинского массива на левобережье р. Единки.

Приурочен к провесу кровли Пугдинского массива, внешние его контуры совпадают с границами выходов гранитов. Участок разделен широкой долиной р. Самарги на две части. Предполагаемая площадь его с учетом перекрытой аллювием долины составляет 5 км<sup>2</sup>, а площадь, доступная наблюдению, значительно меньше — около 2 км<sup>2</sup>. Здесь установлены серицитовая, каолинитовая, алунитовая фации. В очень незначительных количествах развиты андалузит, дюмортьерит и диаспор. Пограничные фации представлены кварц-хлорит-серицитовыми породами, постепенно переходящими в пропилиты.

Состав исходных пород, судя по реликтовым структурам и минералам, отвечает верхней части разреза дат-палеоценовых пород и самаргинской свите: андезитовые порфириты, дациты, липариты и псаммито-алевритовые литокристаллокластические туфы андезитов и дацитов. Чаще всего в кварцитах улавливается структура туфов с размерами обломков от 1 мм до 1 см.

В гранодиоритах и гранитах в узкой зоне на контакте с кварцитами наблюдается слабое осветление. Под микроскопом видно частичное замещение плагиоклазов кварцем, серицитом, хлоритом. Темноцветные — биотит и роговая обманка — интенсивно хлоритизированы. Редко отмечается турмалин в небольших количествах. Количество вторичных минералов в интрузивных породах достигает 5—10%.

Наибольшим распространением в Самаргинской части поля пользуются *серицитовые* и *каолинит-серицитовые кварциты*. Это светлые или пятнистые светло-серые породы. Различия в окраске связаны с неоднородностью состава, т. е. с избирательным замещением обломков и цементирующей массы. Серый или голубовато-серый цвет имеют участки с преобладающим окварцеванием и густой тонкой вкрапленностью пирита. В зоне выветривания пирит разлагается, выщелачивается, и породы приобретают рыжую, желто-красную, коричневую окраску, становятся пористыми.

Под микроскопом серицитовые кварциты имеют реликтовую, кластическую, пепловую, порфиоровую, микролитовую структуры, особенно отчетливые при параллельных николях. Состоят из кварца (90—50%), серицита (10—40%), пирита (1—5%) или гидроокислов железа. Серицит образует пятна неправильной формы при замещении обломков пород или выполняет псевдоморфозы по вкрапленникам плагиоклазов с сохранением контуров зерен, развиваясь в основной массе. Кварц мономинерально или вместе с серицитом замещает обломки пород. В части шлифов наблюдаются выделения кварца двух генераций. Более поздний, обычно чистый, прозрачный, выполняет микротрещины в породе. Серицитовые кварциты могут быть обогащены пиритом, причем характерно неравномерное избирательное его развитие в породе.

Фация серицитовых кварцитов не имеет резких границ: они переходят в серицитизированные, окварцованные и пропилитизированные эффузивы и гранитоиды или в каолинит-серицитовые кварциты. Небольшими линзами среди серицитовых кварцитов встречаются сильно окварцованные разности, близкие к монокварцитам, с примесью гидроокислов железа (табл. 12, ан. № 1 и 2) и существенно каолинитовые породы. Глинистый минерал в них образует тонкочешуйчатые или тонкодисперсные агрегаты, слабо поляризирующие свет, замещает обломки пород. Часто наблюдается биминеральное замещение обломков и минералов серицитом и каолинитом. Кроме такого четкого выполнения псевдоморфоз каолинит развивается по основной или цементирующей массе породы вместе с тонкокристаллическим или даже криптозернистым кварцем и тонкочешуйчатым серицитом. По химическому составу породы отличаются высокими содержаниями  $Al_2O_3$  (см. табл. 12, ан. № 11). Не исключено, что каолинизация — отчасти экзогенного происхождения.

Алунитовые кварциты представляют наибольший интерес с практической точки зрения. Они установлены на правом берегу

Таблица 12

Химический состав (вес. %) вторичных кварцитов Самаргинского участка

Окисел	1	2	3	4	8	2756e	11
$SiO_2$	92,78	91,88	62,78	68,32	41,58	70,32	59,02
$TiO_2$	0,98	0,69	1,15	0,56	1,07	1,08	0,42
$Al_2O_3$	0,73	3,22	18,87	16,13	20,34	9,90	30,86
$Fe_2O_3$	3,84	1,60	6,08	4,16	5,44	0,96	0,32
$FeO$	0,39	0,18	0,70	0,65	1,43	0,16	0,03
$MnO$	0,007	0,004	0,05	0,09	0,005	0,01	Сл.
$MgO$	0,30	0,21	0,70	1,81	0,30	0,11	0,40
$CaO$	0,47	0,12	0,35	0,12	0,83	0,21	0,35
$Na_2O$	0,06	0,28	0,45	0,36	1,89	1,29	0,62
$K_2O$	0,09	0,10	4,35	4,00	2,57	1,34	2,22
$SO_3$	0,47	0,03	0,24	Не опр.	18,72	9,87	0,55
$P_2O_5$	0,06	0,035	0,10	0,015	0,07	0,08	0,01
П. п. п.	0,70	1,57	4,25	4,54	25,51	12,99	6,06
Сумма . . .	100,41	99,87	99,83	100,75	101,03	98,45	100,31

Анализы № 1, 2 — породы, близкие к монокварцевым; № 3, 4 — серицитовые кварциты; № 8, 2756e — алунитовые кварциты; № 11 — серицит-каолинитовый кварцит. В анализах № 8 и 2756e щелочно-растворимого  $Al_2O_3$  17,07 и 9,4 вес. %, алуниита 44 и 24 вес. % соответственно.  $SO_3$  в сумму не входит.

р. Самарги, в борту ее притока Пугдо, четко локализованы и имеют резкие границы, если судить по доступным наблюдениям контактам алунитовой фации. К сожалению, большие наносы не дали возможности полностью оконтурить алунитовые кварциты. Развитие этой фации, очевидно, связано с локальным тектоническим нарушением.

Макроскопически алунитовые кварциты представляют крепкие зернистые породы серого, голубовато-серого, розовато-желтого цвета, массивной или брекчиевидной текстуры. Под микроскопом иногда видна реликтовая обломочная или порфирировая структура, т. е. исходными породами были все те же туфы или лавы среднего состава. Вторичная структура лепидогранобластовая. Минеральный состав: кварц (50%), алунит (2—40%), серицит (5—10%), каолинит (3—5%), рутил, лейкоксен, пирит (до 10%), лимонит.

В бедных алунитовых породах преобладают кварц и серицит. В обогащенных алунитом породах основную ткань составляет агрегат кварца и алунита с размерами зерен от 0,05 до 0,5 мм. Эти два минерала близки по времени образования, но более длительное выделение кварца привело к коррозии им зерен алунита. Иногда отмечается приуроченность густой вкрапленности пирита к агрегатным алунитовым псевдоморфозам. Форма зерен алунита различная — пластинчатая, листоватая, чешуйчатая, с изъеденными зубчатыми краями. В части шлифов наблюдается алунит второй генерации — прожилковый. Он образует более правильные, чистые кристаллы (рис. 19). Мощность прожилков 0,1—0,2 мм. Химические анализы алунитовых кварцитов Самаргинского участка показывают кали-натровый состав алунита (см. табл. 12). Содержания алунита, определенные по количеству щелочно-растворимого глинозема, составляют 20—40%.

Кроме преобладающих фаций сернокислотного ряда (алунитовой и каолинит-серицитовой) на левобережье р. Самарги в малых масштабах проявлены более высокотемпературные фации — *дюмортьеритовая* и *диаспоровая*. Породы похожи на серицитовые кварциты, но визуально в них иногда заметны голубоватые примазки дюмортьерита. Под микроскопом структуры исходных пород различаются слабо и не всегда; вторичная структура фибролепидогранобластовая. Состав кварцитов: кварц (40—50%), дюмортьерит (1—5%), диаспор (1—5%), рутил, лейкоксен, гидроокислы железа. Основную массу составляет агрегат кварца и серицита. Пятнистые скопления — результат замещения порфирировых выделений — образуют диаспор и пирофиллит (?). Диаспор здесь призматической формы, в сноповидных агрегатах, разъедается пирофиллитом или серицитом. Дюмортьерит в виде радиально-лучистых сноповидных агрегатов, состоящих из тончайших волосовидных кристалликов, образует подобие прожилков и линз очень малых размеров — не более 1 м.

На правобережье р. Самарги, в 1,5 км выше границы каолинит-серицитовых кварцитов, обнаружен выход *андалузит-серици-*

товых пород, образованных по липаритовым порфирам. Вероятнее всего, их появление связано с небольшим тектоническим нарушением, так как метаморфизм проявлен локально и быстро затухает. Явной приуроченности к контакту интрузива нет, т. е. считать породу контактовым образованием нет оснований. Под микроскопом видна реликтовая порфировая структура с сохранившимися выделениями кварца и остатками фельзитовой основной массы, сильно серицитизированной и пелитизированной. Общее количество вторичных минералов более 50%. Основная масса представляет собой микролепидогранобластовый агрегат серицита и кварца. Андалузит образует удлиненные призматические зерна с сильно изъеденными гранями, замещается кварцем. Оптическая характеристика минерала — двусосный отрицательный, угол  $2V=85^\circ$ , удлинение отрицательное, двупреломление 0,009—0,010.

Химизм образования различных фаций участка будет охарактеризован в общей главе.

### Лазаревский участок

В южной части поля на левобережье р. Единки располагается наиболее интересный в минералогическом отношении Лазаревский участок. Здесь развиты диаспоровые, пиррофиллитовые, диккитовые, алунитовые фации и в небольших количествах андалузит- и цуннитсодержащие породы. Вторичные кварциты развились по породам кровли пологопогружающегося интрузивного массива. Они граничат на небольшом отрезке с гранитами Пугдинского массива, на юге перекрываются четвертичными базальтами, на северо-западе переходят постепенно в серицитизированные и мусковитизированные туфы липаритовых порфиров. На востоке и юго-востоке характер переходных зон разнообразен и зависит в большей степени от состава исходных пород: в кислых проявлены главным образом серицитизация, окварцевание, а в средних и более основных — хлоритизация и в меньшей мере серицитизация.

Исходные породы во вторичных кварцитах устанавливаются только для серицитовых и алунитовых фаций. Чаще всего это липаритовые порфиры и их туфы, реже дацитовые порфиры. В диаспор-пиррофиллитовых породах характер эдуктов определить невозможно.

Наибольшим распространением, судя по свалам и наблюдениям на поверхностных горных выработках, пользуются *диаспор-пиррофиллитовые кварциты*. Внешне они могут иметь различный облик — плотные массивные светло-серые, обожженные темно-коричневые с пористой поверхностью, брекчиевидные с пустотами выщелачивания и неоднородным строением. В случае большого содержания пиррофиллита порода делается мягкой, розовато-желтой, жирной на ощупь. Под микроскопом структура порфиробластовая, реже видны следы первичной порфировой структуры — пятнистое расположение минералов, избирательно заме-

щающих вкрапленники. Состоят породы из кварца (40—75%), диаспора (3—20%), пирофиллита (10—40%), гематита, пирита, гидроокислов железа. Возможно также присутствие серицита в мелкочешуйчатых агрегатах и мусковита.

Кварц образует отдельные зерна размерами 0,05—0,2 мм изометричной или неправильной формы и псевдоморфозы по вкрапленникам первичного кварца. В части шлифов наблюдается кварц первой генерации, одновременный с пирофиллитом и диаспором, и кварц второй генерации в виде тонких прожилков.

Диаспор мономинерально или вместе с пирофиллитом замещает полевые шпаты и обломки пород. Диаспор Лазаревского участка дает самые разнообразные формы: таблички, призмы широкие и узкие, многогранники, листоватые кристаллы и даже спутанно-волоконистые агрегаты (рис. 25, 26). Он может быть совершенно правильной формы, с четкими ровными гранями (крупные порфиробласты диаспора) и наоборот, быть изъеденным, ксеноморфным (рис. 10). Крупные кристаллы бесцветны, с заметной шагреновой поверхностью, с высокими цветами интерференции третьего порядка, большим положительным углом ( $2V=80-84^\circ$ ). Встречаются зональные кристаллы, в которых центральная часть наполнена скрыточешуйчатым пелитоморфным веществом, отчего они теряют прозрачность (рис. 25).

Пирофиллит — бесцветные или слабо окрашенные в кремовый цвет тонкочешуйчатые (0,05 мм) агрегаты с высоким двупреломлением (обычно заметно выше, чем у агрегатов тонкочешуйчатого серицита) с характерным ирризирующим оттенком. На-

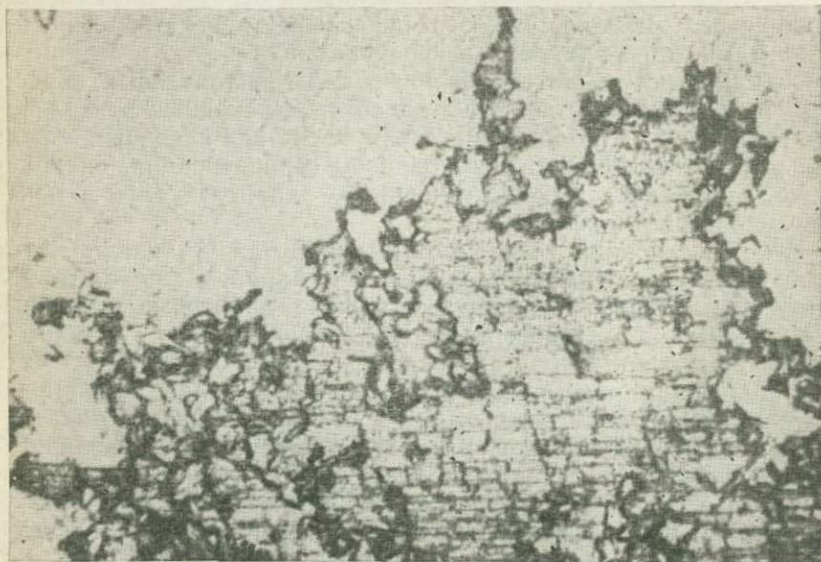


Рис. 10. Разъедание крупного зерна диаспора пирофиллитом. Шл. № 4220. Без анализатора. Ув.  $\times 110$ .

блюдаются также довольно крупные чешуйки пирофиллита размерами до 0,2—0,4 мм, с большим отрицательным углом  $2V$ . В диаспор-пирофиллитовых кристаллах присутствует мусковит ( $-2V=40-43^\circ$ ). Изредка, в небольших количествах отмечается гематит и чаще — пирит. Гематит представлен удлиненными призматическими кристаллами, наиболее идиоморфными по отношению к ассоциирующим с ним минералам: диаспору, пирофиллиту, мусковиту (рис. 24). По времени выделения гематит — один из поздних минералов, но в силу большой кристаллизационной способности идиоморфен.

Представляют интерес сложные разновидности вторичных кварцитов этого поля — *алунит-диккит-диаспор-пирофиллитовые породы*. Они занимают центральное положение на участке, соответствующее, очевидно, долгоживущему нарушению или зоне нарушений. В пользу этого предположения говорит и наблюдаемый иногда брекчиевидный характер пород. Под микроскопом структура обычная — лепидогранобластовая; изредка видны следы первичной порфировой или кластической породы. Пирофиллит и диккит избирательно замещают отдельные участки, диаспор образует мелкие порфиробласты или крупные скопления, кварц составляет основную массу породы. Алунит рассеян среди кварцевого агрегата. Количество его невелико — 5—10%, редко 20%.

Алунитовые кварциты образуют на Лазаревском участке самостоятельную фацию по периферии поля на юго-восточной окраине. Состав алунитовых кварцитов внешних зон: кварц, алунит, каолинит, серицит, пирит, гидроокислы железа, рутил. Структура реликтовая кластическая, порфировая, с сохранившимися подчас вкрапленниками кварца исходного порфира. Характерно также, что если в центральных зонах с диаспором и пирофиллитом алунит не наблюдался в виде псевдоморфоз, то в краевых зонах именно алунит мономинерально или вместе с кварцем замещает крупные вкрапленники исходной породы. Развивается он также и по основной массе. Размеры зерен его 0,05—0,08 мм, максимум 0,2 мм. Форма листоватая, пластинчатая, с зазубренными неровными краями.

Химическая характеристика высокоглиноземистых и алунитовых фаций приведена в табл. 13. Максимальное обогащение отмечено в существенно пирофиллитовых породах, локально встречающихся среди диаспор-пирофиллитовых кварцитов.

Интересной минералогической разностью пород на Лазаревском участке являются *цуннитсодержащие кварциты*. Они встречаются в свалах на самой южной окраине поля и в коренном залегании на юго-востоке Лазаревского участка. Визуально это сильно лимонитизированные рыхловатые или плотные породы розовато-серого цвета. Под микроскопом установлены две разновидности: цуннит-алунитовые кварциты и диаспор-пирофиллит-алунитовые кварциты с цуннитом. Во всех случаях присутствуют пирит и гидроокислы железа.

Химический состав (вес. %) вторичных кварцитов Лазаревского участка

Окисел	9	10	6	7	5
SiO <sub>2</sub>	77,94	65,88	61,02	58,96	46,24
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,40	0,56	0,79	0,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,73	22,96	12,52	16,77	16,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,72	2,24	5,52	8,24	Не опр.
FeO	0,60	Не опр.	0,41	Не опр.	»
MnO	0,017	»	0,024	»	»
MgO	0,10	0,20	0,20	»	»
CaO	0,42	0,14	0,42	»	»
Na <sub>2</sub> O	0,15	0,12	0,92	0,42	»
K <sub>2</sub> O	0,20	0,13	2,10	1,73	»
SO <sub>3</sub>	0,92	0,93	11,52	Не опр.	14,89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,095	0,20	»	Не опр.
П. п. п.	3,60	7,57	16,40	12,72	20,70
Сумма . . .	100,00	99,73	100,29	99,63	—
Щелочно-растворимый Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,99	Не опр.	10,97	5,74	14,02
Кол-во алу-нита, вес. %			28,6	15,0	36,4

Анализ № 9 — диаспор-пирофиллитовый кварцит; № 10 — существенно пирофиллитовая порода; № 6, 7 — диаспор-пирофиллитовый кварцит с алунином; № 5 — алуниновый кварцит. SO<sub>3</sub> в сумму не входит.

Цуннит-алуниновый кварцит из свалов состоит из кварца (65—70%), алунита (15—20%), цуниита (2—10%), пирита и гидроокислов железа. Вкрапленники первичной породы замещены агрегатами алунита и цуниита. Основная масса состоит из кварца (0,05—0,1 мм), алунита (0,1 мм). Цуннит дает четкие треугольные сечения размерами 0,15—0,2 мм (рис. 34).

Во втором случае порода состоит из алунита (10%), цуниита (10%), пирофиллита (15%), диаспора (13%), кварца (30%), пирита и гидроокислов железа. Реликтовой структуры не обнаруживается. Основная масса кварц-алуниновая, микролепидо-гранобластовая. Неравномерно, участками развит пирофиллит (характерно высокое двупреломление). Диаспор образует мелкие порфиробласты (0,15—0,2 мм) таблитчатой и короткопризматической формы, цуниит — правильные треугольные или многогранные сечения диаметром 0,15—0,2 мм, кварц в породе играет подчиненную роль. Много пирита, большей частью полу-

окисленного. Цуннит здесь встречен в более сложных кристаллографических формах, сильно загрязнен пылевидными частицами по граням роста кристаллов, слабо зонален. Находки цуннитовых кварцитов подтверждают предположение об участии галогенных кислот в образовании вторичных кварцитов описываемого массива.

Внешнюю зону Лазаревского участка занимают *серицитовые кварциты*, иногда содержащие примесь каолинита. В наиболее крупных чешуйках слюды (0,2 мм) подтверждается двуосный отрицательный минерал с углом  $2V=10-15^\circ$  и отрицательным удлинением, т. е. мусковит. Вторичный кварц обычно мелкозернистый гранобластовый, но встречается и более крупный, 0,3—0,5 мм в поперечнике. В сочетании с мусковитом такой кварц делает породы сходными с грейзенами.

В восточной части поля, на удалении от главных выходов вторичных кварцитов массива, развита маломощная зона серицитовых кварцитов с турмалином и гематитом. Линейно-вытянутый характер говорит о приуроченности ее к тектоническому нарушению. Турмалин представлен призматическими и шестоватыми кристаллами размером от 0,1 до 0,3 мм в длину, плеохроирует от зеленого до почти бесцветного,  $N_o=1,654$ ;  $N_e=1,632$ ;  $N_o-N_e=0,022$  (дравит с 20% шерловой составляющей, по А. Н. Винчеллу и Г. Винчеллу, 1953).

В пределах поля намечается еще один участок пропицитизированных, серицитизированных пород и вторичных кварцитов. Изменения выражены на площади около 1,5 м в длину при очень небольшой ширине (около 300 м). Здесь наиболее отчетливо проявляются тектонический контроль в расположении вторичных кварцитов, сильно затушеванный на других участках, и роль исходных пород в кварцитообразовании. Наиболее сильные изменения — серицитизация и окварцевание вплоть до образования вторичных кварцитов — произошли в кислых породах, а в средних по составу эффузивах и туфах проявлены хлоритизация, эпидотизация, серицитизация. Разница в изменениях резкая, отвечающая резкой смене исходных пород.

Таким образом, говоря об особенностях Самаргинско-Единского поля, нужно подчеркнуть следующее. Вторичные кварциты развились вблизи выходов и в провесах кровли гипабиссальной интрузии гранитондов, но апоинтрузивных кварцитов, в отличие от Бринеровского поля, здесь не установлено. Продукты кислотного выщелачивания в современном эрозионном срезе наблюдаются только во вмещающих интрузию вулканогенных породах. В экзоконтактовой зоне проявлен контактовый метаморфизм с образованием пироксеновых, биотитовых, амфиболовых роговиков. Развитие вторичных кварцитов и окаймляющих их пропицитов хлорит-серицитового состава — более поздний процесс по отношению к контактовому ороговикованию. Непосредственное размещение тел вторичных кварцитов определяется, вероятно, зонами тектонических нарушений и экранирующей

ролью горизонтов плотных лав и туфов самаргинской свиты, но фактор тектонического контроля, по сравнению с Бринеровским полем, выражен слабее. В строении участков и тел намечается грубая концентрическая или линейно-симметричная зональность около предполагаемых тектонических структур. Зональности по отношению к контактам интрузии нет, и степень кислотного выщелачивания может нарастать в обратном направлении от контакта. Предполагаемый источник гидротерм — глубокие внутренние части вскрытой интрузии или другой близ-поверхностный вторичный магматический очаг. В любом случае не ясны причины отсутствия вторичных кварцитов в пределах самой интрузии (глубокий эрозионный срез, малая тектоническая нарушенность при более интенсивном дроблении пород экзоконтакта и т. п.).

Минералогический состав вторичных кварцитов разнообразен. Алунитовая минерализация развивается самостоятельно или в ассоциации с диаспором, пирофиллитом, цуннитом. Формирование подобного комплекса метасоматитов возможно при участии эндогенных галогеноводородных и серной кислот, причем роль их примерно одинакова. Описанный массив является представителем сложного типа вторичных кварцитов с совмещением галогеннокислотного и сернокислотного рядов.

## ОЛЬГИНСКОЕ ПОЛЕ

Расположено вблизи бухты Ольги, в бассейне рек Тумановки и Ольги, занимая в целом площадь около 20 км<sup>2</sup>. Выходы измененных эффузивов открыты в 1963 г. геологами Комплексной тематической экспедиции ПГУ, а в 1964—1965 гг. здесь проводились поисковые и предварительные разведочные работы на алуниит. Описание поля и геологическая карта участка приводятся по данным А. Н. Родионова, с дополнениями автора в части петрографической и химической характеристики измененных пород.

В строении поля принимают участие вулканогенные породы сенон-датских сияновской и кисинской (?) свит (агломератовые, псаммитовые литокристаллокластические туфы липаритовых и дацитовых порфиров) и разнообразные тела кварцевых порфиров, гранофилов, дацитов, базальтов, андезитов. Восточная часть площади занята крупной интрузией биотитовых гранитов и гранитоидов Владимирского массива верхнемелового возраста. В непосредственном контакте с гранитами кисинские туфы обнаруживают ороговикование: слабую биотитизацию, окварцевание, эпидотизацию. Однако степень изменения в приконтактовой зоне гораздо меньше, чем на более удаленных от интрузии зонах. На отдельных участках границ интрузии контактово-метаморфизованные породы перекрыты вторичными кварцитами,

но в эндоконтакте интрузии кислотное выщелачивание не проявлено.

Выходы вторичных кварцитов линейно вытянуты (до 3 км) в субширотном направлении (рис. 11). Зональность выражается в симметричном расположении фаций относительно предполагаемых тектонических нарушений такого же направления. Самые центральные зоны сложены крупночешуйчатой слюдой — мусковитом, хорошо раскристаллизованным кварцем и гематитом. Вероятно, здесь же присутствуют такие характерные минералы, как диаспор, корунд, топаз, обнаруженные в шлихах водотоков. Следующая зона сложена в основном кварцем и обычной для вторичных кварцитов мелкочешуйчатой разновидностью слюды — серицитом. Гематита здесь мало, большую роль играет пирит. Краевые зоны имеют кварцево-гидрослюдистый состав. Они представляют собой зону перехода к альбит-гидрослюдистым пропилитам самых внешних зон метаморфизма, где уже видны черты первичных пород — туфов с обломками кварца, полевых шпатов. Последние представлены альбитом и частично серицитизированы; темноцветные полностью разложены, замещены гидрослюдой, отчасти бледноокрашенным хлоритом. Цементирующая масса превращена в тонкокристаллический агрегат кварца, альбита (?), слюдки.

К югу от описанных пород выходят алунитовые и диккитовые вторичные кварциты, разделенные полосой слабо пропилитизированных туфов. Они занимают небольшую площадь, но обнаруживают отчетливое зональное строение. Исходные породы — литокристаллокластические псефито-псаммитовые туфы липарито-дацитового состава с малым количеством кварца. В начальной стадии изменения хлоритизируются темноцветные; по полевым шпатам и отчасти по биотиту развиваются тонкочешуйчатые агрегаты зеленовато-желтой слюдки; полевые шпаты альбитизируются. Состав пород начальной стадии изменения отражен в табл. 14 под № 4908, 4909. Характерно малое содержание CaO, MgO при сохранившихся K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O. Следующая по интенсивности стадия изменения — образование серицитовых кварцитов краевой зоны, откуда вынесены CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O, но калий остался. Визуально и микроскопически в породах обнаруживаются черты строения исходных пород.

Центральные части тел сложены диккитовыми и алунитовыми кварцитами, с различными соотношениями алунита и диккита. *Алунитовые кварциты* имеют розовую или сиренево-розовую окраску с белоснежными прожилками диккита. Розовый цвет обязан алуниту, необычайно крупнокристаллическому по сравнению с другими проявлениями Приморья. Спектральный и химический анализы алунитовых кварцитов не показывают никаких особенностей состава. Наряду с розовым встречается и белый тонкозернистый алунит. Окраска под микроскопом незаметна. Алунит образует агрегатные псевдоморфозы по табличатым кристаллам, причем форма зерен его удлиненная, приз-

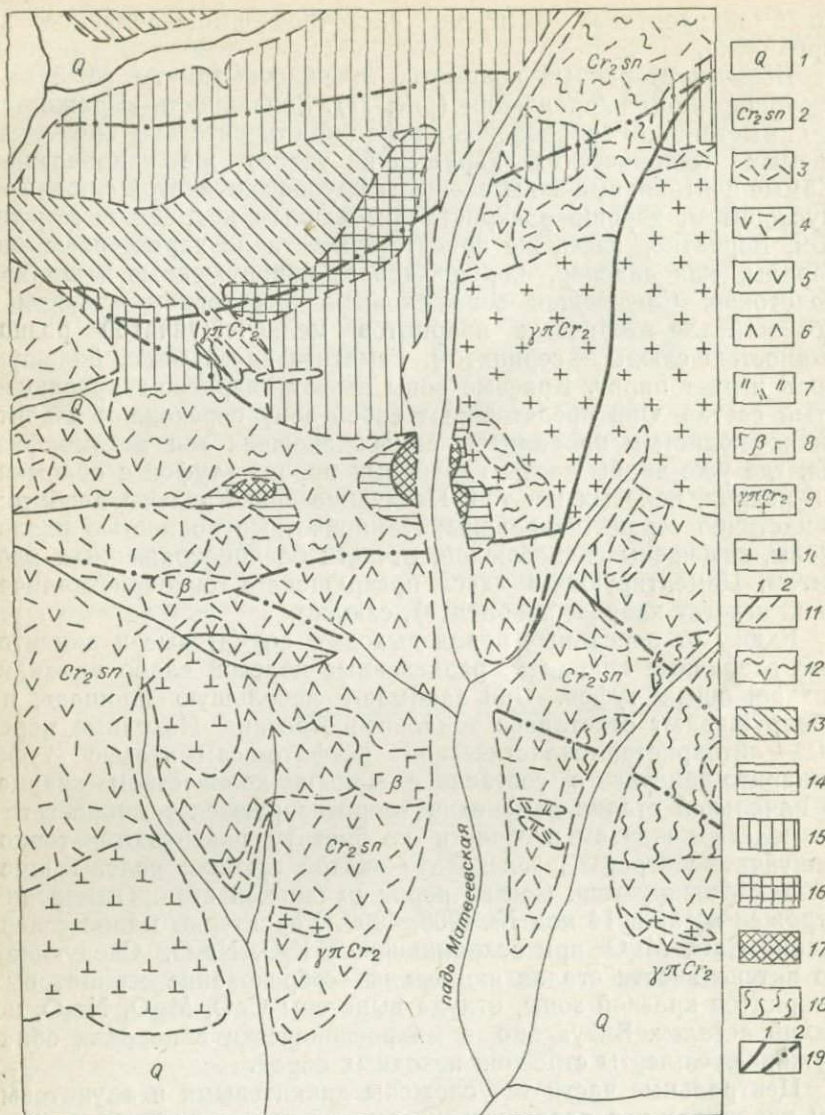


Рис. 11. Геологическая карта Ольгинского поля. Составлена А. Н. Родионо-вым.

1 — аллювиальные отложения; 2 — верхний мел, сенон, кисинская свита; 3 — липаритовые порфиры и их туфы с горизонтами игимбригов; 4 — нерасчлененные кислые и средние пирокластические породы; 5 — андезиты, андезит-дациты и их туфы; 6 — экструзия дацитовых порфиров; 7 — экструзия и дайки липаритовых порфиров; 8 — экструзии (?) базальтов; 9 — гранодиориты, граниты; 10 — субвулканические диоритовые порфиры; 11 — геологические границы установленные (1) и предполагаемые (2); 12 — слабо пропелитизированные породы; 13 — гидрослюдисто-кварцевые породы; 14 — серицитовые кварциты с примесью каолинита; 15 — серицит-мусковитовые кварциты; 16 — существенно кварцевые породы с примесью слюды; 17 — диккит-алузитовые кварциты; 18 — пропилиты альбит-гидрослюдистого состава; 19 — тектонические нарушения установленные (1) и предполагаемые (2).

Химический состав (вес. %) измененных пород Ольгинского поля

Окисел	4908	4909	4884	4885	4891	4898
SiO <sub>2</sub>	72,90	78,82	79,92	79,82	75,00	73,36
TiO <sub>2</sub>	0,44	0,13	0,05	0,08	0,42	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,63	12,19	13,11	12,98	7,17	7,81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,13	1,24	1,66	1,65	0,33	0,61
FeO	0,56	0,51	0,27	0,09	0,32	0,25
MnO	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
MgO	0,33	0,28	0,00	0,00	Сл.	0,22
CaO	0,23	0,23	0,00	0,00	0,40	0,40
Na <sub>2</sub> O	2,80	2,50	0,03	0,27	0,54	0,62
K <sub>2</sub> O	2,93	2,49	0,12	0,09	2,05	2,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,04	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,52	0,28	0,08	0,13	0,05	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3,45	3,32
П. п. п.	1,92	1,22	4,71	4,56	0,00	0,00
SO <sub>3</sub>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	8,95	10,50
Сумма . .	99,41	99,91	99,96	99,69	98,93	99,91

Образцы № 4908, 4909 — альбитизированные, хлоритизированные туфы; № 4884, 4885 — диккитовые кварциты; № 4891, 4898 — алунитовые кварциты. Все анализы выполнены в лаборатории ДВГИ.

матическая, до 1,2 мм в длину (рис. 18). Показатели преломления  $N_e=1,592$ ,  $N_o=1,574$ . По рентгенограмме алунист идентичен майскому (Евстафьевское поле), хотя последний несравненно более мелкокристаллический. Термограмма алуниста данного участка обычная, с характерными двумя эндотермическими эффектами (рис. 20, обр. № 4911). Алунисты принадлежат к натро-калиевой разновидности с отношением  $K_2O:Na_2O=6:3$  (см. табл. 14, обр. № 4891, 4898, а также данные частичных анализов: обр. № 4912,  $K_2O=1,84\%$ ,  $Na_2O=0,28\%$ , обр. № 4911а,  $K_2O=2,52\%$ ,  $Na_2O=0,40\%$ ).

Чисто диккитовые кварциты развиты локально, диккит ассоциирует с алунистом или образует прожилки. Встречается необычайно крупная разновидность диккита с размерами шестигранника до 0,15 мм в поперечнике. Оптические свойства его:  $N_g=1,567$ ;  $N_m=1,565$ ;  $N_p=1,562$ ;  $2V=60-70^\circ$ . Химические анализы диккитовых кварцитов с сильным окварцеванием приведены в табл. 14.

Кратко генетические особенности Ольгинского поля представляются нам следующими. Гидротермально-метасоматические процессы развивались на фоне разнообразной эффузивно-экструзивной и интрузивной деятельности. Возможно, что Владимирский массив, вулканы и поствулканические продукты связаны с общим близповерхностным магматическим очагом. Наиболее интенсивный метасоматоз пород проявился в зоне экзоконтакта интрузии гранитоидов и очень слабо — в пределах самой интрузии. Вторичные кварциты представлены двумя типами фаций: высокотемпературными грейзеноподобными мусковитовыми кварцитами с гематитом и более низкотемпературными алунитовыми, дикиитовыми и серицитовыми. Характерна их пространственная разобщенность в противоположность более обычному совмещению алунитовых и высокоглиноземистых кварцитов. Формирование мусковитовых кварцитов северной части поля происходило, вероятно, с участием галогенидов (о чем свидетельствует присутствие топаза в шлихах). Но кислотность растворов не была настолько высокой, чтобы обеспечить вынос калия из осевых зон выщелачивания. Метасоматоз в южной части поля происходил под влиянием растворов с преобладанием сернистых соединений, окисляющихся до серной кислоты в приповерхностных горизонтах. Изменение характера растворов в местах разгрузки связано с изменением состава летучих во времени и поступлением их из более глубоких частей кристаллизующегося очага.

### МИЛОГРАДОВСКОЕ ПОЛЕ

Гидротермально измененные породы в бассейне р. Милоградки были известны давно, еще по работам 40-х годов, но детальных описаний их не было, пока не появились работы Комплексной тематической экспедиции ПГУ в 1963 г. (А. Н. Родионов, В. В. Скопин) и Морской экспедиции ПГУ (В. М. Павлов, 1966 г.). В приведенном ниже описании использованы материалы главным образом А. Н. Родионова, М. А. Островской, В. М. Павлова и в меньшей степени — наблюдения автора.

В геологическом строении поля принимают участие вулканогенные породы верхнего мела, представленные приморской, или кисинской, свитой сенон-датского возраста. Породы делятся на две пачки: нижнюю смешанного состава — дациты, липаритовые порфиры, туфы, туфолавы, игнимбриты — и верхнюю — кристаллокластические туфы и туфолавы порфиров (рис. 12). Для нижней пачки характерно постепенное раскисление пород от андезитовых дацитов через туфы смешанного состава до туфов липаритовых порфиров. Для кислых туфов верхней пачки характерно наличие кристаллотуфов, насыщенных крупными кристаллами кварца и полевых шпатов, аналогично тому, что мы наблюдали на Майском участке Евстафьевского поля. Кон-

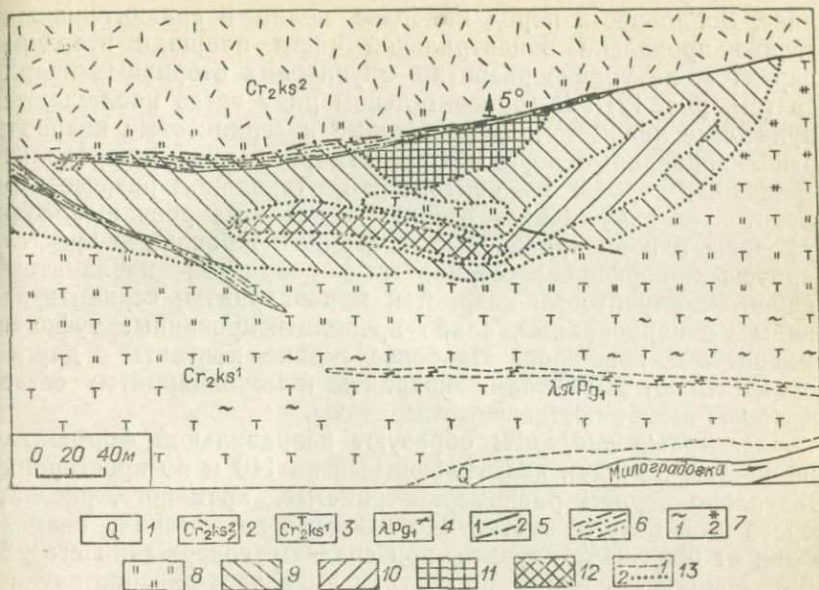


Рис. 12. Геологическая карта участка «Космос» Милоградовского поля (по А. Н. Родионову и В. М. Павлову)

1 — аллювиальные отложения; 2 — верхняя пачка кисинской свиты; 3 — нижняя пачка кисинской свиты; 4 — дайка кварцевых порфиров; 5 — тектонические нарушения установленные (1) и предполагаемые (2); 6 — зоны дробления; 7 — пропилитизация (1), аргиллитизация (2); 8 — серицитизация и окварцевание; вторичные кварциты; 9 — серицитовые, 10 — каолинитовые, 11 — монокварциты, 12 — алуитовые с примесью андалузита, диаспора и корунда; 13 — границы геологические (1), измененных пород (2).

такт верхней и нижней пачек в пределах поля тектонической, но на удалении от него — нормальный стратиграфический (азимут падения северо-восток под углом 5—20°). По тектоническому нарушению, как предполагает В. М. Павлов, произошло блоковое опускание пород верхней пачки на 100—150 м. Сама поверхность сброса представлена зонами интенсивно дробленных и лимонитизированных пород. От тектонического контакта под острыми или прямыми углами отходит несколько зон, а в целом вся система является сопряженной с разломом по р. Милоградовке.

Вторичные кварциты и пропилиты развивались вдоль тектонического контакта по псаммитовым туфам липаритовых порфиров и, вероятно, по алевропелитовым пепловым туфам верхней части нижней пачки кисинской свиты. Наиболее интенсивный метасоматоз проявился на участке «Космос». Площадь развития вторичных кварцитов 0,08 км<sup>2</sup>, а вместе с пропилитами около 2,5 км<sup>2</sup>. Массив вторичных кварцитов занимает крутой берег реки, поэтому можно было наблюдать разрез измененных пород высотой около 120 м и установить зональное распределение их по вертикали. Вместе с тем по обнажениям и канавам удалось наметить смену пород и в горизонтальном

плане. Зональность пород наиболее полно и сравнительно отчетливо проявлена в центральной части площади вторичных кварцитов, на уровне развития алунитовых вторичных кварцитов (см. рис. 12). В горизонтальном ряду здесь наблюдаются: алунитовые кварциты; каолинитовые и серицитовые кварциты; аргиллизированные породы (с монтмориллонитом); пропилитизированные породы с хлоритом; в вертикальном разрезе через алунитовую зону (снизу вверх): пропилитизированные туфы, туфолавы или окварцованные и серицитизированные туфы липаритовых порфиров; серицитовые кварциты; каолинитовые кварциты; алунитовые кварциты; монокварциты; серицитизированные, окварцованные, слабо пропилитизированные туфолавы липаритовых порфиров. Наиболее резкие контакты с другими зонами имеют алунитовые кварциты и монокварциты; остальные зоны имеют постепенные переходы.

*Алунитовые кварциты* образуют неправильной формы тело мощностью до 20 м, вытягивающееся на 140 м по простиранию. Визуально породы равномернозернистые, кремового, розовато-серого или белого цвета. По данным химических анализов в них от 5 до 64% алунита при среднем содержании его 25—30%. Наиболее сложны по составу андалузит-диаспор-алунитовые породы, иногда с корундом. Обломки пород и полевых шпатов первичных туфов замещены алунитом, андалузитом, мусковитом, пирофиллитом и диккитом; реже встречаются порфиروبласты или псевдоморфозы диаспора, корунда, андалузита и кварца. Основная масса алунит-каолинит-кварцевая тонкозернистая, с рассеянными кристалликами рутила, гематита (?), циркона. Алунит образует изометричные или вытянутые кристаллы со слабо заметной спайностью по призме, размерами от 0,02 до 0,4 мм по длинной стороне кристалла. Двупреломление его несколько выше обычного. Кроме агрегатных псевдоморфоз и рассеянных зерен алунит образует подобие прожилок, где кристаллы достигают наибольших размеров — до 0,7 мм. Каолинит — широко развитый минерал алунитсодержащих пород. Он образует мономинеральные псевдоморфозы по кристаллам полевых шпатов (?) и обильно развивается в цементе. Диаспор образует порфиروبласты удлиненных кристаллов или в виде мелких разъеденных кварцем и алунитом зерен рассеян по основной массе породы. По диаспору развивается пирофиллит-глинистый или серицитовый тонкочешуйчатый агрегат. Андалузит представлен крупными, до 1,0 мм в длину, узкими таблитчатыми или мелкими пластинчатыми кристаллами (подтверждается оптически). Образует скопления, иногда сохраняющие очертания крупных призматических зерен (полевых шпатов?). Андалузит пелитизируется, становится серым и низкодвупреломляющим — вплоть до полного замещения его изотропным недиагностируемым минералом. В зоне алунитовых кварцитов М. А. Островской обнаружен корунд в виде тонкопризматических кристаллов с изъеденными алунитом гра-

нями. Корунд почти бесцветный, со слабым плеохроизмом в фиолетово-синих тонах. Содержания высокоглиноземистых минералов резко колеблются, иногда до выпадения одного или нескольких из них.

Вторая выделяемая разновидность алунитсодержащих пород центральной зоны — алунитовые кварциты, наиболее простые по составу, с содержаниями алунита 20—60%. Они состоят из кварца, алунита, каолинита, серицита.

*Монокварциты* — тонкозернистые сливные породы белого и сизо-серого цвета. Визуально различается тонкослоистая текстура, вероятно, реликтовая, как результат замещения слоистых пепловых туфов. Под микроскопом структура пород однородная микро- и криптозернистая, с редкими порфириновидными выделениями первичного кварца. Кварц составляет 90—95% всего объема, остальное — каолинит, серицит, рутил. Пространственно монокварциты четко выделяются в виде короткого (120 м) линзообразного тела с максимальной мощностью 35 м. С севера монокварциты ограничены тектоническим нарушением; степень изменения пород дальше резко падает. Другие контакты менее резкие, монокварцевые породы постепенно переходят в серицитовые кварциты.

*Каолинитовые и каолинит-серицитовые кварциты* непосредственно окаймляют алунитовые. Их мощность в вертикальном разрезе 5—6 м. Среди них различаются равномерно-тонкокристаллические каолинит-кварцевые породы, развившиеся по алевро-пелитовым пепловым туфам, и менее однородные каолинитовые и каолинит-серицитовые кварциты по псаммито-алевритовым туфам. Каолинит образует мономинеральные или биминеральные каолинит-серицитовые и каолинит-кварцевые псевдоморфозы. Основная масса каолинит-кварцевая. В породах изредка наблюдаются плохо выраженные прерывистые и тонкие (десятые доли миллиметра) прожилки каолинита или кварца+каолинита.

*Серицитовые кварциты* — наиболее широко развитая фация. На внешнем их облике сказываются различия в составе первичных пород. Плотные тонкозернистые кварциты развились по алевро-пелитовым туфам, рыхлые неоднородные — по псаммитовым. В серицитовых кварцитах отмечена (В. М. Павлов, 1966 г.) рудная минерализация: вкрапленность галенита, пирита, гематита, а по данным спектрального полуколичественного анализа в них содержится Pb (0,03—0,06%), Mo (0,03—0,06%), а в наиболее пиритизированных породах и Ag (0,003—0,006%).

*Пирофиллитовые кварциты* предположительно устанавливаются только по петрографическим наблюдениям. Под микроскопом имеют четкую реликтовую обломочную структуру с полными псевдоморфозами пирофиллита по всем без исключения кристаллам или обломкам. Основная масса кварц-пирофиллитовая. Диаспор образует незначительную примесь. Пирофиллит — тонкочешуйчатый высокодвупреломляющий минерал, со сред-

ним показателем преломления 1,60. Породы образуют линзы среди алунитовых и каолининовых кварцитов.

*Аргиллизированные и пропилитизированные породы* занимают периферию участка, не имеют четких границ и постепенно переходят в неизмененные породы. Аргиллизированные породы содержат монтмориллонит (?), хлорит, серицит, кварц. Они развиваются по туфам с обломками стекла, которое замещается монтмориллонитом. Пропилитизированные породы — слабо измененные туфы, туфолавы, игнимбриты дацитовых порфиров — содержат серицит, хлорит, пирит, лимонит. Реже в них встречаются карбонаты, цеолиты (?). По минералогическому составу породы могут быть отнесены к низкотемпературной хлорит-серицитовой фации пропилитов. Зараженность их рудными элементами невелика: Pb — 0,03%, Zn — 0,01—0,03%, Cu — 0,03%, As — 0,1—0,3%.

Алунитовые кварциты участка испытывались в лаборатории строительных материалов Дальневосточного политехнического института (П. П. Ступаченко) и получили положительную оценку как огнеупорное сырье. С соответствующими добавками из пород со средним содержанием алунита 20—25% можно получать вяжущее марок до 75-й и автоклавные изделия марок 100—300.

Более интересен участок в теоретическом отношении. Перед нами пример развития сложного полифациального массива вторичных кварцитов с участием высокотемпературных богатоглиноземистых фаций и более низкотемпературной алунитовой фации в пространственной связи с крупными тектоническими нарушениями и сопутствующими им более мелкими вне видимой связи синтрузивной деятельностью. На участке относительно хорошо проявлена зональность строения как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении, а осевой зоной является, по всей вероятности, одно из тектонических нарушений, «залеченных» гидротермами. Взаимоотношения минералов свидетельствуют о неоднократном поступлении растворов вдоль подводящих каналов и формировании всего массива в несколько стадий. Массовое выпадение алунита происходило в позднюю стадию.

#### **ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ БАССЕЙНОВ РЕК ЯСНОЙ, БЕРЕЗОВОЙ, СИГНАЛЬНОЙ, ЗАБОЛОЧЕННОЙ**

Описываемая площадь располагается в северной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, в Тернейском районе Приморского края. Гидротермально измененные эффузивы были открыты в 1964 г. при съемочных работах Приморского геологического управления В. В. Ветренниковым, С. А. Полещуком, А. В. Олейниковым. Впоследствии силами Восточной экспедиции ПГУ здесь проводились поисково-разве-

дочные работы на алу-нит. Ниже дается краткое описание геологического строения площади развития вторичных кварцитов по материалам В. В. Ветренникова и др. (1965 г.) и А. Н. Родионова (1967 г.) и петрографическая характеристика измененных пород по нашим данным.

Вторичные кварциты образуют два разобщенных участка в бассейне рек Березовой, Ясной, Заболоченной (рис. 13) и в бассейне р. Сигнальной и ее притоков. В геологическом строении их принимают участие вулканогенные породы верхнего мела, палеогена, интрузии гранитоидов и экстружии андезитов. Верхний мел представлен приморской свитой сенондатовского яруса с тремя подсвитами, сложенными разнообразными туфами, игнимбритами и лавами липаритовых порфиров. Палеоген представлен двумя подсвитами самаргинской свиты: туфами дацитового и андезитового состава нижней подсвиты и лавами андезитов в верхней части разреза. Интрузивные и экструживные породы широко распространены в бассейне р. Сигнальной, вблизи алунитового проявления, в то время как в поле развития вторичных кварцитов в бассейне рек Ясной и Березовой интрузии не закартированы. Тектонические нарушения отмечены в междуречье Березовая — Сигнальная. Возможно, что долины рек Ясной и Березовой с их прямолинейными направлениями отчасти тектонического происхождения, а вторичные кварциты, развитые здесь, приурочены к системе оперяющих нарушений.

Гидротермальные изменения в бассейне рек Березовой, Ясной, Заболоченной развиваются по породам нижней и средней подсвит приморской свиты, представленным туфами липаритовых порфиров, с горизонтами лав липаритов и флюидалных фельзитов. Отличные от других породы обнаружены в южной части поля (т. н. 22 на рис. 13) в русле р. Заболочен-

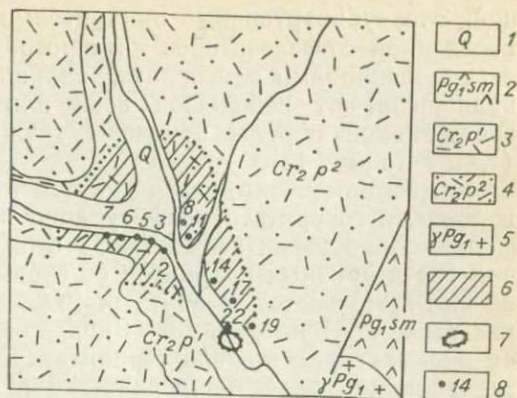


Рис. 13. Схематическая геологическая карта проявления андалузитовых кварцитов в бассейне рек Заболоченной и Ясной. Составлена В. В. Ветренниковым, А. С. Полещуком, А. В. Олейниковым с добавлениями Р. И. Петраченко.

1 — современные аллювиальные образования; 2 — палеоген, самаргинская свита, нижняя подсвита: псаммитовые и алевроитовые туфы дацитового и андезито-дацитового состава; 3 — верхний мел, приморская свита, нижняя подсвита: кристаллокластические, реже литокристаллокластические псаммитовые и агломератовые туфы липаритовых порфиров; 4 — приморская свита, средняя подсвита: игнимбриты и туфы липаритовых порфиров от пелловых до агломератовых; 5 — палеогеновые гранодиориты; 6 — площадь развития гидротермально измененных пород; 7 — нект или экстружия кислого состава; 8 — номера точек наблюдения и образцов, описанных в тексте.

ной. Это субинтрузивные липаритовые порфиры со структурой, переходной от фельзитовой к микрографической порфировидной, с вкрапленниками олигоклаза, калишпата и кварца. Они, очевидно, слагают небольшой нект или субинтрузию. Признаки экструзивной породы отмечены также в западной его части (т. н. 7 на рис. 13).

Разрез измененных пород изучен только по береговым обнажениям, и говорить о конфигурации поля трудно. Здесь имеется несколько узких вытянутых в субмеридиональном направлении тел вторичных кварцитов со своими осевыми зонами. Одно из них вскрывается в борту р. Ясной, имеет зональное строение (т. н. 2—7 на рис. 13). Западная внешняя зона (т. н. 6 и 7 на рис. 13) представлена серицитизированными, слабо хлоритизированными, альбитизированными и окварцованными туфами, но в породах частично сохраняются первичный кварц, калишпат и кислый плагиоклаз. Характерно наличие прожилков кварц-адулярового состава с небольшой примесью эпидота и хлорита. Центральная зона (т. н. 5 на рис. 13) сложена андалузитсодержащими серицитовыми кварцитами. Все вкрапленники и обломки кристаллов исходного псаммитового туфа замещены серицитом и мусковитом, мелкозернистым вторичным кварцем. Андалузит образует крупные (0,8—1,0 мм) порфиробласты, но он интенсивно замещается серицитом и глинистым минералом (рис. 14). Порода сильно насыщена рутилом и мел-

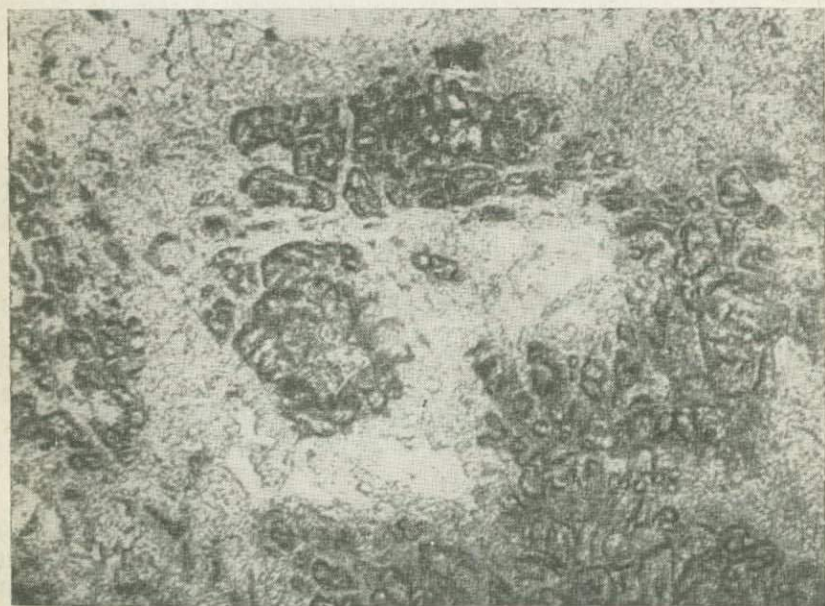


Рис. 14. Реликты крупного порфиробласта андалузита (темное), замещенного слюдисто-глинистым агрегатом. Шл. № 14. Без анализатора. Ув.  $\times 45$ .

ким пиритом. Третью зону (т. н. 2—4 на рис. 13) выполняют серицитовые кварциты, развившиеся по псаммитовым, алевропелитовым пепловым туфам и фельзитам (?). Породы состоят из тонко- и криптокристаллического кварц-серицитового агрегата и редких псевдоморфоз кварца, мусковита и рудного минерала по кристаллам правильной формы. Имеются псевдоморфозы глинистого минерала (каолинита) по андалузиту.

Внешняя восточная зона аналогична крайней западной и представлена серицитизированными и окварцованными породами. Таким образом, здесь мы наблюдаем симметрично зональное тело вторичных кварцитов и окаймляющих их пропилитизированных пород хлорит-серицитовой фации. Подобное же зональное тело, с еще более ярко выраженными фациями, развито по левому берегу р. Заболоченной вблизи впадения в нее р. Березовой. Центральная часть сложена андалузит-серицитовыми и пиррофиллитовыми кварцитами. Андалузит образует правильной формы крупные порфиروبласты (до 1—1,5 мм), содержание его в шлифе достигает иногда 15%. Здесь же можно наблюдать и агрегатные псевдоморфозы более мелких зерен по кристаллам полевых шпатов. Андалузит, как правило, покрыт налетом и частично замещен изотропным минералом из группы каолинита ( $N_{sp}=1,560$ ). Пиррофиллитовый кварцит (т. н. 14 на рис. 13) состоит на 40% из тонкочешуйчатого пиррофиллита, образующего полные псевдоморфозы по полевым шпатам и цементирующую массу вместе с кварцем и рутилом. По данным частичного химического анализа, в пиррофиллитовом кварците содержится 0,05%  $Na_2O$ , 0,22%  $K_2O$ , а спектральный анализ дает 0,1—0,3% Fe, 0,07—0,09% Ti, 0,01—0,03% Mg.

Характерные особенности данного поля: развитие вторичных кварцитов среди туфов и игнимбритов вне видимой пространственной связи с выходами интрузий; приуроченность к тектоническим нарушениям; высокотемпературный и высокоглиноземистый тип минерализации; отсутствие сернокислотных фаций. Развитие вторичных кварцитов связано, вероятно, с очагом кислой газонасыщенной магмы, производными которого являются игнимбриты и туфы, вмещающие метасоматиты.

Более сложное строение имеет участок вторичных кварцитов в бассейне правых притоков р. Сигнальной. Толща туфов кислотного состава верхнемелового возраста прорвана экстрюзиями андезитов и интрузиями палеогеновых гранитоидов. С последними связан контактовый метаморфизм в вулканитах, но вторичные кварциты не обнаруживают тесной связи с интрузиями. Вероятно, здесь, как и в других полях, тектоника контролирует размещение кварцитов. Наиболее характерной фацией данного поля являются *алунитовые кварциты* (20—30% алунита). Исходными породами для них, судя по реликтам состава и структуры, были туфы липаритовых порфиров с вкрапленниками и обломками кристаллов полевых шпатов и кварца. Крупные призматические кристаллы алунита (до 1,3 мм

в длину) собраны в сноповидные агрегаты или образуют псевдоморфозы по зернам исходной породы. Менее крупный (0,1—0,2 мм) алунит в цементирующей массе тесно ассоциирует с кварцем, образуя ситовидные агрегаты. По данным химического анализа, в алунитовом кварците  $\text{Na}_2\text{O}=0,53\%$  и  $\text{K}_2\text{O}=2,56\%$ , т. е. алунит представлен натро-калиевой разновидностью с отношением  $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}=1:5$ . При нагревании алунит дает типичные эндотермические эффекты (рис. 20, обр. № 1490).

*Серицитовые кварциты* имеют обычный облик. Серицит замещает полевые шпаты и развивается по цементирующей массе туфов. Содержание его в шлифах 20—50%, остальная часть — вторичный мелкозернистый и реликтовый кварц, рутил.

*Гематит-кварцевые породы* с лимонитом, иногда с примесью алунита. Гематит отчетливо развивается только по обломкам пород или минералов, а кварц — по обломкам и в цементе туфов.

*Монокварциты* или близкие к ним породы с примесью алунита (до 1—2%). Кварц в них весь вторичный, разнозернистый, с неровными гранями, загрязнен пылевидными включениями.

*Диккит-алунитовые кварциты* — породы с варьирующими содержаниями (от 10 до 30%) диккита и алунита.

## ВЕРШИННОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Расширение поисково-съёмочных работ на площадях развития вулканических толщ привело к открытию рудопроявлений олова, полиметаллов, золота, пространственно связанных с гидротермально измененными породами типа вторичных кварцитов и пропилов. Почти все рудопроявления и месторождения расположены в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе. Некоторые из них оценены как промышленные объекты, другие еще находятся в стадии разведки, поэтому ниже будут приведены только краткие сведения о характере рудной минерализации и околорудных метасоматитах на отдельных рудопроявлениях и месторождениях.

Рудное поле Вершинное расположено в южной части Восточного вулканического пояса в бассейне р. Маргаритовки. Геологическое строение его простое: толща липаритовых порфиров, туфолов и витрокристаллокластических туфов разбита тектоническими нарушениями; интрузивных пород вблизи рудопроявления не обнаружено. Гидротермальные изменения в породах выражены локально, очевидно, только в тектонически ослабленных зонах. Оруденение — вольфрамовое и оловянное — проявлено разобщенно, на двух участках, и также тяготеет к тектоническим нарушениям, что подчеркивается линейной вытянутостью рудных тел и брекчиевидными структурами.

На участке оловянного оруденения имеется несколько рудных зон, расположенных кулисообразно или взаимно пересе-

кающихся. На поверхности оруденелые зоны четко выделяются своей сильной обохренностью вследствие разложения пирита. Визуально рудные тела представляются существенно кварцевыми или пирит-кварцевыми и лимонит-кварцевыми.

Под микроскопом в шлифах из осевых частей рудных зон обнаружены топаз, турмалин, касситерит, серицит, кварц, гидроксиды железа, реже пирит. Топаз представлен мелкими кристаллами от 0,1 до 0,5 мм, обычно тонкопризматическими и очень редко — таблитчатыми. Развит неравномерно, пятнистыми скоплениями, часто образует радиально-лучистые агрегаты. Наблюдались топаз-кварцевые прожилки. Турмалин встречается реже, чем топаз. Представлен еще более мелкими кристаллами (менее 0,1 мм), собранными в полусферолитовые или спутанно-волокнистые агрегаты. Очень слабо окрашен в голубовато-зеленый цвет, чаще выглядит серым. Некоторые скопления турмалина похожи на псевдоморфозы по первичным минералам, но есть и более поздние выделения его в прожилках. Кроме турмалина и кварца в породах есть серицит, часто окрашенный охрами железа в бурые тона. Касситерит наблюдался в топаз- и турмалин-кварцевых породах. Зерна его размерами 0,5—0,8 мм приурочены к выделениям кварца.

Кварцевые, топаз- и турмалин-кварцевые породы центральной части рудных тел граничат с серицитовыми кварцитами, а последние постепенно переходят в серицитизированные и аргиллизированные туфы и туфолавы. Глинистые минералы замещают обломки стекла. На расстоянии 70—100 м от осевой части рудной зоны изменения в породах уже очень слабые: частичная серицитизация полевых шпатов, хлоритизация редких обломков темноцветных, аргиллизация стекла.

На втором участке известно рудное тело с высокими содержаниями вольфрама, но имеющее небольшие мощность и длину по простиранию; на глубину оно не разведано. Осевая часть его сложена кварцем, вольфрамитом, серицитом, топазом. Кварц образует мелкокристаллические агрегаты, друзы и щетки в пустотах выщелачивания. Породы обохрены, но пирита на поверхности не обнаружено. Вольфрамит выделяется в виде крупных призматических кристаллов с сечением 3—5 мм или плотных агрегатов мелких кристаллов. Топаз мелкопризматический, с пирамидальным окончанием кристаллов, образует псевдоморфозы, неправильные пятна и прожилки, иногда — сферолиты.

Топаз-кварцевые рудоносные породы граничат с серицитовыми кварцитами. По периферии последних изменения выражены в серицитизации и хлоритизации. На этом же участке в других зонах гидротермальных изменений, приуроченных к мелким тектоническим нарушениям, отмечена интенсивная хлоритизация пород.

В целом же для рудного поля можно отметить следующее. Гидротермально измененные породы и оруденение приурочены

к одним и тем же тектоническим нарушениям, являясь продуктами деятельности кислых гидротермальных растворов. Развитию процесса способствовал состав замещенных пород — кислых туфов и лав.

### ЧЕРНОРЕЧЕНСКОЕ И НИЖНЕЕ РУДНЫЕ ПОЛЯ

Расположены в южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. В геологическом строении обоих рудных полей много общего. Олово-полиметаллическое оруденение приурочено к вулканогенно-осадочным породам сеноман-туронского комплекса (петрозуевская и синанчинская свиты). В меньшей мере минерализация распространяется в подстилающие осадочные породы нижнего мела. В разрезе вулканитов преобладают андезитовые порфириды и туфы среднего состава с обломками различных размеров. Заметную роль играют горизонты и прослои туффитов и туфопесчаников, влиявшие на распространение гидротермальных изменений и локализацию оруденения. Крупных интрузивных тел вблизи рудопроявлений не известно. Рудные тела обоих рудопроявлений представляют собой зоны интенсивных метасоматических изменений пород с близким по времени сульфидным и касситеритовым оруденением. Формы рудных тел сложные, контуры их нечеткие, так как и вмещающие породы несут вкрапленность сфалерита, галенита, пирита. Оруденение плохо выдержано по простиранию и падению, глубина распространения его колеблется от 30 до 300 м.

Вулканогенные породы в пределах рудных полей повсеместно изменены. Преобладающий тип изменения на Нижнем проявлении — хлорит-гидрослюдистый, на Чернореченском — карбонат-хлорит-гидрослюдистый. Среди этих площадных изменений выделяются зоны интенсивного метасоматоза, сложенные окварцованными, серицитизированными породами, близкими уже к серицитовым кварцитам. Непосредственно околорудные метасоматиты представлены кварц-хлорит-гидрослюдистыми и турмалин-кварцевыми породами на Нижнем и серицит-хлорит-кварцевыми разностями на Чернореченском проявлении.

Четкой вертикальной зональности измененных пород не установлено. Степень метасоматоза может усиливаться на различных интервалах вертикального разреза, что выражается в появлении биминеральных кварц-хлоритовых, кварц-серицитовых и турмалин-кварцевых пород. Эти максимально измененные породы являлись одновременно зонами осаждения касситерита, но ореолы выпадения сульфидов свинца, меди, цинка, железа были гораздо шире, и сульфидная вкрапленность обнаруживается и в менее измененных породах.

Наиболее распространенный тип разреза через рудную зону на Нижнем поле представляет следующее (по наблюдениям в скважинах):

1. Рудная зона — турмалин-серицит-хлорит-кварцевый метасоматит с сульфидами и касситеритом. Иногда присутствуют глинистые минералы и мусковит (мощность зоны от 0,5 до 15—20 м).

2. Турмалинизированные, серицитизированные, хлоритизированные породы (мощность от 1 до 70 м).

3. Хлоритизированные, серицитизированные породы, иногда с небольшим (1—3%) количеством турмалина (мощность 5—100 м).

4. Гидрослюдисто-хлоритовые пропилиты в вулканогенной толще или гидросерицитизированные, хлоритизированные алевролиты и серицитизированные песчаники в осадочной толще. На больших глубинах (500—700 м) краевую зону могут занимать биотитизированные алевролиты.

На Чернореченском поле разрез через рудные зоны выглядит несколько иначе:

1. Зона интенсивного оруденения — гидрослюдисто-хлоритовый, позднее окварцованный и серицитизированный метасоматит. В одних случаях это преимущественно сульфидная руда, в других — существенно оловянная руда касситерит-серицит-кварцевого или хлорит-кварцевого состава.

2. Зона хлорит-гидрослюдистых, с примесью карбоната, слабо окварцованных пропилитов, содержащих сульфиды свинца, цинка, меди, олова и в очень небольшом количестве — касситерит.

3. Зона альбит-гидрослюдисто-хлоритовых, слабо оруденелых сульфидами пропилитов.

4. Зона карбонат-хлорит-гидрослюдистых пропилитов, переходящих в карбонатизированные, хлоритизированные, реже эпидотизированные вулканиты.

Таким образом, при общем сходстве руд и вмещающих их средне-, низкотемпературных пропилитов Нижнее и Чернореченское рудные поля отличаются характером основной оловянной стадии минерализации. На Нижнем месторождении она выразилась в интенсивной турмалинизации, на Чернореченском — в окварцевании и серицитизации более ранних пропилитов.

Но масштабы кислотного выщелачивания — окварцевания и сопутствующего ему касситеритового оруденения на Чернореченском проявлении оказались незначительными, в то время как слабокислая и субнейтральная среда метасоматоза на Нижнем рудном поле способствовала длительному и интенсивному выпадению касситерита и сульфидов свинца, цинка, меди, железа.

## НИКОЛАЕВСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Кроме проявлений, залегающих среди вулканитов, в Приморье открыты месторождения, рудные тела которых приурочены к верхним горизонтам осадочных пород складчатого фунда-

мента и перекрыты мощной толщей вулканитов. Для дальнейших поисков подобного скрытого оруденения необходимо изучение ореолов вторичных изменений в вулканитах над известными рудными залежами. В качестве примера приводится описание разреза вулканических пород, лежащих выше основной скарноворудной залежи на Николаевском полиметаллическом месторождении.

0—150 м. Псаммитовые и агломератовые лито-витрокристаллокластические туфы кварцевых порфиров, с горизонтами туфолав и игнимбритоподобных туфов с прослоями алевропелитовых туфов. Вторичные изменения: значительная серицитизация обломков полевых шпатов, пород, стекла, менее сильная карбонатизация (неповсеместная, иногда даже вообще отсутствует), слабая аргиллизация стекла, окварцевание цемента туфов. Прожилки кальцит-мусковит-кварцевого состава с галенитом, сфалеритом, пиритом или пирит-кварцевые прожилки. Степень идиоморфизма рудных и жильных минералов в прожилках примерно одинакова. Пирит рассеян в породе или образует вместе с кварцем псевдоморфозы по первичным кристаллам и обломкам. Общее содержание вторичных минералов — до 30—35%.

150—180 м. Серицитизированные, мусковитизированные псаммитовые туфы. Карбонат чаще, чем в верхнем интервале, образует псевдоморфозы вместе с мусковитом.

180—200 м. Зона сильных изменений — серицитизация и окварцевание — вплоть до образования пород типа вторичных кварцитов. Рудная вкрапленность, прожилки кварца + мусковита + карбоната. Содержание вторичных минералов велико — до 90%. Среди них появляется глинистый тонкодисперсный минерал, гидрослюда.

200—350 м. Слабо измененные окварцованные и серицитизированные туфолавы с вкрапленностью и прожилками пирита, сфалерита.

350—400 м. Псаммитовые литокристаллокластические туфы кварцевых порфиров, очень слабо измененные. В них сохранились калишпаты и плагиоклаз, частично альбитизированный. Серицитизирована только часть обломков. Цемент туфов слабо карбонатизирован. Рудных минералов почти не отмечается.

400—600 м. В псаммитовых туфах все вкрапленники и обломки пород замещены с образованием карбонат-мусковитовых и мономинеральных карбонатных псевдоморфоз. От исходных пород остаются только фенокристаллы кварца. Цементирующая масса представляет собой микрокристаллический глинисто-кварцевый агрегат. Алевро-пелитовые туфы замещены гидросерицитом, карбонатом, хлоритом, рудными минералами. На этом интервале довольно часто встречаются вкрапления и прожилки (мощностью до 2—5 см) пирита, галенита и сфалерита. Пирит также образует желваки и замещает вместе с кварцем и карбонатом часть обломков.

600—650 м. Псаммитовые туфы со значительной серицитизацией и слабой карбонатизацией. На отдельных горизонтах породы имеют кварц-серицитовый состав. Местами же преобладают хлорит и гидросерицит. Интенсивная пиритизация.

С 650 м до рудной залежи (на 700-м метре) степень изменения нарастает. Туфолавы или игнимбриты почти полностью замещены мусковитом, кварцем, кальцитом и рудными минералами. Характерно развитие крупного мусковита (двуосного отрицательного с углом  $-2V=25-30^\circ$ ) и совместных псевдоморфоз кальцита+мусковита иногда с хлоритом. Наблюдаются также псевдоморфозы пирита+мусковита.

По мере приближения к рудной залежи породы все более и более насыщаются галенитом, сфалеритом, пиритом, пирротинном. Рудные компоненты вместе с кварцем, карбонатом, хлоритом не только образуют прожилки и линзы, но и метасоматически замещают породы (рис. 15). Основная рудная залежь резко отличается по составу от вышележащих оруденелых пород, представляет собой оруденелый скарн и сложена геденберgitом, хлоритом, ильванитом, кварцем и сульфидами. Развивается она за счет известняков и туфов, в две или более стадий, с отставанием рудной минерализации от нерудной.

Оруденение вкрапленно-прожилкового типа в вулканических породах связано с основной рудной залежью общим источником, но образовалось позже. Вероятно, поступление растворов было пульсирующим, но без значительных разрывов во времени: сле-



Рис. 15. Взаимоотношения карбоната (кп), мусковита (м) и рудного минерала (черное). Шл. № 3903. С анализатором. Ув.  $\times 110$ .

дов дробления в породах мало. Отложение рудных минералов близко по времени или совпадает с карбонатизацией, окварцеванием, хлоритизацией и серицитизацией.

По комплексу вторичных минералов измененные породы изученного разреза относятся к пропилитам серицит-хлорит-карбонатной фации и породам переходной фации от пропилитов к вторичным кварцитам. Развитие тех или иных ассоциаций определялось составом первичных пород и характером поступающих растворов. По существующим представлениям об условиях образования минералов, растворы должны были меняться от щелочных (в нижней части разреза) к слабощелочным и нейтральным (в средней части) и к слабокислым (в верхней). Щелочной характер растворов на нижнем уровне обусловлен, вероятно, нейтрализующим влиянием известняков на первично кислые растворы, поступавшие из очага. С ощелачиванием растворов может быть связано и отложение сульфидов основной рудной залежи. Выпадение кальцита и хлорита по мере поднятия щелочных растворов привело к их нейтрализации, а затем, в связи с диссоциацией  $H_2S$  и окислением серы в близповерхностных условиях, они приобретали слабокислую реакцию, хотя и содержали щелочи. Это обусловило интенсивную серицитизацию и окварцевание верхней части разреза. Колеблущаяся кислотность

среды и в целом субнейтральный ее характер были благоприятными для выпадения рудных минералов. Но интенсивность вкрапленного оруденения в вулканитах невелика, так как основная масса рудных компонентов отлагалась на первом уровне ощелачивания растворов. Таким образом, залегание известняков на контакте с эффузивами или среди них придает своеобразие метасоматическому процессу в вулканитах.

На Николаевском рудном поле известны также участки оруденения, выходящего на поверхность. На одном из них гидротермальная минерализация приурочена к штоку липаритовых порфиров, прорывающему туфы, туфолавы и игнимбриты самаргинской, монастырской и арзамазовской свит (рис. 16).

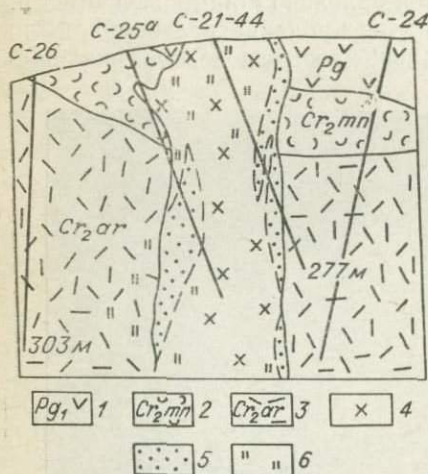


Рис. 16. Схематический геологический разрез штока липаритовых порфиров с прожилково-вкрапленным оруденением (по А. Н. Седых).

1 — андезиты и их туфы самаргинской свиты палеогена; 2 — туфобрекчи липаритовых порфиров монастырской свиты верхнего мела; 3 — туфы и игнимбриты липаритовых порфиров арзамазовской свиты; 4 — субвулканическое тело липаритовых порфиров; 5 — прожилково-вкрапленное полиметаллическое оруденение; 6 — окварцевание и серицитизация, локально-вторичные кварциты.

Породы штока близ контакта сильно изменены, особенно в верхней части, где они превращены в серицитовые кварциты, состоящие из вторичного кварца (70%), серицита (25%), минерала из группы каолинита (1—2%) и рудной вкрапленности. На глубине 9 м появляется сидерит в небольших количествах.

Вмещающие шток туфы кислого состава значительно серицитизированы и окварцованы, а средние породы — андезиты и туфы самаргинской свиты — окварцованы, хлоритизированы, карбонатизированы и лимонитизированы. Оруденение локализуется у северо-восточного и юго-западного контактов штока и представлено системой прерывистых круто падающих прожилков. Глубина распространения сульфидов достигает 200 м. Главные рудные минералы: галенит, сфалерит, арсенопирит, пирит, халькопирит, пирротин, но концентрации их не промышленные. В плане сульфидная минерализация устанавливается на расстоянии 150—200 м от контактов штока, дальше она постепенно затухает. Наличие карбоната в рудных прожилках и полное отсутствие его в серицитовых кварцитах и секущих характер рудных прожилков говорят о том, что оруденение несколько запаздывало по отношению к образованию вторичных кварцитов. Сульфиды выпадали после нейтрализации растворов в результате взаимодействия их с породами.

Кроме оруденения, пространственно тесно ассоциирующего с гидротермально измененными вулканитами и близкого к ним по времени и условиям образования, в Приморье известны рудопроявления более сложного телескопированного типа. К ним можно отнести описанное выше Бринеровское поле с поздней мышьяковой минерализацией, наложенной на высокотемпературные фации вторичных кварцитов, рудопроявление Ляличи с ртутной минерализацией, наложенной на алунитовые, диккитовые и монокварцевые фации кварцитов.

Итак, характер связи рудной минерализации с пропилитами и вторичными кварцитами самый различный. Несмотря на это, они могут служить поисковым признаком месторождений олова, полиметаллов, меди, золота, вольфрама, ртути, молибдена, мышьяка в вулканических поясах. Особое значение приобретают исследования гидротермально измененных эффузивов при поисках скрытого оруденения.

---

## ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ И ПРОПИЛИТЫ ЗАПАДНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА .

В Западно-Сихотэ-Алинском поясе открыто гораздо меньше полей развития пропилитов и вторичных кварцитов, чем в Восточном. Это обстоятельство связано не только со степенью измененности, но и с особенностями геологического развития вулканических поясов Сихотэ-Алиня.

Наиболее интересными, сложными по составу и строению, в Западно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе являются Бикинское и Гусевское поля гидротермально измененных эффузивов. Менее значительны другие проявления вторичных кварцитов — Ново-Варваровское, Покровское, Ляличи.

### БИКИНСКОЕ ПОЛЕ

Бикинское поле (VIII на рис. 1) расположено на севере Приморья на левобережье р. Бикин близ ее устья на водоразделе ручьев и небольших рек: Глубокой, Каменушки, Угловой. Измененные породы впервые описаны Г. Г. Марченко и Е. В. Быковской (1951 г.). В 1960—1961 гг. проявление изучалось автором и другими геологами Приморского управления. В результате этих работ и исследований Государственного института керамических изделий пироксилитовые породы Бикинского поля (агальматолиты) получили положительную оценку как сырье для производства полуфарфора, фаянса и других видов керамических изделий.

Поле приурочено к вулканогенным породам верхнемелового возраста, прорванным гранитоидной интрузией (Самурским массивом). Среди вулканитов выделяются толщи: плагиоклазовые и роговообманковые андезиты и их туфы и андезито-дациты, дациты и их туфы, фельзиты. Породы изменены на обширной площади, в связи с чем в табл. 15 ан. 92 и 3, взятые за исходные породы, отвечают уже измененным породам — слабо хлоритизированным и альбитизированным разностям. Самурский массив сложен лейкократовыми, амфиболовыми, биотит-амфиболовыми гранитами в центральной части и гранит-порфирами, кварцевыми диоритами и граносиенитами в краевых зонах. В пределах поля кровля массива полого погружается под вулканиты.

**Пропилитизированные породы.** По минеральным ассоциациям вторичных минералов и количественному содержанию их выделяются следующие разновидности:

1. Эпидотизированные, хлоритизированные, альбитизированные андезиты, дациты и их туфы. Количество вторичных минералов в них достигает 25—30%, но породы сохраняют структурно-текстурные особенности эдуктов: флюидалность, порфировид-

Химический состав (вес. %) вулканогенных и слабо измененных пород  
Бикинского поля

Оксид	120	53	92	3	91	60	23	19
SiO <sub>2</sub>	73,53	59,02	66,18	64,72	67,52	70,98	67,56	66,68
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,75	0,60	0,63	0,55	0,38	0,50	0,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,97	17,20	16,12	16,70	15,92	17,20	19,95	18,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,59	7,36	5,44	1,30	4,40	0,76	3,28	4,08
FeO	0,67	3,43	1,29	4,34	0,77	0,29	0,65	0,66
MnO	0,06	0,23	0,19	0,09	0,12	0,02	0,05	0,06
MgO	0,73	3,32	1,61	3,15	0,84	0,14	0,14	0,14
CaO	0,69	2,10	1,33	1,20	0,92	0,17	0,45	0,57
Na <sub>2</sub> O	2,66	3,12	3,60	3,59	1,83	3,79	0,12	0,12
K <sub>2</sub> O	3,86	2,98	2,88	4,03	6,05	5,85	5,60	5,73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	He опр.	0,01	0,04	He опр.	0,05	0,01	0,02	0,05
П. п. п.	0,35	1,88	2,33	»	2,01	1,46	3,10	3,47
Сумма . . .	99,34	101,40	101,61	100,25	100,98	101,05	101,42	100,88

Анализ № 120 — липаритовый (кварцевый) порфир; № 53 — литокристаллический туф андезита, слабо хлоритизированный и эпидотизированный; № 92 — кристаллокластический туф дацита; № 3 — андезито-дацит; № 91 — витрокластический туф дацита, серицитизированный, слабо альбитизированный; № 60 — дацит серицитизированный, окварцованный, альбитизированный; № 23, 19 — дацит хлоритизированный, окварцованный, серицитизированный; *d* у образцов № 92 и 60 соответственно 2,60 и 2,48 г/см<sup>3</sup>. Все анализы выполнены в лаборатории ПГУ.

ность, туфовый характер. Плагноклазы в них частично альбитизированы или замещены эпидотом, биотит хлоритизирован. Обломки пород также хлоритизированы и альбитизированы. Основная масса раскристаллизована, сильно хлоритизирована и альбитизирована. Вторичный кварц, эпидот замещают отдельные участки основной массы, образуя микропрожилки. В породах повышено количество пирита (до 10%). Серицит присутствует как незначительная примесь. Акцессории: апатит, сфен, рутил. Описываемые породы можно отнести к эпидот-хлоритовой фации пропилитов. Они занимают периферийные части поля измененных пород (пропилиты внешней зоны — по терминологии Н. И. Наковника, Наковник, 1954).

2. Альбитизированные, серицитизированные, хлоритизированные породы. Плагноклазы представлены альбитом. Основная масса стекловатая, раскристаллизованная до микрофельзитовой или микропойкилитовая; сильно серицитизирована, окварцована, в меньшей мере хлоритизирована. Вторичный кварц выполняет значительные участки породы. В шлифах наблюдается изотроп-

ное, слабо просвечивающееся пелитоморфное вещество. Породы занимают промежуточное положение между пропилитами эпидот-хлоритовой фации и вторичными кварцитами. Встречены как по периферии тел вторичных кварцитов, так и среди них в виде изолированных участков. По ассоциациям минералов относятся к пропилитам хлоритовой или хлорит-серицитово-вой фации (Наковник, 1954).

Обе выделенные группы отвечают средне- и низкотемпературному типу минерализации (Коржинский, 1960), причем имеются постепенные переходы от одного типа к другому. Химический состав и баланс вещества при образовании пропилитов приводятся в табл. 15 и на рис. 38.

В пределах Бикинского поля обнаруживаются признаки наиболее низкотемпературной пропилитизации, выраженной в развитии цеолитов и карбонатов в породах среднего состава вне связи с телами вторичных кварцитов.

**Вторичные кварциты** развиты в пределах линзообразного тела, вытянутого в меридиональном направлении на протяжении 1,5 км. Ширина тела очень изменчива — от 100 до 500 м; контуры самые разнообразные. Кроме того, среди вторичных кварцитов часто встречаются блоки пород, которые нельзя уже отнести к настоящим вторичным кварцитам: в них больше признаков пропилитизированных пород. Окварцевание среди них настолько сильно, что пропилитизированные породы местами превратились в существовавшие кварцевые.

Типичными фациями Бикинского поля являются серицитовая и пиррофиллитовая. Менее интенсивно, без образования самостоятельной фации, проявилась каолинизация. В малых количествах здесь установлены диаспор и андалузит. В свалах автором был обнаружен алунитовый кварцит, причем содержание алунита в штучной пробе достигало 20%. По данным химического анализа в двух пробах содержалось 6,40 и 5,60%  $SO_3$  и 6,25 и 4,84%  $Al_2O_3$ , что отвечает соответственно 17 и 15% алунита.

Наиболее распространены *серицитовые кварциты*. Они вмещают пиррофиллитовые кварциты и агальматолиты и образуют участки среди пропилитизированных пород. Внешне это белые, желтовато-белые и серые породы, сухие или чуть жирные (когда в них присутствуют пиррофиллит, каолинит), обычно неоднородного состава из-за неодинакового замещения частей исходной породы. Серицитовые кварциты дают постепенные переходы к серицит-пиррофиллитовым или к существовавшим кварцевым породам, что подтверждается химическими и оптическими данными. В табл. 16 представлены анализы (обр. № 2020, 2023) пород: серицито-кварцевой — 20% серицита и 80% кварца — и пиррофиллитово-кварцевой с примесью серицита. В серицитовых кварцитах может присутствовать глинистый минерал ( $Nm=1,560$ ) с очень низким дву-преломлением, почти изотропный, в тонко-чешуйчатых (тысячные доли миллиметра) агрегатах, не диагностируемый оптическими методами.

Химический состав (вес. %) вторичных кварцитов Бикинского поля

Окисел	2020	2023	2017	2010
SiO <sub>2</sub>	85,20	73,44	80,92	64,24
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,55	0,28	0,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,27	20,49	14,24	27,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,32	0,47	0,16	0,24
FeO	0,14	0,03	0,03	0,03
MnO	0,08	0,07	0,07	0,07
MgO	1,87	0,23	1,41	0,00
CaO	0,00	0,10	0,05	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,27	0,32	0,17	0,35
K <sub>2</sub> O	1,91	0,22	0,10	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,02	0,05	0,02
П. п. п.	2,10	4,25	3,02	7,68
Сумма	100,59	100,19	100,50	100,40
d, г/см <sup>3</sup>	2,63	2,50	2,74	2,76

Анализ № 2020 — серицитовый кварцит; № 2023 — пирофиллитовый кварцит с примесью серицита; № 2017 — пирофиллитовый кварцит; № 2010 — пирофиллитовая порода (агальматолит). Анализы выполнены в лаборатории ПГУ.

Пирофиллитизация на Бикинском поле выразилась своеобразно — развитием тонкодокрыточешуйчатой разности и образованием пород типа агальматолитов. Они выделяются особыми физическими свойствами. Это плотные, монолитные и вместе с тем легко режущиеся жирные, слегка напоминающие воск породы желто-розового цвета. Под микроскопом виден микролепидобластовый агрегат чешуек размерами в тысячные доли миллиметра. Реликтовая структура почти сохранилась.

Наличие пирофиллита подтверждено термическими анализами в лабораториях ПГУ и ГИКИ, рентгеноструктурными (табл. 23, обр. № 2021) и химическими (см. табл. 16). Один из этих анализов (обр. № 2010) отвечает почти чистому мономинеральному пирофиллиту, остальные содержат примеси.

В пирофиллитовых кварцитах обнаружены единичные ксеноморфные, как бы «изъеденные»

зерна андалузита и диаспора. Андалузит замещен кварцем. Диаспор встречен в нескольких случаях в количестве 1—3% среди пирофиллитового агрегата, разъедающего его.

Рудные минералы в современном эрозионном срезе измененных пород представлены пиритом, сфалеритом и халькопиритом в пропилитах и окварцованных породах. Местами тонкозернистая пиритизация настолько интенсивна, что породы приобретают серый цвет. Во вторичных кварцитах и реже — в пропилитизированных породах имеется ярозит, не содержащийся в таких количествах (до 10%) в других полях. Он может образовывать псевдоморфозы по пириту и самостоятельные выделения кристаллов размерами 0,1—0,2 мм, имеющих в сечении ромбическую или квадратную форму. Псевдоморфозы по пириту состоят из агрегата мелких округлых зернышек. Цвет ярозита желтый, плеохроирующий до лимонного и зелено-желтого. Двупреломление очень высокое; оптически одноосный.

По геологическому положению и минералогическому составу Бикинское проявление в целом аналогично Евстафьевскому и Самаргинско-Единскому полям, но масштаб метасоматических

процессов здесь меньше. Вторичные кварциты избирательно развиты по наиболее кислым породам мощного разреза вулканогенных пород, локализуются вблизи (0,5—2 км) интрузии гранитоидов, но не в непосредственном контакте с ней. Линейная вытянутость поля свидетельствует о тектоническом контроле распространения метасоматитов. Зональность фаций имеет грубо-концентрический характер: пироксилитовые породы — серицитовые кварциты — пропилиты; по отношению к интрузии зональности нет. Источником гидротерм мог служить периферический магматический очаг, производными которого были кислые лавы и туфы или глубокие части интрузии. Метасоматиты являются продуктами деятельности среднетемпературных кислых растворов без признаков преобладания в них тех или других реагентов.

### НОВО-ВАРВАРОВСКИЙ И ПОКРОВСКИЙ УЧАСТКИ

Вторичные кварциты Ново-Варваровского и Покровского участков — (IX на рис. 1) — представители относительно простых по составу и строению проявлений вторичных кварцитов в Западном вулканическом поясе. Расположены они в бассейне р. Арсеньевка, среди кислых эффузивов и их туфов верхнемелового возраста, вне связи с интрузиями или экструзиями. Микроскопически здесь выделяются следующие разности измененных пород:

1. Карбонатизированные, хлоритизированные и серицитизированные пепловые витрокристаллокластические туфы липарито-дацитового состава. Общее количество вторичных минералов — около 5%.

2. Окварцованные и хлоритизированные псаммитовые кристаллокластические туфы (игнимбритоподобные). Степень изменения незначительная: появляются только мелкие линзочки бурозеленого хлорита и вторичный кварц в цементе.

3. Окварцованные и серицитизированные породы, переходящие в серицитовые кварциты. Серицит замещает полевошпатовые кристаллы, частицы стекла в цементе. Его в породе содержится до 10—20%. Кварц метасоматически вместе с серицитом замещает породу, а также выделяется в позднюю стадию в виде линз и прожилков хорошо раскристаллизованного относительно крупного кварца (0,1—0,15 мм).

4. Каолинит-серицитовые кварциты. Каолинит тонкочешуйчатый, с двупреломлением порядка 0,001—0,003; образует мономинеральные или каолинит-серицитовые псевдоморфозы. Основная масса породы замещена тонкокристаллическим агрегатом кварца и серицита. Имеются прожилки этих же минералов.

5. Сильно окварцованные и монокварцевые породы, развивающиеся по туфам, игнимбритам и фельзитам. На Ново-Варваровском участке гидротермальный процесс завершился образованием мономинеральных безрудных кварцевых пород и жил. На Покровском участке в кварцевых жилах и прожилках

Я. М. Гроссманом найдена киноварь, а южнее участка ртутное оруденение обнаружено в таких же измененных эффузивах на глубине 160 м. По данным шлихового опробования, более того, установлено, что весь район заражен киноварью. Вероятно, ртутное оруденение и гидротермально измененные породы генетически связаны и контролируются одними и теми же тектоническими нарушениями. Метасоматоз эффузивов происхождения в слабощелочных условиях при средних и низких температурах, но состав кислотных компонентов растворов не ясен.

В этой же части Западного вулканического пояса известно и проявление вторичных кварцитов, несущее ртутное оруденение (участок Ляличи). Киноварь здесь наложена на алунитовые и каолинитовые кварциты — продукты сернокислотного выщелачивания. Исходные породы — кислые вулканиты.

### ГУСЕВСКОЕ ПОЛЕ

Гусевское поле вторичных кварцитов расположено на южном продолжении Западно-Сихотэ-Алинского пояса, где вулканогенные породы занимают отдельные площади. Возраст их часто бывает спорным — позднепалеозойский или позднемеловой. Непосредственно вблизи месторождения, по данным геологической съемки А. Н. Асипова (1960) г.), выходят туфогенно-осадочные и вулканические породы барабашской свиты верхнепермского возраста (порфириды, туфы порфиритов, туфобрекчии, роговики) и туфопесчаники и осадочно-угленосные породы монгугайской свиты карнийского яруса триаса. Нижнемеловые образования представлены базальными конгломератами, угленосными и эффузивно-осадочными породами. Осадочные породы триаса прорваны небольшой экструзией дацитов и липарито-дацитов верхнемелового возраста (абсолютный возраст 133 млн. лет — по определению А. Ф. Грачевой). Туфогенно-осадочные породы усть-суйфунской свиты миоцена и базальты и андезито-базальты плиоцена мощностью около 160 м перекрывают экструзию дацитов и развитые по ним вторичные кварциты (рис. 17).

Геологическое строение самого месторождения относительно простое. Экструзия занимает основную часть его площади. Она имеет крутые контакты с породами триаса (50—70°). Широко развиты дизъюнктивы, причем тектоническая нарушенность явно более сильная у восточного и южного контактов интрузии на участках, не перекрытых базальтами. Закартированные нарушения имеют преимущественно северо-восточное направление, реже северо-западное. Амплитуды смещения пород колеблются от нескольких сантиметров до десятков метров. Интенсивное дробление пород, сопровождающееся повышенным ожелезнением, наблюдается и в скважинах на глубине до 100 м. Многие зоны тектонических нарушений пересекаются целым рядом скважин, но не имеют выхода на поверхность.

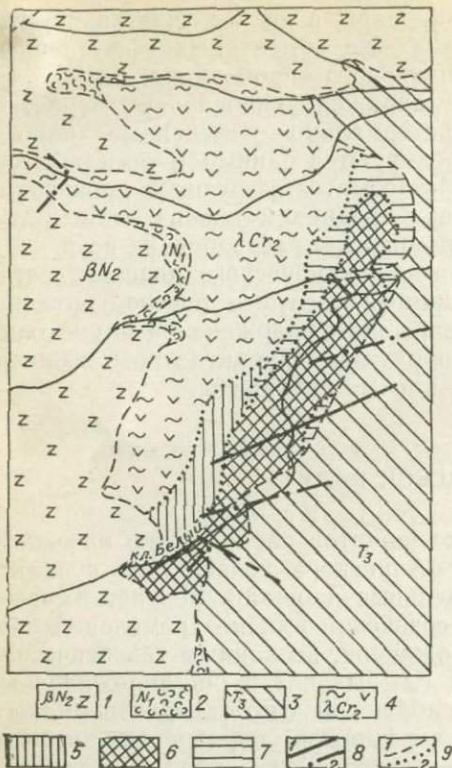


Рис. 17. Геологическая карта Гусевского проявления вторичных кварцитов. Составлена Р. И. Петраченко, Н. Ф. Рубан.

1 — базальты и андезит-базальты плиоцена; 2 — туфогенно-осадочные породы миоцена; 3 — осадочная угленосная свита верхнего триаса; 4 — альбитизированные, серицитизированные дациты; вторичные кварциты; 5 — серицитовые, 6 — каолинитовые, 7 — каолинит-серицитовые; 8 — тектонические нарушения установленные (1) и предполагаемые (2); 9 — геологические границы (1), границы фаций гидротермально измененных пород (2).

титом, а последний — слюдой типа иллита (по данным рентгеноструктурного анализа) и гидроокислами железа. Биотит встречается на глубоких горизонтах в виде пластинок размерами до 0,6 мм в длину, с хорошо выраженным плеохроизмом от бурого до светлого. Вдоль спайности биотит обычно разложен, а участками замещен бесцветной слюдой. Основная масса пород состоит из микролитов альбита и криптокристаллического агрегата, цементирующего микролиты. Трудно понять, представляет ли основная масса вторичный окварцованный агрегат или раскристаллизованное стекло. В измененных разностях чаще всего сохраняются черты микролитовой структуры, однако кварц, захватывающий микролиты плагиоклаза, может быть вторич-

Распространение гидротермальных изменений на Гусевском проявлении ограничено контуром экструзивного тела дацитов, что уже само по себе делает это проявление своеобразным (обычно изменения захватывают широкую площадь туфо-эффузивов и постепенно затухают).

Первичные породы экструзии — дациты с микролитовой, микропоякилитовой или гялопилитовой структурой основной массы. В измененных породах появляются иногда черты флюидальности, что свойственно обычно риолитоидным разностям дацитов. Количество вкрапленников невелико — 10—20%, большей частью это плагиоклазы и реже биотит и роговая обманка. Плагиоклазы сохраняются лишь частично. Состав их примерно отвечает олигоклаз-андезину, но они интенсивно альбитизируются и замещаются тонкочешуйчатой слюдой. Роговая обманка в свежем состоянии не встречается; она замещена био-

## Химический состав (вес. %) пород Гусевского проявления

Оксид	1	2	3	8	9	10	11	7
SiO <sub>2</sub>	69,68	73,06	74,04	70,20	73,16	72,68	71,16	76,98
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,25	0,14	0,20	0,21	0,22	0,22	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,16	15,13	15,22	17,18	17,72	17,94	18,46	13,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,54	0,72	1,36	1,92	0,64	0,69	1,12	1,36
FeO	0,15	0,23	1,22	1,62	0,11	0,18	0,18	0,23
MnO	0,04	0,00	0,00	0,08	0,02	He опр.	He опр.	0,01
MgO	0,27	0,16	0,48	0,47	0,82	0,20	0,17	0,06
CaO	2,12	0,29	0,17	0,56	0,28	0,56	0,42	0,17
Na <sub>2</sub> O	2,00	2,47	4,42	2,00	0,15	0,20	0,13	0,01
K <sub>2</sub> O	2,34	2,60	1,85	2,38	1,28	0,92	1,11	0,40
П. п. п.	6,44	4,49	2,33	5,78	5,77	6,28	7,93	6,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,07	He опр.	0,02	0,03	0,02	0,01	0,09
SO <sub>3</sub>	0,35	0,25	»	0,20	0,50	0,04	0,24	1,08
Сумма . .	99,95	99,47	101,23	102,41	100,19	99,89	100,91	99,56
d, г/см <sup>3</sup>	2,52	2,48	2,47					2,38

Анализ № 1 — слабо измененный дацит; № 2 — дацит с частично альбитизированным плагиоклазом; № 3 — дацит с полностью альбитизированным плагиоклазом и разложенными темноцветными; № 8 — дацит с частично сохранившимися роговой обманкой, полевыми шпатами, альбитизированный и гидросерпичитизированный; № 9, 10, 11 — гидросерпичит-каолининовые кварциты; № 7 — каолининовый кварцит с примесью серпичита, сильно окварцованный. SO<sub>3</sub> в сумму не входит. Все анализы выполнены в лаборатории ПГУ.

ным. Реже встречаются структуры, похожие на микрофельзитовые, ортофировые, без реликтов микролитов. Вероятно, строение экструзии неоднородно: породы образуют ряд от андезитовых дацитов до липарито-дацитов. Химический состав наименее измененной разности (табл. 17, ан. № 1), взятой на глубине 60 м, не отвечает ни одному среднему составу пород, по Р. Дэли. От дацита порода отличается низким содержанием железа, магния, щелочей и кальция при одинаковом количестве глинозема и более высоком содержании кремнезема. Дефицит железа и магния, несомненно, связан с тем, что в анализируемой породе темноцветные уже разложены. Пересчет состава на числовые характеристики А. Н. Заварицкого дает нетипичные параметры, обусловленные частичным изменением породы:  $a < a'$ ,  $m'$ ,  $f'$  — ничтожно малы. Породы пересыщены алюминием,  $n = 56,6\%$ , характеристика с небольшой. Многие анализы показывают, что породы теряют кальций наряду с железом и магнием, и судить об их первичном составе невозможно.

**Гидротермально измененные породы** Гусевского проявления (с использованием материалов бурения на глубину до 100 м) можно свести к следующим разновидностям:

1. Слабо измененные дациты и липарито-дациты. Плаггиоклаз вкрапленников и основной массы в них частью сохранился, частью альбитизирован. Темноцветные минералы в свежем состоянии не встречены. Роговая обманка замещена слюдястым минералом, рудным, лейкоксеном, иногда полностью ожелезнена, биотит — лейкоксеном, светлой слюдкой, рутилом и лишь частично сохранился по периферии кристаллов. Локально в породах развиты сидерит и пирит. Основная масса пород окварцована и альбитизирована.

2. Гидросерицитизированные породы. Гидросерицитом замещена уже значительная часть вкрапленников и микролитов плаггиоклаза. Основная масса пород окварцована.

3. Серицитовые кварциты — сравнительно мало распространенные породы, в которых главным минералом является серицит. Основная масса в них представлена псевдоморфозами серицита по плаггиоклазам и укрупненным перекристаллизованным кварцем фельзитовой и микропйкилитовой массы исходных пород. Биотит и плаггиоклаз вкрапленников также замещены серицитом. Оптически в редких случаях подтверждается двусный минерал с малым углом оптических осей, положительным удлинением, прямым угасанием. Чисто серицитовую разновидность измененных пород удалось выделить только в отдельных скважинах. На поверхности эта разновидность не выделяется.

4. Серицит-каолиновые кварциты — широко распространенная разновидность пород, в которой присутствуют серицит (гидросерицит) и каолинит в соотношениях от 5:10 до 20:5. Часть псевдоморфоз выполнена каолинитом; темноцветные замещены гидросерицитом, гидроокислами железа, сидеритом. Кроме того, часто центральная часть занята каолинитом, а каемка — бледно-желтой низкодвупреломляющей слюдой (гидросерицитом). В этих породах может встретиться карбонат, обычно в виде неправильных пятен и прожилков, реже — псевдоморфоз по полевым шпатам.

5. Каолиновые кварциты — наиболее ярко выраженная разновидность пород, в которых явно преобладает (до 40%) каолинит. Серицит присутствует в небольших количествах в виде каемок в псевдоморфозах каолинита по вкрапленникам, а вся основная масса породы представляет собой каолинито-кварцевый агрегат. Каолинит — тонкочешуйчатый, но с различными, при больших увеличениях, отдельными чешуйками (тысячные доли миллиметра):  $n_m = 1,562$ ; двупреломление 0,005 и ниже. Минерал подтвержден термическим (рис. 27) и рентгеноструктурными анализами. Наиболее чистая разновидность каолинита развивается в псевдоморфозах по вкрапленникам плаггиоклаза. В основной массе каолинит загрязнен

органическим материалом. Необычно интенсивное развитие каолинита подтверждается не только в верхних частях разреза, но и на глубине до 50 м, что представляет одну из минералогических особенностей Гусевского проявления вторичных кварцитов. Другой его характерной чертой, не повторяющейся ни на одном известном проявлении вторичных кварцитов в Приморье, является обильное развитие сидерита. Он отмечен в ассоциации с серицитом и даже каолинитом.

Химическая характеристика измененных пород приведена в табл. 17. Максимально измененные породы Гусевского проявления — каолинитовые и серицит-каолинитовые кварциты с незначительными содержаниями щелочей (0,1—0,2%) и окислов железа (<0,2%) представляют практический интерес как высококачественное сырье для фарфоровой промышленности.

**Зональность фаций.** В распределении фаций измененных пород намечается вертикальная и горизонтальная зональности, совпадающие в общих чертах. Считая каолинитовую фацию наиболее сильно метаморфизованной зоной, смену фаций в горизонтальном направлении можно изобразить следующим образом: каолинитовая фация — каолинит-серицитовая — серицитовая фация (иногда с сидеритом) — серицитизированные, окварцованные, альбитизированные, местами со значительным развитием сидерита породы — окварцованные, альбитизированные дациты без гидрослюд (не обнаруживающиеся в современном горизонтальном срезе). В вертикальном направлении смена пород с глубиной могла быть полностью аналогичной, если бы была выражена серицитовая фация.

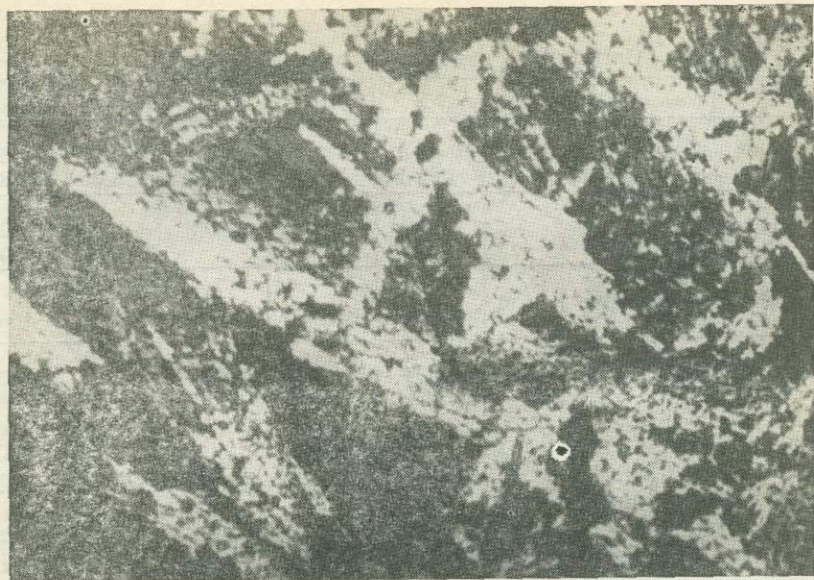
Зональность фаций измененных пород на Гусевском проявлении асимметрична. Каолинитовая фация приурочена к юго-восточному контуру экстрезии. Далее на запад и северо-запад она сменяется каолинит-серицитовой фацией и еще далее — пропицитизированными дацитами. В северной и западной частях экстрезии располагаются относительно мало измененные породы.

Появление наиболее измененных пород у контакта субвулканического тела вполне закономерно. Зона контакта наиболее тектонически нарушена и легко поддается воздействию газогидротерм, что и произошло на юго-востоке экстрезии. Аналогичная обстановка могла быть и на всем остальном протяжении контакта экстрезивного тела, но в современном эрозионном срезе она не наблюдается. Возможно, что экстрезия не вскрыта полностью в своей апикальной части или перекрыта базальтами. На такую же мысль наводит и небольшой выход измененных пород, отделенный от основного тела трясцовыми породами. Изменения в дацитах здесь выражены серицитизацией, окварцеванием, альбитизацией. Степень изменений больше, чем в центральной части экстрезии, где на поверхность выходят относительно слабо измененные породы.

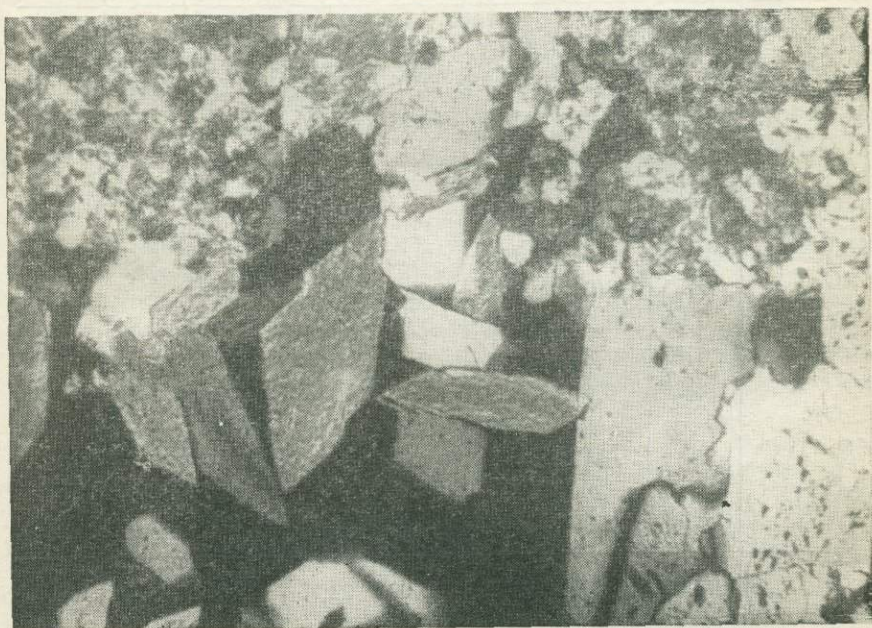
## ОПИСАНИЕ ХАРАКТЕРНЫХ МИНЕРАЛОВ ПРИМОРСКИХ ПОЛЕЙ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ

Формация вторичных кварцитов характеризуется не только определенными геологическими условиями образования, но и набором типоморфных минералов. К числу их относятся диаспор, алунит, андалузит, дюмортьерит, цуннит, пирофиллит, сера (Наковник, 1964). Выявление и диагностика этих минералов, слабо изученных, а большей частью вообще неизвестных в Приморье, представляли сложную задачу. Минералы определялись и изучались микроскопически в шлифах и иммерсионных препаратах, а также термическим, рентгеноструктурным и химическим анализами. Федоровский столик, ввиду малых размеров минералов, применялся в меньшей мере — когда определялись значения  $2V$  слюд, пирофиллита, андалузита, диаспора. Для этих же целей использовалась номограмма В. Винчелла (Трегер, 1958).

**Алунит.** Широко распространен в Самаргинско-Единском, Евстафьевском, Ольгинском, Милоградовском полях, в небольшом количестве встречен в Бринеровском и Бикинском полях. Может быть главным породообразующим минералом (до 40%), равноценным с целым рядом других минералов — андалузитом, диаспором, пирофиллитом, серицитом, кварцем — или составлять незначительную примесь (около 5%). Визуально алунит белый или розовый, мелкокристаллический, со стекляннм или шелковистым блеском. В агрегатах — плотный и твердый вследствие срастания с мелкозернистым кварцем. Образует мелкую вкрапленность, скопления мономинерального состава или примесью кварца, порфиروبласты и агрегатные псевдоморфозы замещения, прожилки. В богатых рудах цементирует обломки вторичных кварцитов или метасоматически насыщает всю массу породы. Под микроскопом (рис. 18) алунит призматически-вытянутый, пластинчатый, листоватый, изометричный, дает квадратные, прямоугольные, ромбические и неправильные сечения. Формы новообразований его связаны отчасти с исходными составами и структурами пород: по кислым развивается сравнительно изометричный алунит, по породам среднего состава с призматическими и лейстовидными плагиоклазами — удлиненные кристаллы алунита. В прожилках алунит наиболее идиоморфный (рис. 19), таблитчатый, дает ромбовидные сечения. Размеры его колеблются от 0,03 до 0,3 мм, редкие порфиروبласты достигают 0,5—0,6 мм, самый крупный кристаллический алунит встречен в Ольгинском поле и на Тернейском проявлении в бассейне р. Сигнальной (до 1,0—1,2 мм). В шлифах алунит всегда бесцветен, за исключением случаев, когда он загрязнен гидроокислами железа по микротрещинам; одноосный, положительный с отрицательным удлинением. Оптические свойства алунита многих известных приморских проявлений



*Рис. 18.* Крупнокристаллический алунит Ольгинского проявления. Шл. № 4899. С анализатором. Ув.  $\times 50$ .



*Рис. 19.* Идноморфные ромбовидные кристаллы алунита из прожилка. Самаргинское поле. Шл. № 2068. С анализатором. Ув.  $\times 120$ .

## Оптические и химические свойства алунитов

Проявление	<i>Ng</i>	<i>Np</i>	<i>Ng-Np</i>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
Майский участок Евстафьевского поля	1,591	1,574	0,017	6,00	1,62
	1,593	1,574	0,019	6,36	1,82
Ольгинское	1,592	1,574	0,018	1,84 2,52	0,28 0,40
Тернейское в бассейне р. Сиг- нальной	1,593	1,572	0,021	2,56	0,53
Самаргинский участок	1,594	1,570	0,024	1,34	1,29
	1,596	1,580	0,016	2,57	1,89

близки, и только алунит Самаргинско-Единского поля имеет большие пределы колебаний показателей преломления и дву-преломления (табл. 18).

По химическому составу алуниты в большинстве случаев относятся к натро-калиевой разности, т. е. в них преобладает калий, но алуниты Самаргинско-Единского поля более натро-

Таблица 19

## Химический состав (вес. %) минералов Бринеровского и Евстафьевского полей

Окисел	1639	850	5061	5060	4570	5059	4062	4215
SiO <sub>2</sub>	44,48	47,22	45,99	45,34	44,50	9,62	2,90	4,44
TiO <sub>2</sub>	0,85	1,26	0,44	0,20	0,27	0,71	0,17	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	42,47	33,39	38,16	40,28	37,50	34,59	0,14	0,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,40	0,43	0,03	Сл.	1,86	0,85	0,45	0,45
FeO	0,15	0,19	0,13	»	0,18	0,05	0,00	0,00
MnO	0,02	0,02	Сл.	»	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	0,09	0,67	0,14	0,18	0,21	0,22	0,00	0,00
CaO	0,59	0,24	0,36	Сл.	0,07	1,10	32,55	32,23
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,24	0,08	0,03	1,92	1,84	0,01	0,12
K <sub>2</sub> O	0,06	0,64	0,05	Сл.	8,45	6,36	0,20	0,04
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,26	3,87	0,18	0,16	0,2	0,08	12,36	14,85
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	13,74	Не опр.	12,16	8,07	5,22
SO <sub>3</sub>	»	»	»	Не опр.	»	31,56	42,55	42,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	»	»	»	»	»	0,40	0,22	0,11
П. п. п.	9,41	12,38	14,02	Не опр.	4,57	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма . .	100,86	100,55	99,53	100,09	99,75	99,55	99,63	100,57

Анализы № 1639, 850, 5061, 5060 — каолинит, дикцит; № 4570 — серицит; № 5059 — алунит; № 4062, 4215 — гипс. Анализы выполнены в лаборатории ДВГИ.

вые: соотношение  $K_2O:Na_2O$  в них близко к единице (см. табл. 18, 19). Таким образом, намечается связь более высоких показателей преломления с повышением содержания натрия в молекуле алуниита. Кривые нагревания алуниитов (рис. 20) идентичны по характеру эндотермических эффектов, но максимумы их несколько сдвинуты. Рентгенограммы Ольгинского и Майского участков показывают большое сходство.

Алуниит встречается в следующих минеральных ассоциациях: алуниит + кварц + пирит + рутил; алуниит + кварц + серицит + пирит + рутил; алуниит + кварц + цуниит + пирит; диаспор + пирофиллит + кварц + алуниит + пирит + рутил; андалузит + алуниит + кварц + серицит; алуниит + серицит + каолинит + кварц. С цуниитом алуниит внешне равновесен, но цуниит более идиоморфен. По отношению к пириту алуниит то идиоморфен, то содержит включения сульфида. Выделялись они, очевидно, близко по времени, взаимоотношения их определялись кристаллизационной силой и скоростью роста.

В высокоглиноземистых породах алуниит может примыкать без признаков замещения к диаспору, андалузиту или как бы замещать эти минералы, подчиняясь их контурам. Иногда мелкие зернышки алуниита заключены в андалузите вдоль трещинок спайности. В андалузит-серицитовых кварцитах с алуниитом последний более чистый и свежий, более крупный и хорошо раскристаллизованный. В высокоглиноземистых породах алуниит встречается и в прожилках вместе с диаспором и кварцем или андалузитом и кварцем.

**Андалузит.** Один из главных минералов Евстафьевского и Милоградовского полей, в бассейне рек Ясной и Заболоченной и второстепенный минерал Самаргинско-Единского и Бринеровского полей. Встречаются различные формы кристаллов и агрегатов: порфиробласты, агрегатные псевдоморфозы, сферолитовые агрегаты, рассеянные в основной массе зерна, плохо раскристаллизованный агрегат ситовидной структуры с обильными включениями кварца. Везде бесцветен или сероватый за счет пелитизации. Порфиробласты имеют размеры 0,2—

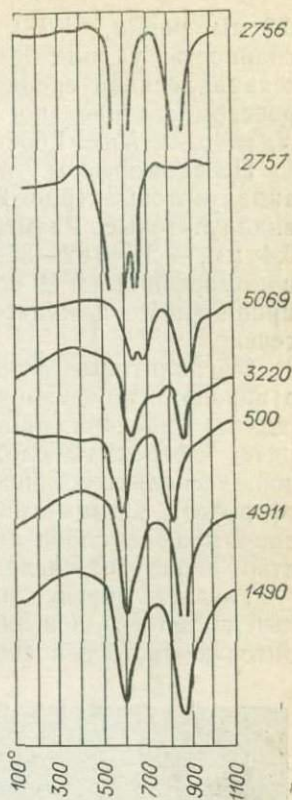


Рис. 20. Кривые нагревания алуниитов и алуниитовых кварцитов: обр. № 2756, 2757 — самаргинские, № 5069, 3220 — майские; № 500 — бринеровский, № 4911а — ольгинский; № 1490 — тернейский.

0,8 мм, редко — 1,2 мм, толстотаблитчатую форму, хорошую спайность, удлинение отрицательное, угасание на разрезах с параллельной спайностью прямое. Замеры угла  $2V$  на Федоровском столике по выходам двух осей дали — (85—87°);  $N_g=1,642$ ;  $N_p=1,630$ .

Псевдоморфозы по полевым шпатам мономинеральные андалузитовые (рис. 21), биминеральные кварц- или серицит-андалузитовые. Размеры отдельных зерен здесь меньше — 0,1—0,4 мм, —  $2V=82—85—87^\circ$ . Андалузит обладает различной идиоморфностью. В основной массе он ксеноморфен или дает правильные ромбические, квадратные или прямоугольные сечения.

Сферолитовые агрегаты андалузита (см. рис. 8) встречаются в породах Побережного участка Евстафьевского поля, состоящих из диаспора, андалузита, кварца, рутила, пирита и серицита. Сферолиты сложены кристаллами андалузита удлиненной, несколько клиновидной формы, сужающимися в центре сферолита. Длина их 0,8 мм, но центральные части, как правило, замещены слабо анизотропным глинистым веществом. Вероятно, андалузит наследует форму сферолитов исходной породы.

Труднее других диагностируется тонкораскристаллизованный андалузит. Он замещает полевошпатовую или даже серицитовую часть основной массы породы. Кварц при этом сохра-

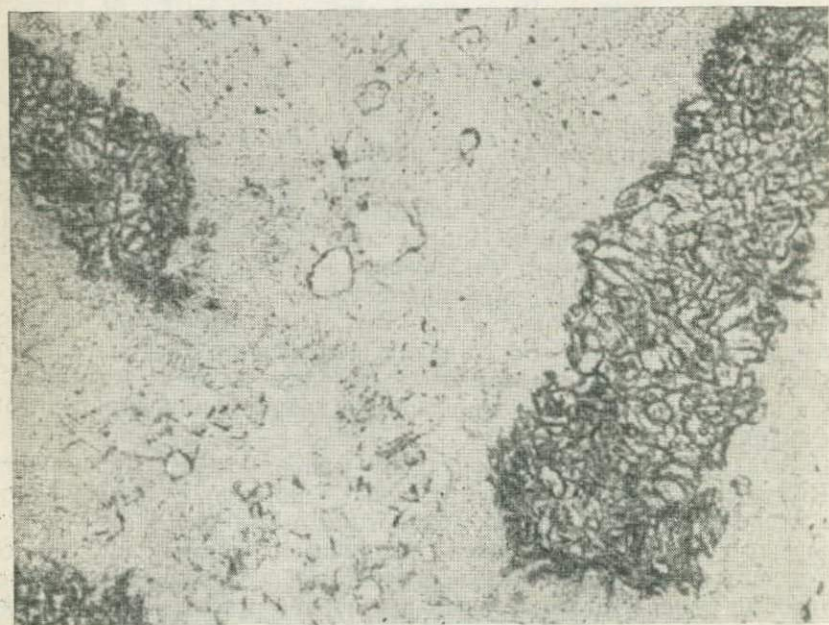


Рис. 21. Агрегатные псевдоморфозы андалузита по плагиоклазам. Бриперовское поле. Шл. № 4278. Без анализатора. Ув.  $\times 45$ .

няется, образуя пойкилитовые вроски в андалузите. По краям агрегата наблюдаются «выросты» более или менее окристаллизованных зерен, в которых оптически определяется андалузит ( $N_p=1,630$ ). В шлифах он имеет серый, загрязненный вид, пониженное двупреломление отчасти из-за слабой раскристаллизации, но в большей степени — из-за развития в нем тончайшего пелитоморфного вещества. Этот андалузит по отношению к мусковиту и пирофиллиту высокоглиноземистых пород выделяется позже, он как бы цементирует их, в то время как порфиروبластовый андалузит в ассоциации с диапором, пирофиллитом, мусковитом является самым идиоморфным минералом. Наиболее распространенный процесс замещения андалузита — каолинизация, причем наблюдаются разные стадии замещения, вплоть до полных псевдоморфоз. В меньшей степени андалузит замещается серицитом. Пирит проникает по спайности в андалузит, развивается внутри него и даже полностью замещает андалузит. Иногда сохраняются обрывки зерна минерала-хозяина, одинаковое угасание которых доказывает принадлежность их к одному кристаллу. Вместе с тем наблюдаются и изолированные идиоморфные кристаллы пирита, захваченные андалузитом. Многочисленны также включения кварца, рутила.

**Аурипигмент.** Ярко-желтый минерал со слюдоподобной спайностью в крупных пачках кристаллов размерами до 0,5 см

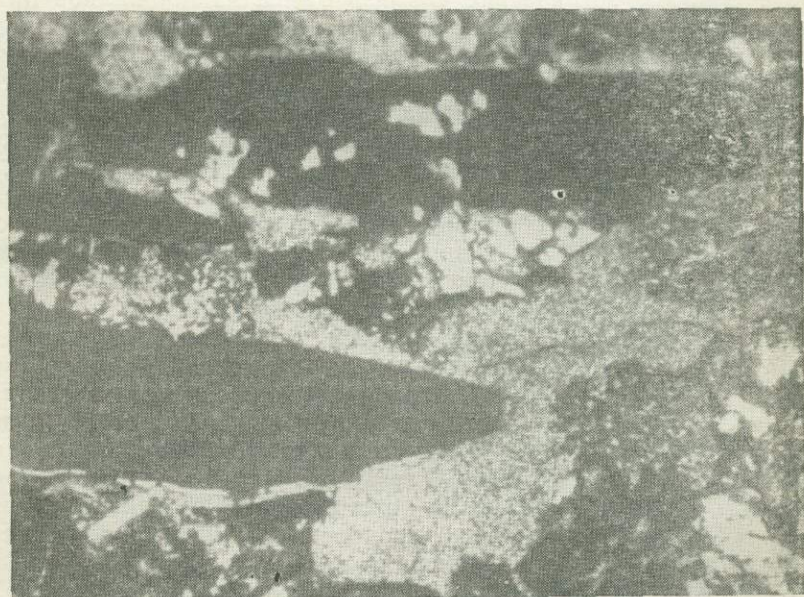


Рис. 22. Крупные кристаллы аурипигмента в серной руде. Шл. № 3751. Без анализатора. Ув.  $\times 50$ .

в поперечнике (рис. 22), но без заметной спайности в плотных агрегатах. Находится в тесном сростании с реальгаром и связан с последним переходными разностями, вследствие чего наблюдается целая гамма тонов от желтого к густо-оранжевому и красновато-желтому. В шлифах при введении линзы Лазо аурипигмент просвечивает зеленовато-желтым цветом, а крупные кристаллы имеют отчетливый зеленый оттенок в отличие от реальгара, просвечивающегося коричневато-оранжевым цветом. В крупных кристаллах аурипигмента заметен плеохроизм от зеленовато-желтого до желто-зеленого, угасание прямое. Минерал подтвержден спектральным и рентгеноструктурным анализами. Спектральным полуколичественным анализом в нем установлены: мышьяк — более 10%, сурьма — 0,04—0,06%, олово, железо, титан — тысячные доли процента. Встречен в наложенных зонах в высокоглиноземистых кварцитах Бринеровского поля вместе с серой и сульфидами железа.

**Гипс.** Белоснежный тонкозернистый порошок в прожилках почти мономинерального состава. В шлифе бесцветен, представлен идиоморфными таблитчатыми, призматическими до игольчатыми кристаллами с хорошо выраженной спайностью по (010), сдвойникован. Удлинение положительное, угасание относительно спайности (010) прямое. Угол оптических осей по определениям на Федоровском столике колеблется от 55 до 64° в разных зернах;  $N_g = 1,530$ ;  $N_p = 1,519$ , что подтверждает несколько завышенное двупреломление гипса, наблюдаемое в шлифах. Химические анализы гипса из прожилков приведены в табл. 19 под № 4062 и 4215. Гипс дает термограмму (рис. 23, обр. № 4215, 4062) с характерными двумя эндотермическими эффектами при температуре 170 и 210°. Рентгенограмма его (табл. 23) из Бринеровского проявления идентична приводимой в справочнике В. И. Михеева (1957).

**Гематит.** Минерал многих массивов вторичных кварцитов, встречающийся в виде крупных кристаллов или тонко-распыленной вкрапленности. Обильное выделение гематита приурочено к наиболее высокоглиноземистым корунд-андалузит-диаспоровым породам на Майском участке Евстафьевского поля. Содержание его достигает 15%. Кристаллы гематита необыкновенно крупные — до 5—8 мм в длину, имеют правильную пластинчатую форму, в них ясно выражена базальная отдельность. Минерал дает хорошую рентгенограмму, подобную приводимой в справочнике В. И. Михеева (1957).

Кристаллы гематита рассекают

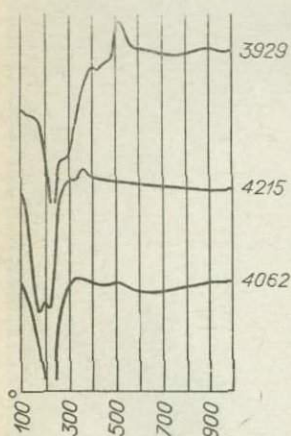


Рис. 23. Кривые нагревания минералов Бринеровского поля: обр. № 3929 — десмин, № 4215 и 4062 — гипс.

зерна андалузита или диаспора (рис. 24) и содержат вросстки магнетита.

Кроме пластинчатого крупнокристаллического гематита, в тех же высокоглиноземистых породах, а также в серицитовых кварцитах выделяется в значительных количествах мелкозернистый тонкораспыленный гематит, придающий породам характерный красновато-сиреневый или темно-фиолетовый цвет. Содержание железа в таких метасоматитах повышается до 10%. В шлифах этот гематит представляется в виде беспорядочно расположенной рудной сыпи, насыщающей глинистый минерал, окаймляющей или даже замещающей порфиробласты диаспора, чешуйки пирофиллита и мусковита. В полированных шлифах вместе с гематитом обнаруживается гетит.

**Диаспор.** Один из основных минералов Бринеровского, Евстафьевского и Самаргинско-Единского полей, второстепенный — в кварцитах Бикинского поля. Содержание его в породах от 2—3 до 30%. Формы выделения очень разнообразны (см. рис. 10, а также 25 и 26): идиоморфные крупные (до 1,0 мм) призматические, толстотаблитчатые, удлиненные, листоватые и шестоватые кристаллы; агрегаты мелких (0,4—0,1 мм и менее) призматических до игольчатых кристаллов, иногда спутанно-волоконистые, переходящие в слабо индивидуализированную массу; радиально-лучистые агрегаты.

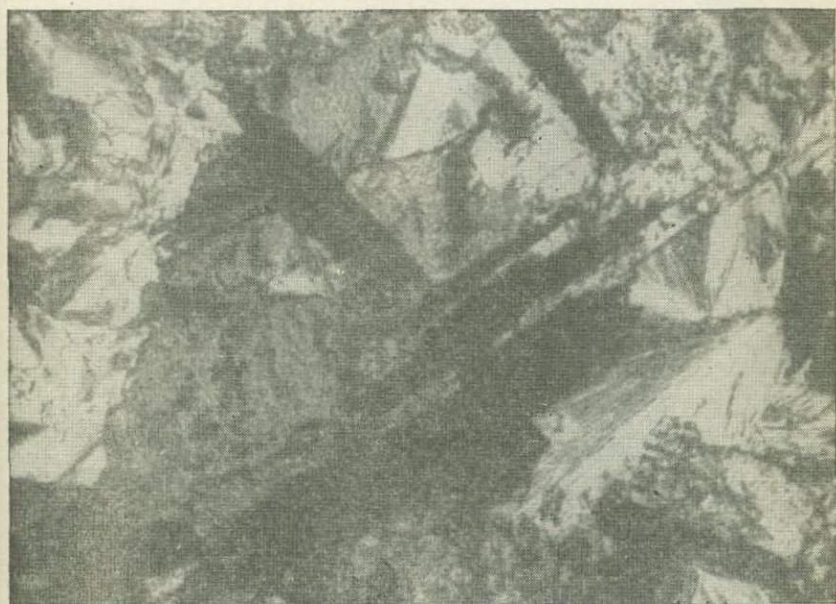
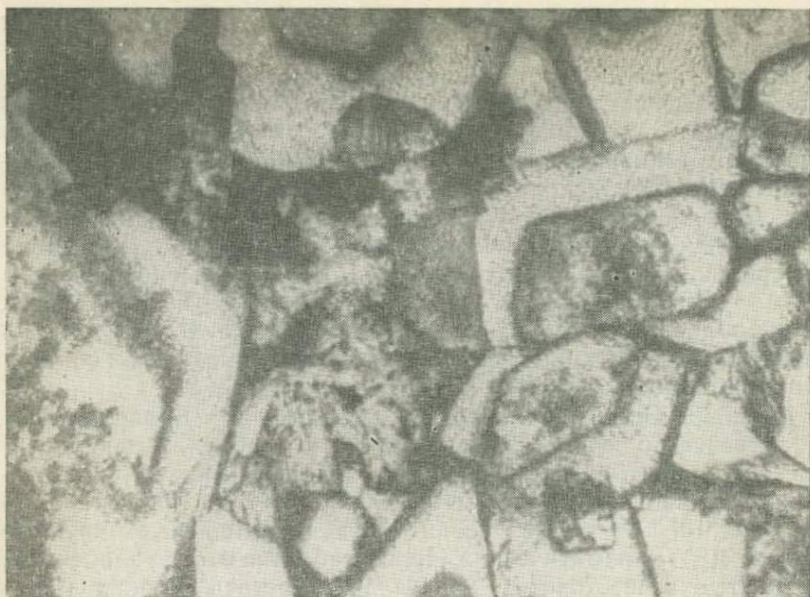


Рис. 24. Взаимоотношения гематита (черное), диаспора (серое) и пирофиллита (серое). Самаргинское поле. Шл. № 2631. С анализатором. Ув.  $\times 100$ .



*Рис. 25.* Идиоморфные зональные кристаллы диаспора, в центральной части наполненные непрозрачным пелитоморфным веществом. Самаргинское поле. Шл. № 4045. Без анализатора. Ув.  $\times 115$ .



*Рис. 26.* Длиннопризматический диаспор. Самаргинское поле. Шл. № 3041. Без анализатора. Ув.  $\times 110$ .

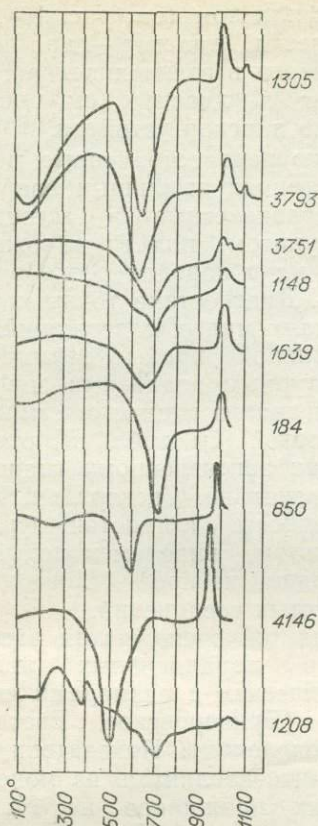


Рис. 27. Кривые нагревания глинистых минералов Бринеровского поля. (Обр. № 1206 — диккит+сера+пирит).

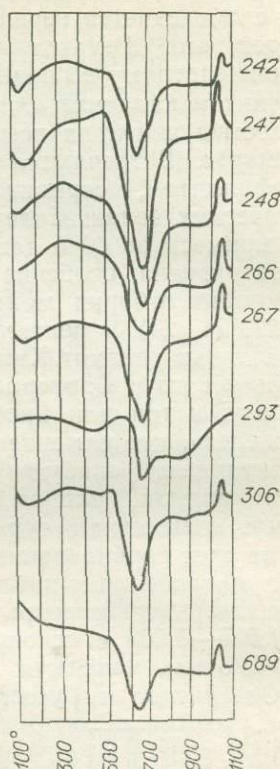


Рис. 28. Кривые нагревания глинистых минералов Гусевского проявления (обр. № 242, 247, 248 — с примесью гидрослюда).

Диаспор имеет заметно положительный рельеф, бесцветен или замутнен из-за микровключений слюдяных минералов. Обильные включения, захваченные в процессе роста, отражают его зональное строение (см. рис. 25). В широких таблитчатых кристаллах наблюдается совершенная спайность по пинакoidу (010) и средняя спайность по (110). Угасание относительно (010) прямое, по отношению к спайности по (110) — симметрично-косое, удлинение  $\pm$ , плоскость оптических осей параллельна (010), угол  $2V$ , измеренный в трех зернах на Федоровском столике по двум выходам осей, равен 81, 83, 84°;  $N_g=1,737-1,740$ ;  $N_m=1,720-1,722$ ;  $N_p=1,697-1,702$ .

Диаспор обычно идиоморфен по отношению к ассоциирующим с ним минералам: андалузиту, серициту, дюмортьериту, цунииту. Взаимоотношения с пирофиллитом двойкие: равновес-

ные или он разъедается пиррофиллитом (см. рис. 10), что говорит об узком пределе равновесия диаспор—пиррофиллит. Кварц слабо вдаётся вершинами зерен в грани диаспора, но не замещает его. Гематит вырастает в диаспор (см. рис., 24). К сернокислотному выщелачиванию диаспор устойчив.

**Диккит и каолинит.** Эти широко распространенные минералы известны почти на всех проявлениях вторичных кварцитов в Приморье. Встречаются как равновесные в ассоциации с пиррофиллитом, серицитом, алунитом или в наложенных тектонических зонах. Содержание их в породах резко различно: от примеси до 60 и даже 95%. Диагностика точными методами затруднена, особенно в случаях малых содержаний. При возможности отборки мономинеральной пробы термическим (рис. 27, 28, 29) и рентгеноструктурным анализами определяется каолинит и диккит. Химический анализ глинистого минерала Евстафьевского и Бринеровского полей (см. табл. 19) отвечает каолиниту, в той или иной степени загрязненному гидроокислами железа, что отмечается и визуально. Спектральный анализ показывает слабую зараженность глинистой фракции свинцом, цинком, оловом, кобальтом, никелем и повышение содержания мышьяка, сурьмы в одной из проб (Бринеровское поле) за счет сорбированных охристых соединений.

Под микроскопом наблюдаются тонкочешуйчатая разность, изотропная, слабопрозрачная в параллельных николях,  $Nm=1,555-1,565$  и яснокристаллическая с размерами чешуек 0,002—0,05 мм, максимум 0,1 мм (Бринеровское, Евстафьевское, Ольгинское и Гусевское проявления). Показатели преломления каолинита из мономинеральных прожилков на Майском участке:  $Np=1,559$ ;  $Nm=1,562$ ;  $Ng=1,564$ .

**Дюмортьерит.** Сравнительно редкий минерал вторичных кварцитов. В Приморье встречен в больших концентрациях в Евстафьевском поле и в виде примеси в Самаргинско-Единском. Ассоциирует с кварцем, серицитом, пиррофиллитом, диаспором. Дюмортьерит Евстафьевского поля резко выделяется по внешнему облику—это крупные радиально-лучистые или мелкозернистые массы синего и сиренево-синего цвета. Под микроскопом представлен тончайшими игольчатыми, волокнистыми и шестоватыми кристалликами длиной от 0,2 до тысячных долей миллиметра. большей частью они собраны в снопо-

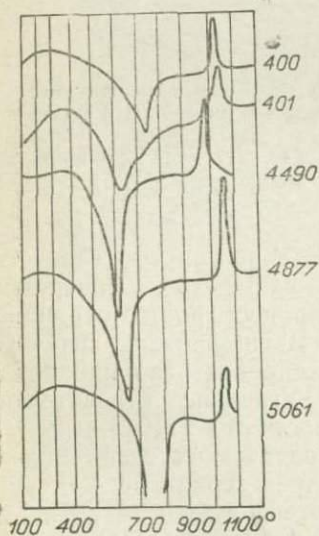


Рис. 29. Кривые нагревания глинистых минералов Евстафьевского поля.

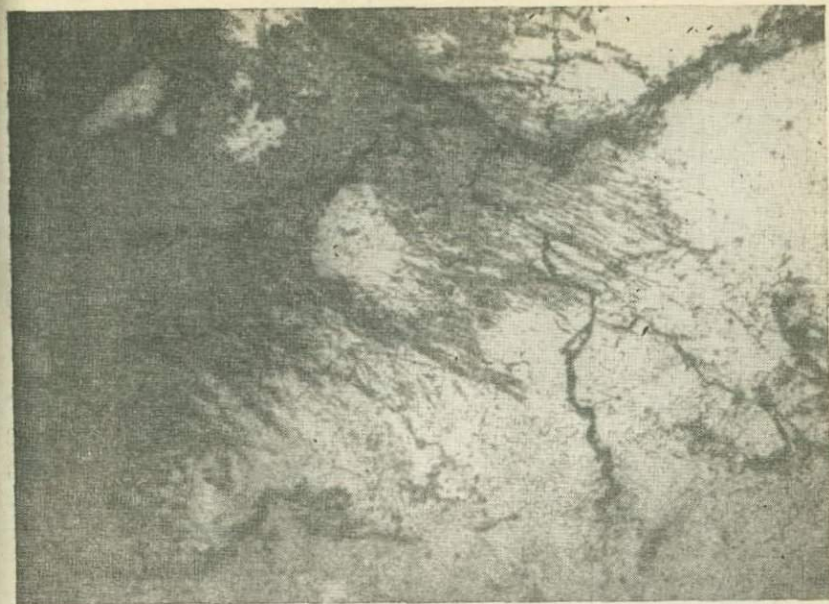


Рис. 30. Сноповидные агрегаты игольчатых кристаллов дюмортьерита. Евстафьевское поле. Шл. № 4833. Без анализатора. Ув.  $\times 50$ .

видные радиально-лучистые агрегаты (рис. 30). Визуально сиреневые разности в шлифах плеохроируют в розовых тонах, но изменение окраски слабое и неотчетливое. Синие агрегаты дюмортьерита имеют в шлифах буровато-синюю окраску, с плеохроизмом от синеватого по  $N_p$  до бесцветного по  $N_g$ . Наиболее тонкокристаллические агрегаты темного или желтовато-бурого цвета. Угасание кристаллов прямое, удлинение отрицательное. Знак минерала не определяется из-за ничтожно малой толщины кристаллов. Показатели преломления:  $N_g' = 1,681$ ;  $N_p' = 1,66$ . Точнее определить показатели невозможно из-за того, что дюмортьерит замещается слюдоподобным минералом. С этим же связан слабый плеохроизм дюмортьерита. В табл. 20 приведены анализы дюмортьерита (№ 4833а) и дюмортьеритового кварцита (№ 4833). Щелочи в них связаны с примесью серицита.

Присутствие кварца в сростках с дюмортьеритом сильно искажало рентгенограмму, и только после обработки препарата HF была получена чистая рентгенограмма его (табл. 23). Интересны данные спектрального анализа дюмортьерита и содержащих его пород: чем больше дюмортьерита в пробе, тем больше мышьяка и сурьмы — до единиц процента (табл. 21). Минеральные формы их не установлены, но наблюдалась слабая обохренность пород.

Химический состав (вес. %) дюмортьерита и дюмортьеритового кварцита Евстафьевского поля и турмалинов Бринеровского поля

Окисел	Дюмортьерит	Дюморт. кварцит	Турмалины				
	4833а	4833	4295	4149	4274	4229	4227
SiO <sub>2</sub>	55,88	76,40	44,58	33,80	44,84	40,94	33,52
TiO <sub>2</sub>	0,57	0,53	1,46	1,67	1,06	0,95	1,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,00	14,58	23,48	29,54	30,26	32,55	30,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	} 0,40	0,53	2,20	6,08	0,25	} 0,63	0,57
FeO			6,86	He опр.	1,69		
MnO	0,007	0,003	0,066	0,012	0,051	0,093	0,002
MgO	0,29	0,46	4,57	7,45	6,98	8,94	9,62
CaO	1,68	2,00	2,48	2,72	1,76	2,20	2,16
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,16	0,55	He опр.	0,33	0,33	He опр.
K <sub>2</sub> O	0,45	0,33	0,29	»	0,21	0,10	»
H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	He опр.	He опр.	1,53	»	1,40	1,96	»
F	»	»	0,013	»	0,009	0,002	»
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,73	1,88	12,29	11,18	10,58	10,85	11,32
Сумма . .			100,369		99,42	99,54	

**Карбонаты.** В массивах вторичных кварцитов представлены в большинстве случаев кальцитом и редко — сидеритом. Встречаются они в краевых зонах массивов и по периферии полей среди слабо пропилитизированных пород или в наложенных зонах поздней гидротермальной деятельности. В Гусевском типе вторичных кварцитов карбонаты выделяются и вблизи осевых зон в связи с меньшей кислотностью растворов, выщелачивающих породы. Карбонаты диагностируются сравнительно легко оптически и термическим анализом.

**Мусковит и серицит.** Типичные, наиболее распространенные минералы всех проявлений вторичных кварцитов. Мелкочешуйчатая разновидность — серицит — занимает краевые зоны всех тел вторичных кварцитов, более крупночешуйчатый (0,2—0,4 мм) мусковит присутствует в осевых зонах в ассоциации с диаспором, андалузитом, а иногда вместе с кварцем образует грейзеноподобные вторичные кварциты. Наиболее распространены бесцветные мусковит и серицит. Показатели преломления и двупреломления мусковита:  $N_g=1,588$ ;  $N_p=1,559$ ;  $N_m=1,586$ ;  $N_g-N_p=0,029$ , серицита:  $N_g=1,590-1,582$ ;  $N_p=1,564-1,552$ ;  $N_m=1,585-1,579$ , двупреломление серицита ниже, чем у мусковита. Кроме бесцветных мусковитов, визуальнo различаются нежно-зеленые и сизо-зеленые с перламутровым отливом слюды, по показателям преломления близкие

Содержание (вес. %) микроэлементов в дюрортьерите, дюрортьеритовом кварците и сериците Евстафьевского поля

Элементы	4833б	4833д	4833	4833а
Be	0,00n—	0,00n	0,00n—	0,000n
As	0,0n—	—	0,0n—	0,0n—?
Sc	—	—	—	—
Sb	0,0n+	n+	0,0n—	—
Mn	0,00n—	0,0n—	0,00n+	0,000n+
Pb	—	0,00n—	—	0,00n—?
Sn	0,00n—	0,00n—	—	0,00n—
Mg	0,00n+	0,0n	0,0n	0,00n
Ga	0,00n+	0,0n—	0,00n—	0,00n
Fe	0,0n—	0,0n—	—	0,00n
Mo	0,000n—	—	—	—
V	0,000n—	0,000n	0,00n—	0,000n—
Ti	0,0n—	0,0n—	0,0n	0,0n—
Cu	0,000n—	—	0,00n—	—
Zn	0,0n—?	0,0n—?	—	0,0n—?
Co	0,00n—?	0,00n—?	—	0,00n—?
Ni	—	—	—	—
Ca	0,00n	0,0n—	0,0n	0,00n
Cr	0,00n—?	0,00n—?	—	—
Ba	0,00n—	0,00n—	0,00n—	0,00n—
B	+	+	+	+

Анализ № 4833б — сиреневый дюрортьерит; № 4833д — синий дюрортьерит; № 4833 — дюрортьеритовый кварцит; № 4833а — серицит из дюрортьеритового кварцита; n—=1, 2, 3; n=4, 5, 6; n+=7, 8, 9; + — качественное определение бора (>5%).

к мусковиту и серициту, но с большим двупреломлением:  $N_g=1,590$ ;  $N_p=1,552$ ;  $N_m=1,584$ ;  $N_g-N_p=0,038$ . О соотношении щелочей в слюдах можно судить по частичным и полным химическим анализам слюдисто-кварцевых пород (см. табл. 3). Спектральный полуколичественный анализ показывает присутствие ряда микроэлементов в мусковитах: мышьяка — 0,011—0,03%; свинца и олова — тысячные доли процента; молибдена — тысячные доли процента; меди — 0,0001—0,02%. Спектральным анализом обнаружено, что зеленая слюда обогащена хромом — 0,1—0,3% вместо 0,001—0,008% в бесцветных. Очевидно, наряду с обычным развивается хромосодержащий мусковит (Бринеровское поле).

На участках Дюрортьеритовом и Побережном Евстафьевского поля серицит дает почти мономинеральные образования белого или зеленого цвета, похожие на пирофиллит, но содер-

жащие  $K_2O$  и  $Na_2O$ . Судя по ассоциации минералов, этот серицит выделяется из кислых, содержащих щелочи высокотемпературных растворов одновременно с глиноземистыми минералами и дюмортьеритом, но более продолжительно, так как наблюдаются разведение и замещение этих минералов серицитом.

Более низкотемпературная генерация серицита развивается в зонах серицитовых, каолинит-диккит-серицитовых и алуни-серицитовых кварцитов. Содержание серицита в них 5—30%, но иногда развиваются породы, состоящие на 90% из серицита (см. табл. 19, обр. № 4570). Последний всюду представлен тонкочешуйчатой разновидью с показателем преломления  $N_{cp} = 1,582 \pm 0,003$ , двупреломлением в серых и белых тонах первого порядка. Ассоциация серицита с каолинитом и алуни-титом свидетельствует об образовании его из кислых и слабокислых растворов при температуре около  $200^\circ$ .

Наличие разновременного серицита во вторичных кварцитах подтверждается также прожилками кварц-серицитового или серицит-пирофиллитового состава, рассекающими андалузит-серицитовые псевдоморфозы.

**Пирит.** Очень распространенный минерал, образуется в самых разных условиях практически во всех фациях вторичных кварцитов и пропилитов. Содержание его колеблется от долей до десятка процентов. Пирит обычно образует неравномерную вкрапленность и дает крупные скопления. Кристаллы различны по размерам — от 1,5 мм до еле различимых даже при больших увеличениях микроскопа. Присутствие мелкокристаллического пирита придает серый цвет обычно светлым вторичным кварцитам. Характерны сложные комбинации простых форм, причем визуально некоторые кристаллы кажутся даже округлыми из-за обилия граней. В полированных шлифах в пирите обнаруживаются включения гетита и очень редко — халькопирита. В породах из цунитовой зоны наблюдались стростки пирита с галенитом и сфалеритом. Сложны взаимоотношения пирита с мусковитом: чешуйки мусковита включены в пирит, но, с другой стороны, они сами могут внедряться в пирит. Вероятно, по времени образования эти минералы близки. Пирит образует очень тесные сростания с турмалином, как окрашенным, так и бесцветным. С диаспором он имеет нормальные стыки: взаимного замещения не обнаруживается. По трещинам в диаспор проникают только гидроокислы железа. В цунитовых кварцитах пирит представлен вполне идиоморфными кристаллами. Реакционных замещений с цунитом не наблюдается. Отношения пирита с алуни-титом многообразны, а именно: пирит может быть заключен внутри зерна алуни-тита, алуни-тит может примыкать к пириту без признаков взаимодействия, пирит может разрывать кристаллы алуни-тита. Все это говорит о близком или одновременном выпадении сульфида и сульфата. По отношению к андалузиту пирит ксеноморфен и замещает его, сохраняя очертания зерен андалузита (рис. 31).

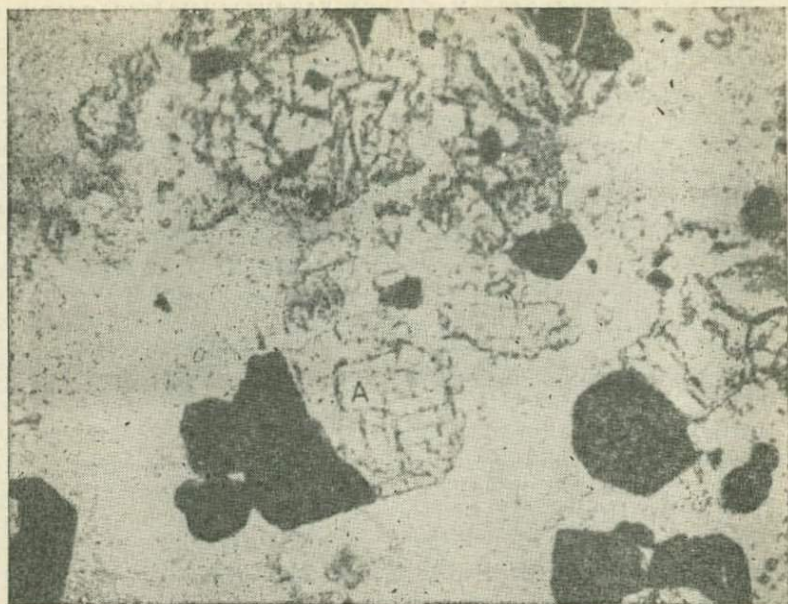


Рис. 31. Взаимоотношения андалузита (А) и пирита (черное). Евстафьевское поле. Шл. № 4649. Без анализатора. Ув.  $\times 50$ .

Все эти факты взаимоотношений пирита с нерудными минералами свидетельствуют о продолжительном времени его кристаллизации — и в высокотемпературную стадию вслед за выпадением высокоглиноземистых минералов, и в течение всей последующей минерализации. Одновременная кристаллизация галогенсодержащих минералов, алунита и пирита указывает на присутствие в растворах разновалентной серы и галогеноводородов.

**Пирофиллит.** Встречается вместе с диаспором, кварцем, дикситом, пиритом. Иногда образует мономинеральные породы — агальматолиты. Макроскопически в плотных тонкочешуйчатых агрегатах матовый, жирный на ощупь, желтый, кремоватый; в более крупных чешуйках — со слабым блеском, мягкий. В шлифах наблюдаются псевдоморфозы, отдельные пластинки и чешуйки, прожилки пирофиллита. Преобладают обычно мелкочешуйчатые (0,05—0,15 мм) формы пирофиллита, реже встречаются более крупные пластинчатые кристаллы размерами в длину до 0,5 мм. Распространены радиально-лучистые агрегаты.

Пирофиллит микроскопически бесцветен, но иногда окрашивается гидроксидами железа;  $N_g = 1,600 \pm 0,002$ ,  $N_p = 1,555 \pm 0,002$ ;  $N_g - N_p = 0,045$ ; угол  $-2V = 52, 59, 64^\circ$ , т. е. всегда больше  $50^\circ$ , что отличает его от мусковита (определения на Федоровском столике или с помощью окулярной приставки).

Кривые нагревания агальматолита характеризуются плавными эндотермическими эффектами. Химически проанализированные пиррофиллитовые кварциты и существенно пиррофиллитовая порода Бикинского поля (см. табл. 16, ан. № 2010 и 2017) отличаются малыми количествами щелочей ( $<0,5\%$ ), иногда содержат примесь магнезия. Вероятно, это связано с механическими примесями серицита и монтмориллонита.

**Топаз.** Редкий минерал во вторичных кварцитах Приморья. В Бринеровском проявлении он установлен в одной из зон как примесь в цуннитовых вторичных кварцитах (около  $1\%$ ). Образует мелкие призматические до игольчатых зерна размерами  $0,08-0,15$  мм, с прямоугольными, почти квадратными сечениями. Бесцветен, но при больших увеличениях внутри кристаллов обнаруживаются включения красноватого цвета (гематита или рутила). В протоловке видны правильные столбчатые кристаллы, иногда сростки в виде косых крестов с углом между осями индивидов  $60^\circ$ . Различается редкая спайность по  $\{001\}$ ; все простые формы — ромбические призмы  $\{021\}$ ,  $\{110\}$ ,  $\{120\}$ ,  $\{021\}$ . Удлинение положительное, угол оптических осей средний (около  $40-50^\circ$ ), положительный;  $N_g=1,623\pm 0,002$ ;  $N_p=1,616\pm 0,003$ ;  $N_g-N_p=0,008$ . На рентгенограмме топаза имеются добавочные линии из-за примеси кварца, но основные и характерные рефлексы соответствуют справочным (Михеев, 1957).

**Турмалины.** Широко распространены в Бринеровском поле гидротермально измененных пород и в небольших количествах — в Самаргинско-Единском и Евстафьевском полях. Наиболее развиты парагенезисы турмалина с кварцем, мусковитом, серицитом, рутилом, пиритом, реже с гематитом, хлоритом. Формы выделения: пластинчатые, шестоватые до игольчатых кристаллы размерами в длину от  $0,05$  до  $1,00$  мм, агрегаты радиально-лучистые, сноповидные, спутанно-волоконистые. Турмалин образует порфиробласты, псевдоморфозы, прожилки. Содержание его в породах от  $1-2$  до  $40\%$ .

Наиболее разнообразны по составу и формам выделения турмалины Бринеровского поля. Их состав меняется от сильно-железистого темного турмалина, близкого к шерлу, до очень бедного железом бесцветного турмалина с  $FeO+Fe_2O_3=0,63\%$ . В табл. 20 приведены химические анализы коричнево-черного турмалина из кварц-турмалиновых жил Береговой интрузии (ан. № 4295); голубовато-зеленого из внешних зон вторичных кварцитов (ан. № 4149); сизо-серого из осевой зоны главного тела вторичных кварцитов на левобережье руч. Серного (ан. № 4274); совершенно бесцветного из турмалин-серицитовых кварцитов по правобережью руч. Серного (ан. № 4229). В табл. 22 приведены спектральные анализы черного, зеленого, серого (ан. № 4295, 4149, 4274) и бесцветных (ан. № 3777, 3839, 4223, 4229) турмалинов.

Показатели преломления этих же турмалинов колеблются в широких пределах:  $N_o=1,666-1,639$ ;  $N_e=1,641-1,618$ ;

Содержание (вес. %) микроэлементов в турмалинах

Элемент	4295	4149	4274	3777	3839	4223	4229
Be	0,00n+	0,00n+	0,0n—	0,00n—	0,00n—	—	0,00n—
As	—	0,0n—?	0,0n—?	—	—	—	—
Sc	0,00n	—	—	0,00n	0,00n	—	0,00n+
Sb	—	—	—	—	—	—	—
Mn	0,00n	0,00n+	0,00n—	0,000n	0,000n	0,00n+	0,000n
Pb	0,00n—	0,00n	0,00n—?	—	0,00n—?	0,00n—	0,0n—
Sn	0,00n—	0,00n—	0,0n—	0,00n—	0,00n—?	0,00n—	0,00n+
Mg	—	—	—	n+	+	—	—
Ga	0,0n—	0,00n	0,0n—	—	0,00n	0,00n	0,00n—
Fe	—	—	0,n+	0,n	0,n	—	0,n—
Mo	0,00n—	—	0,00n—	—	0,00n—	—	0,000n—?
V	0,n	0,00n	0,n	0,00n+	0,n—	0,00n	0,0n
Ti	0,0n	0,n	0,00n+	0,0n+	0,00n+	0,n	+
Cu	0,000n—	0,000n—	—	0,000n—	0,00n	0,000n	0,00n
Na	—	—	—	—	—	+	—
Zn	—	0,0n—?	—	—	—	0,0n—?	0,0n
Co	0,00n—?	0,00n—	0,00n—?	0,00n—	—	0,00n—?	—
Ni	0,00n—	0,00n—	0,00n—	0,00n—	0,00n—?	0,00n—	0,00n—
Ca	0,0n+	0,n—	0,00n	0,0n+	0,0n	0,00n+	0,0n—
Cr	0,00n	0,00n—	0,0n—	0,00n—	0,00n	0,00n—	—
Ba	—	—	—	0,00n—	—	0,0n—	—
B	+	+	+	+	+	+	+

n—=1, 2, 3; n=4, 5, 6; n+=7, 8, 9; + — качественное определение (>5%).

No—Ne=0,025—0,017. Оптически турмалины в большинстве случаев одноосны, отрицательны, редко аномально двуосны (до 10°).

По химическому составу и оптическим свойствам (А. Н. Винчелл и Г. Винчелл, 1953) темный турмалин относится к ряду дравит—шерл, зеленовато-серый—к дравиту, а бесцветный—к ряду дравит—увит (относительно редкой разновидности турмалина). Хрома бесцветные турмалины содержат очень мало—до сотых долей процента. Повышенные содержания SiO<sub>2</sub>, вероятно, связаны с тем, что пробы при отборке были загрязнены кварцем.

Рентгеноструктурно проверены бесцветная и темная разновидности (табл. 23, ан. № 3777 и 4295). Удельные веса турмалинов колеблются от 2,996 у бесцветного до 3,06 у черного турмалина.

Бесцветный турмалин		Черный турмалин		Цуннит		Топаз		Энаргит		Десмин	
3777		4295		3982с		3982г		1205		3929	
d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n	l
6,89	6	6,11	6	8,867	4	4,08	9	3,88	2	9,43	6
5,33	5	4,92	2	7,794	8	3,62	10	3,62	2	8,86	8
4,50	5	4,58	3	4,310	3	3,32	5	3,54	2	6,86	3
4,13	8	4,19	7	4,126	10	3,17	8	3,38	1	5,31	2
3,92	8	3,94	7	3,938	5	3,01	4	3,24	4	5,16	3
3,45	8	3,44	8	3,158	4	2,90	10	3,16	10	4,67	4
3,28	8	3,15	8	2,80	8	2,72	2	3,09	5	4,41	1
2,92	9	2,94	10	2,645	10	2,48	3	2,88	5	4,26	1
2,80	1	2,85	2	2,43	3	2,35	8	2,81	10	4,08	2
2,76	2	2,56	10	2,33	2	2,10	10	2,42	1	4,00	10
2,55	10	2,38	2	2,10	7	2,06	5	2,21	5	3,72	4
2,34	6	2,34	2	1,993	7	1,861	8	2,02	4	3,49	2
2,26	2	2,26	3	1,938	4	1,824	3	1,893	2	3,36	3
2,14	3	2,11	4	1,849	5	1,789	2	1,860	5	3,16	3
2,10	5	2,03	10	1,798	5	1,677	7	1,856	10	3,05	2
2,08	9	1,918	7	1,679	3	1,625	5	1,726	4	3,00	10
1,904	8	1,862	1	1,628	10	1,568	2	1,711	8	2,75	3
1,844	1	1,839	2	1,593	3	1,532	8	1,589	4	2,69	1
1,809	1	1,808	1	1,584	3	1,498	2	1,573	6	2,56	2
1,773	1	1,782	1	1,517	4	1,470	3	1,549	2	2,54	1
1,748	1	1,660	7	1,510	3	1,455	2	1,546	2	2,48	1
1,653	7	1,644	4	1,449	3	1,424	10	1,415	1	2,45	2
1,639	6	1,592	10	1,411	3	1,410	3	1,388	2	2,33	1
1,588	1	1,532	2	1,389	8	1,406	3	1,275	8	2,32	1
1,539	5	1,506	7	1,355	3	1,362	10	1,208	3	2,25	2
1,498	6	1,478	1	1,337	7	1,332	2	1,185	4	2,21	4
1,444	6	1,454	10	1,330	1	1,302	2	1,144	5	2,04	1
1,405	2	1,431	2	1,284	1	1,287	3	1,125	3	2,02	5
1,378	4	1,416	1	1,263	5	1,220	4	1,066	6	1,951	1
1,371	5	1,408	7	1,248	3	1,216	7	1,041	10	1,887	2
1,325	6	1,375	2	1,221	5	1,170	2	1,021	2	1,809	3
1,320	8	1,359	3	1,208	4	1,155	3	1,007	7	1,769	2
1,304	1	1,330	7	1,172	7	1,146	3	0,987	2	1,719	1
1,273	1	1,310	7	1,152	3	1,107	2	0,974	8	1,686	1
1,230	4	1,278	8	1,140	1	1,097	7			1,658	2
1,214	4	1,237	2	1,122	4	1,092	2			1,640	1
1,180	3	1,229	2	1,110	1	1,069	3			1,585	7

Анализ выполнен в лаборатории ДВГИ К. П. Толоч и Р. И. Мартиной.

## минералов

Гипс		Андалузит		Дюмортьерит		Алунит		Пирофиллит			
1351		4833		4833а		4910		2021		873а	
d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n	l
8,51	5	10,23	3	5,47	3	5,56	2	10,37	7	9,18	6
7,71	10	8,83	3	4,96	3	5,35	2	9,40	5	5,78	2
4,80	3	6,89	2	4,51	2	5,02	2	5,11	6	5,05	3
4,33	10	6,74	2	3,76	2	4,89	8	4,46	7	4,57	8
3,85	4	5,39	7	3,41	3	3,46	4	3,72	2	4,42	3
3,40	5	4,86	3	3,18	2	3,27	4	3,40	7	3,39	8
3,08	10	4,48	10	3,01	4	3,13	2	3,11	10	3,07	10
2,89	4	4,22	1	2,90	3	2,94	10	2,83	3	2,84	3
2,69	4	4,01	3	2,76	1	2,82	5	2,69	3	2,69	3
2,46	3	3,83	3	2,52	3	2,47	4	2,55	9	2,55	5
2,29	1	3,60	2	2,44	2	2,26	10	2,43	9	2,43	5
2,22	7	3,47	3	2,38	3	2,19	2	2,30	2	2,32	4
2,08	8	3,29	9	2,32	2	2,09	2	2,17	5	2,17	4
1,994	3	3,00	8	2,26	2	1,894	8	2,10	6	2,09	4
1,963	6	2,73	10	2,21	1	1,878	8	2,07	3	2,07	4
1,904	3	2,51	2	2,16	2	1,727	8	1,900	5	1,893	3
1,892	8	2,47	3	2,07	10	1,640	8	1,850	7	1,844	8
1,811	7	2,38	2	1,999	2	1,552	2	1,824	3	1,824	1
1,785	5	2,34	6	1,918	2	1,488	10	1,697	4	1,699	2
1,623	3	2,14	10	1,813	3	1,416	3	1,648	7	1,653	5
1,578	2	2,04	1	1,775	3	1,378	5	1,580	2	1,640	5
1,538	1	1,953	2	1,640	4	1,361	2	1,542	2	1,592	1
1,488	2	1,857	1	1,601	4	1,321	2	1,492	10	1,535	3
1,430	6	1,832	1	1,538	2	1,304	2	1,475	4	1,494	8
1,363	1	1,784	2	1,524	2	1,290	2	1,442	3	1,444	1
1,340	4	1,738	3	1,461	2	1,276	2	1,424	3	1,432	1
1,330	3	1,674	1	1,456	2	1,202	5	1,387	6	1,387	9
1,278	2	1,653	1	1,436	3	1,194	3	1,373	6	1,374	9
1,243	2	1,626	4	1,422	1	1,165	4	1,351	1	1,342	9
1,231	4	1,583	3	1,416	1	1,154	2	1,342	1	1,316	4
1,200	2	1,526	5	1,326	10	1,141	8	1,316	1	1,287	3
1,172	2	1,476	10	1,290	3	1,131	6	1,287	4	1,269	4
1,155	3	1,405	1	1,257	3	1,099	3	1,267	5	1,240	3
1,138	9	1,378	6	1,241	3	1,079	4	1,241	5	1,213	2
1,117	1	1,365	5	1,166	2	1,038	7	1,212	3	1,154	4
1,094	2	1,329	1	1,126	2	1,013	6	1,191	3	1,111	3
1,084	6	1,302	1	1,080	2	1,003	3	1,164	4	1,009	3

**Хлорит.** Широко распространен в пропилитизированных и слабо измененных породах. Развивается по биотиту и роговой обманке. Чаще встречается бледно-зеленый хлорит, плеохроирующий до бесцветного, с низким двупреломлением, отрицательным удлинением, косым (3—5) угасанием, малым отрицательным углом оптических осей;  $N_g=1,573$ ;  $N_p=1,571$  (пеннин). Другой вид хлорита образует правильные сферолиты диаметром 0,1—0,3 мм в серицитовом кварците с наложенной пропилитизацией. Хлорит бледно-зеленый, с низкими цветами интерференции; угол —  $2V=20^\circ$ ;  $N_g=1,606$ ;  $N_p=1,603$ ;  $N_m=1,604$  (ряд делессита).

**Цеолиты.** Установлены на Бринеровском проявлении в двух местах — в слабо пропилитизированных гранодиоритах и во вторичных кварцитах близ устья руч. Серного. В первом случае наблюдались микропрожилки и щетка кристаллов цеолита на поверхности трещины. Размеры таблитчатых бесцветных кристаллов 1,5—2 мм в поперечнике. Наиболее развиты грани пинакоида  $\{100\}$ ,  $\{101\}$ ,  $\{010\}$  и менее — ромбической призмы  $\{120\}$ ,  $\{011\}$ . Спайность по (010) совершенная, удлинение отрицательное; угол —  $2V=60^\circ$ ;  $N_g=1,497$ ;  $N_m=1,490$ ;  $N_p=1,483$ . Удельный вес минерала 2,226. По оптическим свойствам и характерным линиям на рентгенограмме (см. табл. 23, ан. № 3929) определяется как десмин, хотя рентгенограмма в целом не идентична справочной (Михеев, 1957). По спектральному полуколичественному анализу в нем содержится Na и Fe — 0,4—0,6%, Ca — 0,7—0,9%, Ti — 0,04—0,06%, Mg — 0,007—0,009%, Al и Si больше 10%.

Во втором случае цеолит обнаружен вместе с хлоритом в турмалинсодержащем серицитовом кварците. Визуально белый, в призматических кристаллах; в шлифах бесцветный, с совершенной спайностью по (010) и (110); угол  $cNg$  колеблется в разных кристаллах от 24 до  $43^\circ$ ; удлинение положительное; угол —  $2V=10^\circ$ . По сумме свойств минерал относится к ломонтиту, но показатели преломления и двупреломления занижены:  $N_g=1,507 \pm 0,002$ ;  $N_p=1,500$ ;  $N_g-N_p=0,007$ .

**Цуниит.** Минерал Бринеровского и Самаргинско-Единского полей. В первом он встречен в пиррофиллит-диккитовой зоне вторичных кварцитов. Образует мелкие порфиробласты размерами 0,2—0,5 мм, редко — 0,1 мм. Бесцветен или замутнен недиагностируемыми «облачками» включений. Возможно, что это просто нарушение целостности кристаллов. В шлифах и под биноклем видны идеально правильные формы кубических кристаллов и зерна с нарушенными гранями, с внедрившимся в них кварцем (рис. 32, 33). Преобладают простые формы  $\{111\}$ , редки  $\{100\}$ . Формы кристаллов — октаэдры, комбинации октаэдров и куба и более сложные многогранники, часто с усеченными по (111) вершинами. Полностью анизотропен;  $N=1,592 \pm 0,002$ . Удельный вес 2,935. Рентгенограмма цуниита из Бринеровского проявления (см. табл. 23,

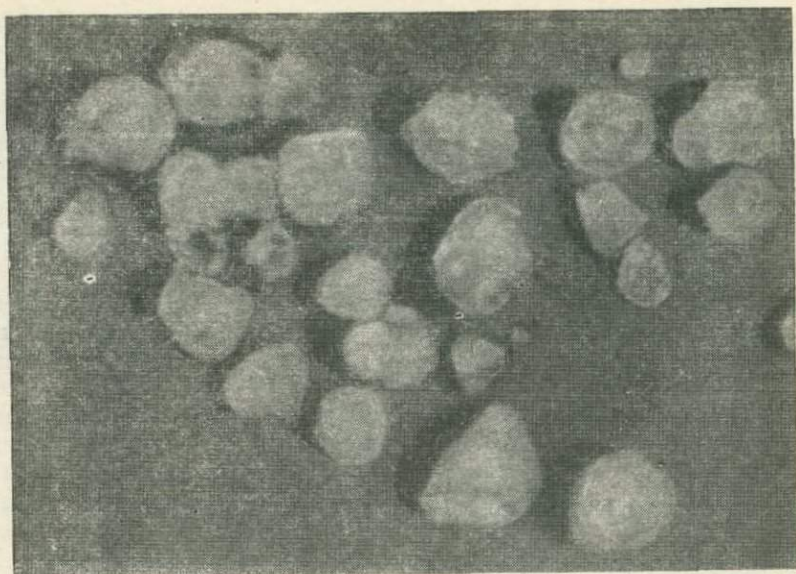


Рис. 32. Кристаллы цуннита Бринеровского проявления. Ув.  $\times 30$ .



Рис. 33. Формы сечений кристаллов цуннита Бринеровского поля. Шл. № 3982. Без анализатора. Ув.  $\times 45$ .

ан. № 3982) идентична приведенной в работе В. И. Михеева и Э. П. Сальдау (1965). Спектральным полуколичественным анализом в цунните устанавливаются, кроме основных элементов — алюминия и кремнезема — марганец, магний, калий, хром, барий, галлий, никель, олово (тысячные доли процента), железо и титан (сотые доли процента). Фосфор содержится в количестве 0,4—0,6%.

На Самаргинско-Единском поле цуннит входит в состав парагенезисов: алуни́т+цуннит+кварц+пирит или цуннит+диаспор+пирофиллит+алуни́т+кварц+пирит. Цуннит здесь образует правильные тетраэдры, октаэдры и редко — более сложные комбинации простых форм. Они бесцветны и прозрачны, но часто сильно загрязнены пылевидными включениями по зонам роста кристаллов (рис. 34). Судя по бурому цвету и по тому, что эти включения не растворяются в кислотах, можно предполагать рутил. Кристаллы цуннита обладают хорошей спайностью параллельно граням и при раздавливании у них легко скалываются вершины тетраэдров. В шлифах наблюдаются правильные трехгранные сечения, редко — менее характерные для цуннита таблички (см. рис. 34). Самаргинский цуннит изотропный или чуть двуосный и обнаруживает зональное строение. Показатель преломления 1,590—1,591.

**Энаргит.** Сульфид мышьяка и меди  $Cu_2S \cdot As_2S_5$ . Относительно мало распространенный в рудных месторождениях и, тем более, во вторичных кварцитах минерал. В Бринеровском про-



Рис. 34. Сечения тетраэдрических кристаллов цуннита Самаргинского поля. Шл. № 3042. Без анализатора. Ув.  $\times 110$ .

явлении обнаружен как примесь в цуннитовых и пирофиллит-диккитовых кварцитах. Энаргит образует рассеянную вкрапленность зерен размерами 0,3—1,2 мм. Цвет его стальносерый или черный; порошок и черта черные; сильный блеск, совершенная спайность по одному направлению, вертикальная штриховка на гранях. Не растворяется в HCl, HNO<sub>3</sub> и NaOH. По данным спектрального анализа, в минерале мышьяка более 10%, сурьмы—7—9%, меди более 10%, серебра 0,1—0,3%, олова—сотые доли процента. Рентгенограмма минерала (см. табл. 23) по основным характерным линиям идентична таковой энаргита из справочника В. И. Михеева (1957).

---

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ ПРИМОРЬЯ

Об условиях образования вторичных кварцитов можно судить по петрографо-минералогическим и геологическим особенностям массивов вторичных кварцитов, так как экспериментальные данные о температуре, давлении и химизме среды минералообразования очень скудны и получить новые сведения доступными в обычных условиях методами затруднительно. Так, попытки изучить газовой-жидкие включения не дали результатов из-за малых размеров кристаллов, в очень редких случаях превышающих 0,5 мм (обычно десятые и сотые доли миллиметра). То же самое относится к методу декрепитации. Для экспериментальной оценки температур образования метасоматитов оказался возможным только косвенный метод определения ТЭДС кристаллов пирита — метод Ф. Г. Смита и А. Г. Горбатова (Горбатов, 1957).

Для воссоздания картины образования вторичных кварцитов широко изучались химический состав первичных и метасоматических пород, поведение главных породообразующих и второстепенных рудных компонентов, изменения в содержании летучих. Это позволило сделать выводы о петрохимических особенностях наиболее благоприятных для замещения исходных пород, о подвижности компонентов и различном их поведении в разные стадии метасоматоза, о привносе и выносе вещества, т. е., в конечном итоге, о характере метаморфического процесса.

Минералогический, химический и парагенетический анализы вместе с изучением геологического положения вторичных кварцитов дают представление о закономерностях смены минеральных ассоциаций по мере изменения температуры и кислотности растворов и вообще о генетических особенностях этой формации.

## ХАРАКТЕР И РОЛЬ ПЕРВИЧНЫХ ПОРОД

Первичные породы в большинстве случаев представлены верхнемеловыми и палеогеновыми литокристаллокластическими, кристаллокластическими, витрокластическими псаммитовыми, псаммито-алевритовыми, алевропелитовыми пепловыми туфами липаритовых порфиров, дацитов и андезитов-дацитов, игнимбритами, лавами и экструзиями липаритов и дацитов. Вторичных кварцитов по средним лавам в Приморье очень мало, но пропилитизация в них — довольно частое явление. В более редких случаях исходными породами являются интрузивные: граниты, гранодиориты. На полях развития вторичных кварцитов особенно распространены в качестве исходных игнимбриты и туфы с частичными признаками спекания.

Химический состав первичных пород на известных полях вторичных кварцитов характеризуется следующими особенностями (по классификации А. Н. Заварицкого):

1. Все породы относятся ко второму классу пересыщенных кремнеземом,  $Q$  колеблется от 20 до 40, т. е. в них много кварца.

2. Породы принадлежат к ряду пересыщенных глиноземом или нормальному ряду, бедны, умеренно богаты или богаты щелочами, редко пересыщены ими; светлые минералы резко преобладают над цветными.

3. Породы содержат в небольшом количестве полевошпатовую известь ( $c < 2$  во многих случаях), величины  $a:c$  большие — от 1,5 до 43, что указывает на преобладание щелочных полевых шпатов над кальциевыми.

4. Отношение  $Na:K$  в среднем составляет 45—55, т. е. роль калиевых и натриевых составных частей примерно одинакова, и в породах обычно присутствуют калиевые полевые шпаты.

5. Соотношение железа и магния различно:  $m' \ll f'$ ,  $m' \cong f'$ ,  $m' > f'$ . В Евстафьевском поле  $m' < f'$ , в Бринеровском наблюдаются и обратные соотношения. Для гусевских образцов вообще характерны низкие значения  $m'$  и  $f'$  ( $< 5$ ), свидетельствующие о том, что они обеднены темноцветными.

При нанесении составов исходных пород (приведенных выше в соответствующих таблицах) на векторную диаграмму А. Н. Заварицкого также создается впечатление, что наиболее благоприятными для образования вторичных кварцитов являются породы с определенными значениями характеристик:  $a=8-14$ ,  $b=5-14$ ,  $c=0-6$  при одновременном  $m'+f' < 50$ ,  $n \cong 50$ ,  $a' > 5$ , т. е. разности, богатые кали-натровыми полевыми шпатами, содержащие кислые плагиоклазы, много кварца и относительно мало темноцветных (5—15%).

Подобную характеристику имеют верхнемеловые и отчасти палеогеновые эффузивы Сихотэ-Алиня: приморская (монастырская, арзамазовская, кисинская), сияновская, наиболее кислая часть самаргинской свиты.

## ВЛИЯНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ИСХОДНЫХ ПОРОД НА СОСТАВ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ И АССОЦИИРУЮЩИХ С НИМИ ПРОПИЛИТОВ

Если в целом формация вторичных кварцитов развивается предпочтительно по кислым и умеренно кислым породам, то серицитовые, каолинитовые и алунитовые их фации могут образовываться и по менее кислым породам: андезит-дацитам, андезитам и туфам среднего состава, в то время как высокоглиноземистые фации представляют здесь редкость. В этом проявляется еще одна сторона связи между составом эдуктов и продуктов.

Пересыщенность пород кремнеземом, глиноземом и насыщенность щелочами при бедности кальцием создают, вероятно, благоприятную среду для отложения из растворов гидратов и окислов глинозема, кремнезема и алюмосиликатов. С пересыщенностью пород глиноземом и относительной инертностью его поведения связано накопление высокоглиноземистых минералов: диаспора, андалузита, корунда. Если первичные породы богаты или умеренно богаты щелочами, то наблюдаются ассоциации андалузита, корунда с мусковитом (Евстафьевское поле), если бедны, то вместе с диаспором идет пирофиллит (гранодиориты II фазы Бринеровского поля). Обогащенность щелочами первичных пород способствует образованию щелочьсодержащих минералов в парагенезисе с андалузитом и диаспором в условиях кислотного выщелачивания.

Частным вопросом в проблеме связи составов эдуктов и продуктов является выяснение закономерностей образования алунитов с различными соотношениями калия и натрия.

В Приморье кали-натровые алуниты развиваются все же по наименее кислым из известных пород: по туфам смешанного состава или липарито-дацитовых порфиров (Самаргинский участок), а натро-калиевые — по туфам липаритов (Майский участок, Ольгинское поле). Однако существование строгой зависимости состава алунита от характера исходных пород не подтверждается данными по многим известным месторождениям мира. Возможно, что соотношения калия и натрия в алунитах обусловлены и другими причинами. Так, соотношения атомных количеств натрия и калия (характеристика  $n$  или наклон вектора на диаграмме) оказываются различными, например, для Самаргинского и Майского участков. В первом случае  $n=80$  (калишпаты отсутствуют) — и алунит здесь кали-натровый; во втором —  $n \sim 50$  (калишпаты имеются) — и алуниты калиевые, с небольшим содержанием натрия.

Химические особенности исходных пород придают своеобразные черты минералого-химическому составу пропицитов. Чем меньше в породах кальция ( $c < 2$ ), тем менее развита карбонатизация (Евстафьевское, Самаргинско-Единское, Гусевское поля), но даже небольшое повышение содержания полевошпато-

вой извести ( $c=2-4$ ) может привести к развитию карбонатных минералов в пропилитах (Бринеровское проявление). Однако на формирование фаций пропилитов, кроме химического состава пород, большое влияние оказывали физические условия: температура, давление. Это выразилось в предпочтительном развитии эпидота, а не кальцита из тех небольших количеств извести, которые имелись в растворах в результате выщелачивания исходных пород. Преобладанием магния над кальцием в первичных породах и меньшей подвижностью первого отчасти обусловлено развитие магнийсодержащих минералов в краевых зонах серицитовых кварцитов и переходных к пропилитам (до 4,3% окиси магния).

Зависимость состава пропилитов от исходных пород наглядно проявляется при замещении разных пород в пределах одного массива. На Самаргинско-Единском поле эпидот-хлоритовые и хлорит-карбонатные пропилиты развиваются по туфам среднего состава или смешанным туфам. В то же время по кислым породам (туфам липаритовых порфиров) образуются хлорит-серицитовые пропилиты. На Бикинском поле в кислых туфах или лавах развиваются альбит, хлорит, кварц, а в туфах андезитов — эпидот, хлорит, карбонат, монтмориллонит.

Состав эдуктов сказывается часто на степени метаморфизма и скорости затухания процесса. В дацитах быстрее, чем в липаритах, происходит смена фаций от серицитовых кварцитов к пропилитам и слабо измененным породам. Избирательность развития метасоматических процессов в миниатюре проявляется на первых стадиях замещения туфов. Обломки кислых пород прежде всего серицитизируются и каблинизируются, а обломки дацитов, плагиопорфиров и порфиритов замещаются эпидотом, хлоритом.

В целом для изученных пропилитов характерны малые количества кальцийсодержащих минералов (эпидота, кальцита, цеолитов) и преимущественное развитие гидрослюд, хлоритов, альбита, что обусловлено большой ролью кислых пород и широким проявлением процессов кислотного выщелачивания в вулканоплутонических комплексах Сихотэ-Алиня.

### ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ И ПРОПИЛИТОВ

При образовании пропилитов и вторичных кварцитов объемные веса пропилитов, серицитовых, каолинитовых кварцитов последовательно уменьшаются, а затем становятся приблизительно равными объемным весам исходных пород и даже превышают их. Иначе говоря, пористость растет только на тех стадиях, когда преобладает выщелачивание минералов, а у высокоглиноземистых, монокварцевых, и особенно плотных мономинеральных пироксилитовых и серицитовых пород пористость очень

низкая (менее 1%), объемные веса превышают исходные, хотя в них не содержатся рудные минералы. Малое увеличение пористости, а в отдельных случаях даже уменьшение ее для пород осевых зон отличает вторичные кварциты Приморья от метасоматитов Камчатки и Курильских островов, где в осевых зонах породы часто обладают наибольшей пористостью. Однако эта закономерность нарушается при образовании пород, богатых глинистыми минералами (Гусевское, Бринеровское проявления). Пористость пород на Гусевке повышается до 18%, хотя отчасти это может быть связано с экзогенной каолинизацией, наложившейся на гидротермальную. На глубине в скважинах рыхлые породы известны только в пределах зон дробления.

Неоднородная пористость пород в пределах полей вторичных кварцитов влияет на локализацию более позднего рудоотложения: зоны серицитовых, каолинитовых и других пористых пород благоприятны для рассеянного рудоотложения, а по плотным породам рудная минерализация может проявляться только вдоль тектонических трещин с небольшим распространением в сторону от них.

Сопоставление физических и структурных особенностей исходных пород и метасоматитов говорит о том, что наиболее благоприятны для замещения туфы и игнимбриты с размерами обломков пород, стекла и минералов от 10 до 0,5 см, т. е. породы, неоднородные по составу и строению. Лавы с трудом поддаются метасоматозу, и только лавы с флюидалной текстурой, с обильными вкрапленниками полевых шпатов и кварца могут быть исходными породами для вторичных кварцитов.

### ЗОНАЛЬНОСТЬ И СТАДИЙНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ

В Приморье большим распространением пользуются массивы вторичных кварцитов с высокотемпературными парагенезисами минералов. Строение их обычно сложное, с участием многих фаций, образующих различные ряды зональности. Мономинеральные породы образуют всего лишь небольшие линзы среди более сложных по составу пород. Обычно наблюдаются породы, состоящие из 3—4 минералов и с более различными их соотношениями и преобладанием 1—2 ведущих минералов. Ряды зональности, т. е. смена пород, определяются по этим ведущим минералам. В массивах приморских вторичных кварцитов установлены такие зональные ряды: I — серицитовые, андалузит-серицитовые, андалузитовые кварциты; II — серицитовые, каолинит-диккитовые, диаспор-пирофиллитовые кварциты, диаспор-пирофиллитовые или корунд-диаспор-андалузитовые, иногда лишенные кварца породы; III — серицитовые, мусковит-диккитовые, мусковит-пирофиллит-диккитовые, пирофиллит-диккит-цуннитовые, цуннит-топазовые с мусковитом кварциты;

IV — серицитовые, алунитовые, цуннит-алунитовые кварциты; V — серицитовые, пирофиллит-диаспоровые, пирофиллит-диаспор-алунитовые; VI — серицитовые, пирофиллитовые, пирофиллитовые с диаспором и дюмортьеритом; VII — серицитовые, серицит-пирофиллитовые, монопирофиллитовые, пирофиллитовые с диаспором, алунитом; VIII — серицитовые, каолинитовые, алунитовые, андалузитовые, диаспор-андалузитовые, диаспор-андалузит-алунитовые; IX — серицитовые, андалузит-серицитовые, диаспор-андалузитовые с корундом, мусковитом, пирофиллитом, гематитом; X — серицитовые, андалузит-серицитовые, серицит-дюмортьеритовые; XI — серицитовые, турмалин-серицитовые, турмалиновые кварциты. Особый ряд зональности, известный только на Бринеровском поле, образуется с участием серных кварцитов: серицитовые, каолинит-серицитовые, пирофиллит-диккитовые, диаспор-пирофиллит-диккитовые, серно-диаспор-пирофиллитовые породы.

Начальный член всех рядов зональности вторичных кварцитов — серицитовые кварциты. Центральные зоны указанных рядов зональности отличаются тем или иным набором высокоглиноземистых минералов, причем на одних полях явно намечается преобладание диаспора, на других — андалузита, на третьих — пирофиллита. Иногда центральное положение занимает ассоциация с каким-либо галогенсодержащим минералом: дюмортьеритом, цуннитом, топазом. Примесь одного или двух из них обнаруживается и в других зонах крупных полифациальных массивов вторичных кварцитов. Это обстоятельство позволяет относить их к продуктам галогеннокислотного выщелачивания. Вместе с тем в них нередко присутствует алунит, что свидетельствует о проявлении на отдельных этапах сернокислотной стадии гидротермальных растворов. В центральных зонах — путях циркуляции гидротерм — серный ангидрит преобладал в поздние стадии, уже после выпадения высокоглиноземистых минералов. В более внешних зонах равновесные ассоциации алунита с каолинитом или серицитом говорят о том, что кислотно-щелочная дифференциация гидротерм на удалении от подводящих трещин переводила растворы из галогеннокислотных в сернокислотные. Следовательно, с физико-химической стороны описываемые поля вторичных кварцитов характеризуются многостадийностью формирования, с прохождением галогеннокислотной и сернокислотной стадий, т. е. представляют сложный телескопированный тип проявлений.

Многостадийность формирования метасоматитов проявлена и в наложении поздней щелочной стадии на продукты кислотного выщелачивания, что выражается в образовании кальцитовых прожилков и сильнейшей метасоматической карбонатизации в пирофиллит-диккитовых и серицитовых кварцитах, хлоритизации и цеолитизации в турмалин-серицитовых кварцитах или рудной минерализации прожилково-вкрапленного типа (на Бринеровском, Бякинском и других полях). Все отмеченные особенности

состава, зональности и стадийности полифациальных массивов вторичных кварцитов позволяют выделить их в единый генетический тип.

Менее сложными составом и зональностью характеризуется другой тип проявлений вторичных кварцитов в Приморье, к которому относятся, в частности, Гусевское поле и дорудные метасоматиты на площади олово-полиметаллических месторождений. Горизонтальная зональность выражена в них сменой небольшого числа фаций: карбонат-хлоритовые или карбонат-гидросланцевидно-альбитовые пропилиты с пиритом; гидросерицитовые кварциты с пиритом и сидеритом; каолинит-серицитовые и каолинитовые кварциты. В этом втором типе проявлений нет признаков преобладания в растворах галогеновых или серной кислот, но характерно образование карбонатов. Очевидно, это связано с насыщенностью гидротерм углекислотой. Стадийность минералообразования выражена слабо, причем резкого изменения кислотности растворов не происходило, судя по небольшому диапазону физико-химических свойств минералов.

#### ПОВЕДЕНИЕ ГЛАВНЫХ КОМПОНЕНТОВ И МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ И АССОЦИИРУЮЩИХ С НИМИ ПРОПИЛИТОВ

Для изучения поведения элементов привлекались химические и полуколичественные спектральные анализы пород. При наличии нескольких анализов однотипных пород в расчет принимался средний состав. Баланс привноса — выноса вещества рассчитывался с учетом пористости по методу Н. И. Наковника (1958) для отдельных полей. Внутри полей в некоторых случаях изучались ряды метасоматитов по разным исходным породам: на Бринеровском поле — по вулканогенным, гранодиоритам и лейкократовым гранитам, на Евстафьевском — по литокристаллокластическим псаммитовым, алевропелитовым и кристаллокластическим туфам. Для Самаргинского участка проанализирован ряд метасоматитов (серицитовые, пиррофиллит-серицитовые, алунитовые и монокварцевые) по туфам дацитового состава. Из Лазаревского участка Самаргинско-Единского поля изучен ряд высокоглиноземистых кварцитов по кислым туфам. Результаты расчетов изображены в виде диаграмм (рис. 35—39). Относительная разница в содержании окислов (отношение абсолютной разницы к весу этого элемента в исходной породе) откладывалась на оси ординат против точки на оси абсцисс, отвечающей номеру отдельного анализа или среднему из нескольких анализов по фациям. Обработка всего имеющегося материала привела к следующим выводам.

1. При содержании кремнезема в исходных породах в пределах 68—72% во вторичных кварцитах и пропилитах его количество не меняется. Относительная разница составляет в

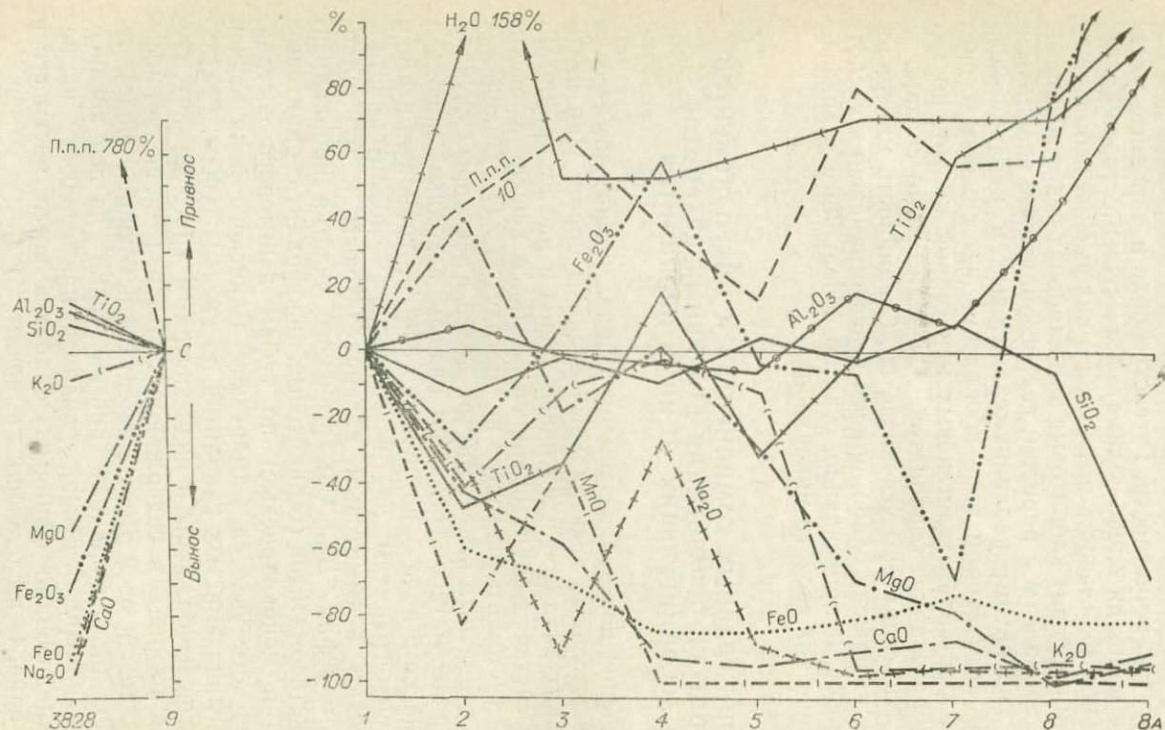


Рис. 35. Диаграммы привноса — выноса вещества при образовании вторичных кварцитов и пропилитов в Бринеровском поле

1 — исходный гранодиорит; 2 — пропилитизированный гранодиорит; 3 — пропилит серицит-карбонат-кварцевого состава; 4 — серицитизированный гранодиорит; кварциты: 5 — серицитовый, 6 — диаспор-диксит-пиррофиллитовый, 7 — пиррофиллит-дикситовый, 8 — диаспор-пиррофиллитовая порода, обогащенная рутилом и гематитом; 9 — туф; 3928 — серицитовый кварцит по туфу.

среднем  $\mp$  (10—15)%. Большой привнос кремнезема (30—95%) свойственен только осевым зонам окварцевания (Самаргинско-Единское поле, участок «Космос»), вынос до 70% — зонам максимального осаждения глинозема: диаспор-андалузитовым, пиррофиллитовым, алунитовым (Бринеровское, Евстафьевское поля). Как правило, существенно кварцевые зоны маломощны и нехарактерны для полей приморских вторичных кварцитов. Пропилитизация сопровождается небольшим выносом кремнезема, а образование кварцевых пропилитов происходит с небольшим, до 10% привносом кремнезема. Из всех рассмотренных случаев наибольшая инертность кремнезема характерна для Гусевского проявления.

2. Глинозем обнаруживает большую подвижность, чем кремнезем, и в пределах метасоматической колонки образуются зоны его обогащения и обеднения. Относительная разница колеблется в основном в пределах 10—15%, но в одном случае достигает 138%. На Гусевском проявлении глинозем так же инертен, как и кремнезем.

Пропилитизация и образование серицитовых кварцитов идет с выносом глинозема, а дальнейший метасоматоз сопровождается привносом. Зоны максимального обогащения  $Al_2O_3$  характерны для всех сложных полифациальных полей высокотемпературных вторичных кварцитов в Приморье и занимают центральное положение в рядах зональности.

3. Щелочные металлы (K, Na, Ca, Mg) ведут себя различно в процессе образования вторичных кварцитов и ассоциирующих с ними пропилитов. Наиболее однозначно поведение натрия — он выносится из всех зон, за исключением зон альбитизации на отдельных полях (Бикинском, Гусевском). Относительная разница в содержаниях достигает 60—90%. В центральных зонах часть натрия, выщелоченного из пород, может связываться в алуните. К таким частным случаям относится зона кали-натрового алунита на Самаргинско-Единском поле. Калий переходит в раствор при разложении кали-натровых полевых шпатов. Дальнейшее его поведение обусловлено, очевидно, многими факторами: температурой, концентрацией в растворе и кислотностью растворов. Цифры привноса — выноса колеблются от 300 до 96%. Максимальный вынос происходит из зон наиболее интенсивного осаждения гидратов глинозема. Такой почти стопроцентный вынос калия характеризует завершение кислотного выщелачивания пород в первую стадию метасоматоза. Иное положение наблюдается в последнюю стадию, проявляющуюся в развитии алунита, часто по тем же осевым зонам, из которых раньше были вынесены многие компоненты, за исключением глинозема, титана, железа. Во второй стадии калий, а иногда и натрий привносятся гидротермами и связываются с ионом  $SO_4^{2-}$ .

Кальций выносится из всех зон метасоматоза в первую стадию, за исключением зон пропилитизации на Евстафьевском

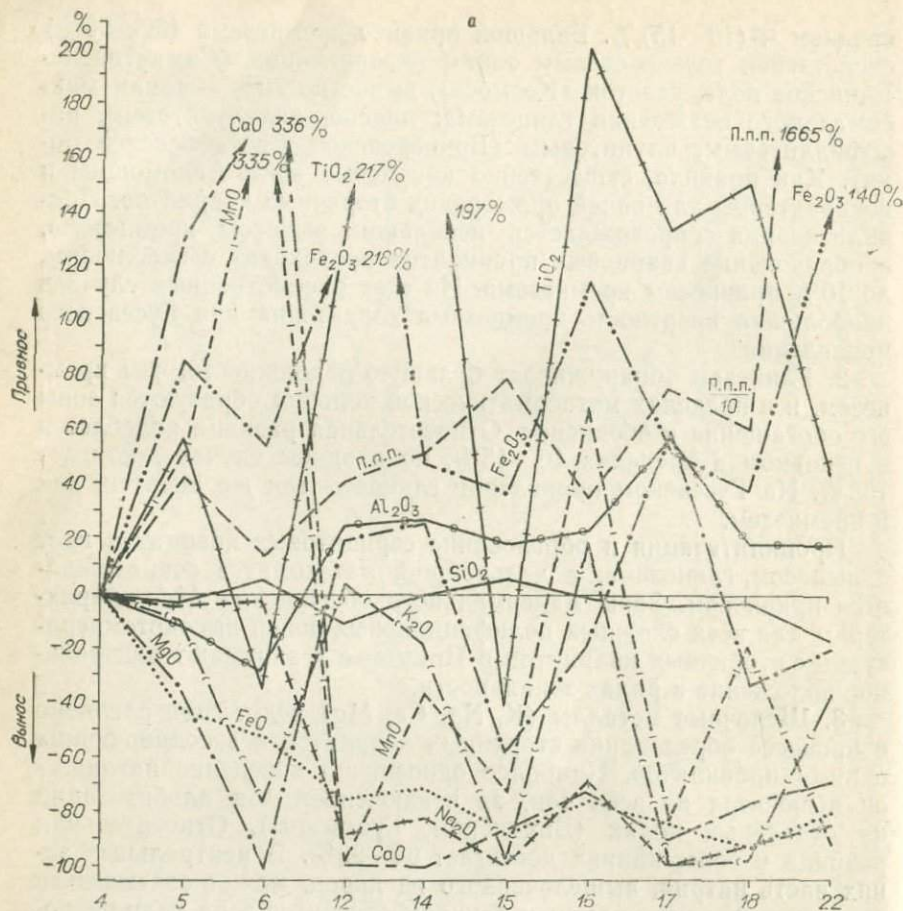
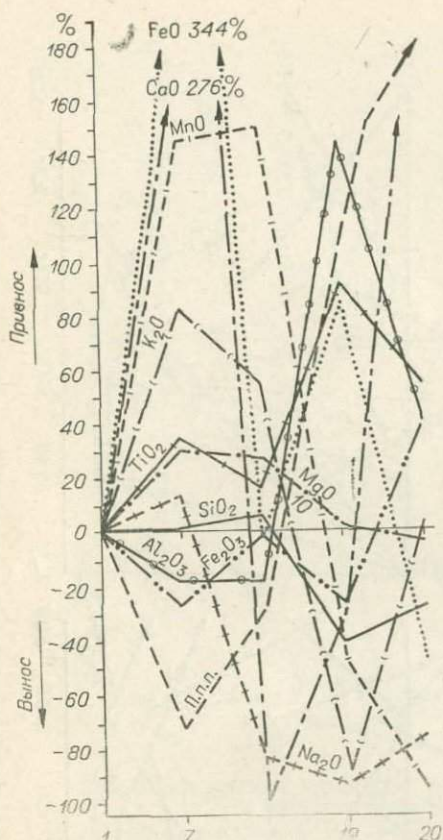


Рис. 36. Диаграммы привноса — выноса вещества при образовании вторичных  
 а — метасоматоз псаммитовых литокристаллокластических туфов: 4 — исходный туф;  
 6 — альбит-кварцевая порода; вторичные кварциты: 12 — серицитовый, 14 — каолинит-сери-  
 ритовый, 17 — диаспор-пирофиллитовый, 18 — диаспор-пирофиллит-андалузитовый, 22 —  
 стических туфов: 1 — исходный туф; 7 — серицитизированный; кварциты: 9 — серицитовый,

поле. Однако последующий метасоматоз может приводить к осаждению кальциевых минералов в зонах надвинутого пропилитового изменения или в прожилках во вторичных кварцитах. Особенность поведения кальция проявляется в стадию сернокислотного выщелачивания. Судя по химическим и минералогическим анализам, наряду с осаждением калия и натрия из сульфатных растворов происходит выпадение гипса.

Поведение магния далеко не так однозначно, как поведение Ca, Na; магний проявляет некоторую инертность: выносятся из одних зон, сохраняется или привносится в другие. Полного выноса не происходит даже из центральных зон высокоглино-



кварцитов Евстафьевского поля.

5 — эпидотизированный, хлоритизированный; цитовый, 15 — каолинитовый, 16 — диаспор-салунитовый; б — метасоматоз кристаллокла- 19 — диаспор-андалузитовый, 20 — алунитовый.

атмосферного, но и в ходе реакций разложения — замещения) переходит в окисное. Это выражается в интенсивной тонкодисперсной гематитизации пород на Евстафьевском, Бринеровском полях или образовании крупнокристаллического гематита на Самаргинско-Единском поле, на Майском участке Евстафьевского поля.

6. Образование вторичных кварцитов ряда от серицитовых до высокоглиноземистых, и особенно алунитовых и каолинит-диккитовых кварцитов, сопровождается большим (свыше 1000%) привнесом из магматического очага летучих: воды, серного ангидрида, сероводорода и серы, фтора, хлора, бора. Состав летучих различен на разных стадиях процесса: на более

земистых пород, что заставляет предположить вхождение его в решетку пиррофиллита. В краевых зонах магний образует минералы группы монтмориллонита.

В целом для группы щелочных металлов характерен вынос, причем зоны их перееотложения иногда не известны.

4. Титан в силу своей подвижности не может быть отнесен к инертным элементам. Привнос его достигает 400%, вынос 60%. Образуются зоны обогащения рутилом, совпадающие с наиболее высокоглиноземистыми породами. Иногда рутил тесно связан с турмалином.

5. Трех- или двухвалентное железо ведет себя различно. FeO, как правило, выносится из пород на 40—90%, причем наименьший вынос наблюдается в пропилитах и серицитизированных породах. В отдельных зонах пиритизации привнос FeO достигает 200%. Закисное железо первичных пород в зонах кислотного выщелачивания и повышения окислительного потенциала на отдельных этапах (вероятно, не только за счет кислорода

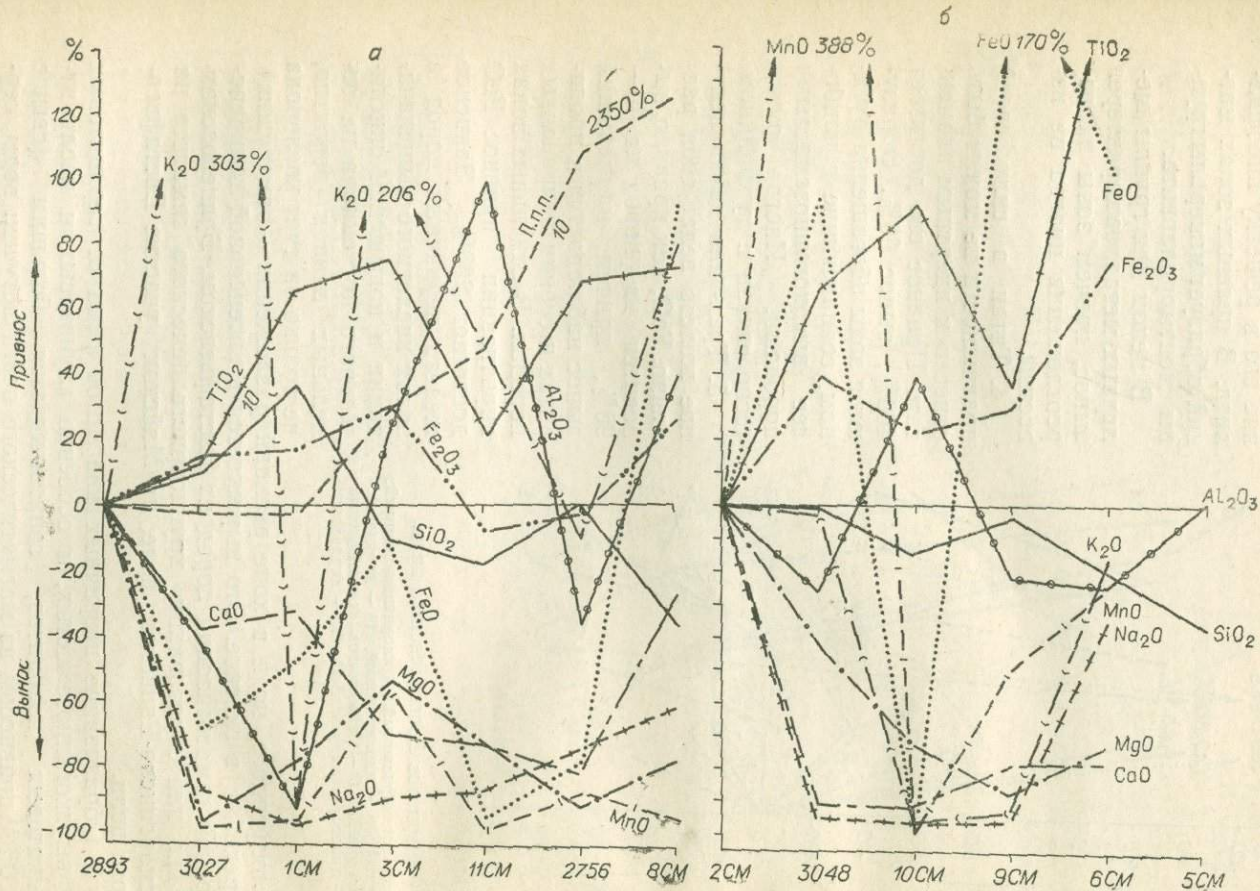


Рис. 37. Диаграммы привноса — выноса вещества при образовании вторичных кварцитов Самаргинско-Единского поля. а — Самаргинский участок: 2893 — туф липарито-дацитового порфира; 3027 — серицитизированный туф; кварциты: 3 см — серицитовый, 1 см — мовокуварцит ожелезненный, 11 см — серицит-пиррофиллитовый, 2756 — алунитовый; б — Лазаревский участок; 2 см — туф липаритового порфира; кварциты: 3048 — серицитовый, 10 см — пиррофиллитовый, 9 см — диаспор-пиррофиллитовый, 6 см — диаспор-пиррофиллит-алунитовая порода, 5 см — алунитовый кварцит.

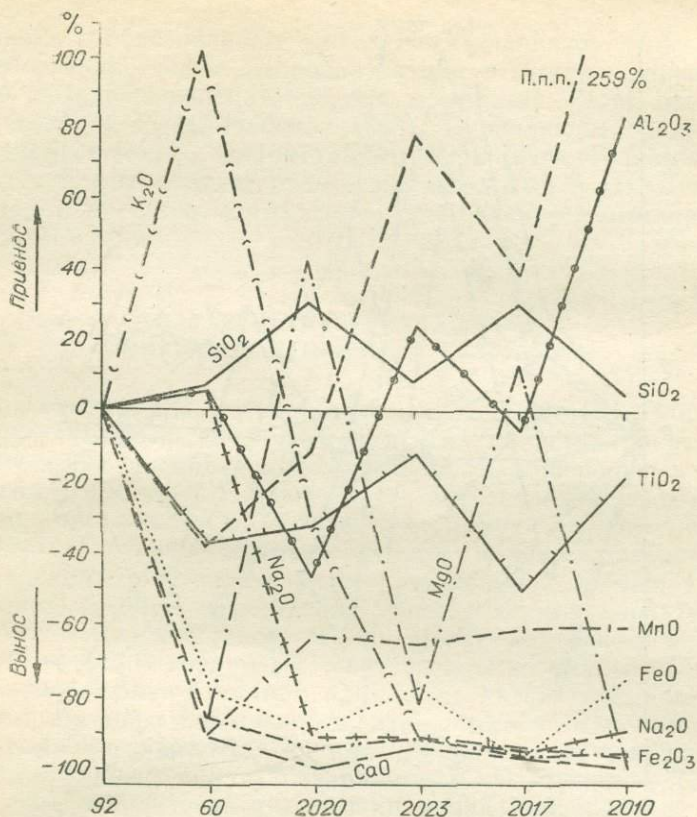


Рис. 38. Диаграмма привноса — выноса вещества при образовании метасоматитов Бикинского поля.

92 — литовитрокластический туф липарито-дацита; 60 — серцитизированный альбитизированный туф; 2020 — серцитовый кварцит; 2023 — пирофиллитовый кварцит с примесью серцита; 2017 — пирофиллитовый кварцит; 2010 — пирофиллитовая порода (агальматолит).

ранней высокотемпературной происходил привнос бора, хлора и воды, на более поздней — громадный привнос  $SO_3$ , S и воды.

7. Содержания рудных элементов во вторичных кварцитах невысокие, а такие элементы, как Mo, Co, Ni, Ag, Be, Cr, Au, встречаются в количествах меньше кларковых или совсем отсутствуют. Четких общих закономерностей в поведении микроэлементов для всех изученных полей метасоматитов не установлено. Так, на Бринеровском поле относительно больше мышьяка (0,05—0,03%), меди (0,005%); на Евстафьевском поле содержания свинца, меди, олова в метасоматитах выше, чем в исходных породах; в Самаргинском повышены до сотых долей процента содержания свинца и мышьяка, и все фации равномерно насыщены медью (тысячные доли процента). В породах Гусевского проявления присутствуют свинец и медь (0,001—0,009%), мо-

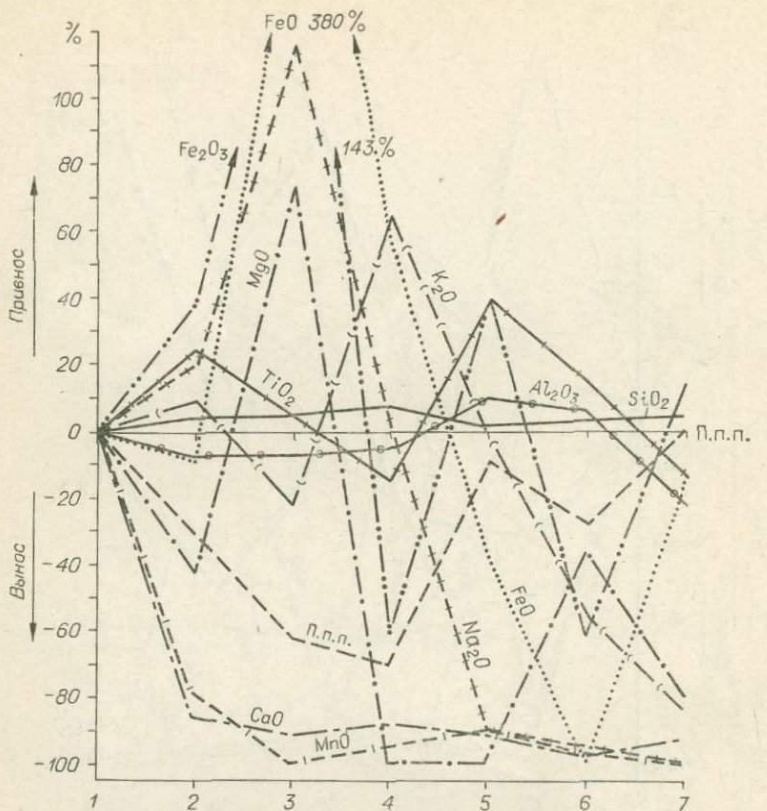


Рис. 39. Диаграмма привноса — выноса вещества при образовании метасоматитов Гусевского проявления.

1 — слабо измененный дацит; 2 — частично альбитизированный; 3 — полностью альбитизированный с разложившимися темноцветными; 4 — серицитизированный; 5 — серицитовый кварцит; 6 — каолинит-серицитовый, 7 — каолинитовый с примесью серицита, сильно окварцованный.

либден (0,0001—0,0003%), неравномерно распределены цинк (от 0,001 до 0,02%), олово (от 0,001 до 0,5%). Мышьяка и сурьмы здесь нет. Совсем иная картина получается при наложении оруденения на вторичные кварциты, когда As, Sb, Sn, Pb, Cu, Zn, W достигают промышленных концентраций. На известных в Сихотэ-Алине рудопоявлениях оловянное, вольфрамовое, ртутное, мышьяковое оруденение встречается в зонах максимальных изменений пород, а полиметаллическое и медное — как в центре, так и по периферии полей вторичных кварцитов, среди серицитовых кварцитов и гидрослюдисто-хлоритовых пропитов.

Рудная минерализация осевых зон, вероятно, развивалась с большим разрывом во времени по отношению к кварцитам, а полиметаллическое оруденение краевых зон было почти одно-

временным с образованием серицитовых кварцитов. Причины и особенности процессов рудообразования в поствулканическую стадию детально рассматриваются в работах Г. М. Власова (1963, 1964) и С. И. Набоко (1963). Вкрапленное оруденение в пропилитах (олово, полиметаллы, медь) представляется сиңгенетичным, а массивные руды — наложенными в заключительные стадии процесса, когда происходил значительный привнос рудных элементов.

### ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МИНЕРАЛОВ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ

Сравнение ряда массивов вторичных кварцитов Приморья с аналогичными проявлениями в других областях показывает относительное однообразие и повторяемость минеральных парагенезисов, сложенных в большинстве случаев андалузитом, диаспором, пирофиллитом, мусковитом, серицитом, каолинитом (диккитом), кварцем, пиритом, рутилом. К этим наиболее распространенным минералам иногда добавляются алузит, турмалин, топаз, цуннит, дюмортьерит. Многие из них характеризуются постоянным составом, и при парагенетическом анализе могут быть использованы их теоретические формулы. Для минералов переменного состава применены литературные данные с учетом, по мере возможности, известных их особенностей в конкретных массивах. Для цуннита, например, взято отношение  $F:OH$  по данным анализа из работы В. П. Логинова (1951); для топаза использован химический анализ минерала из Приморья. Итак, нами рассмотрены парагенезисы минералов следующего состава: корунд —  $Al_2O_3$ , андалузит —  $Al_2OSiO_4$ , диаспор —  $AlOOH$ , мусковит-серицит —  $KAl_3Si_4O_{10}(OH)_2$ , пирофиллит —  $Al_2(OH)_2Si_4O_{10}$ , диккит-каолинит —  $Al_4(OH)_8Si_4O_{10}$ , топаз —  $Al_2F_{1.7}(OH)_{0.3}SiO_4$ , цуннит —  $Al_{13}[F_9(OH)_{10}]Si_3O_{20}$ , алузит —  $KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$ , кварц —  $SiO_2$ . Приняты такие символы этих минералов: Cor, And, Di, Mu — Ser, Pyg, Dk — Kl, To, Zu, Alu, Q.

Указанные минералы, как правило, образуются в определенной последовательности, обуславливая зональное строение массивов и отдельных тел вторичных кварцитов. Химический состав минералов, слагающих собственно вторичные кварциты, отличается малым числом компонентов — Al, Si, K, Na, H, O, F. Сравнение составов минералов сменяющихся парагенезисов и общих химических свойств гидротермально измененных пород показывает наибольшую инертность двух компонентов — Al и Si и только во внешних зонах число инертных компонентов возрастает: Al, Si, K, Na, Fe и Ti в силу того, что они постоянно присутствуют в самых различных ассоциациях, приняты за избыточные и обособленные. Состав фаз и парагенетические ассоциации определяются концентрациями в растворах таких

реагентов, как фтор, хлор, вода, водородные ионы, т. е. соотношениями кислотности — щелочности и температурой. Давление, по данным экспериментальных наблюдений по синтезу и разложению минералов в системе  $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$  (Hemley, 1959), не играет большой роли и по сумме геологических и опытных данных может быть принято равным 135—150 атм. (глубина 500—1000 м).

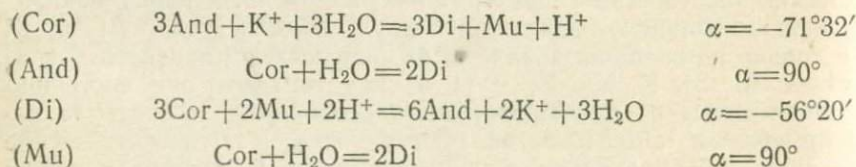
Для выявления условий формирования типичных или наиболее интересных фаций нами построены диаграммы зависимости тех или иных минеральных парагенезисов от потенциалов или химических активностей водородных ионов, калия, фтора, воды (в соответствии с составом фаз) по методу Д. С. Коржинского (1942, 1957) с учетом возможных гидролизованых форм нахождения отдельных компонентов (Говоров, Стунжас, 1963).

В качестве типичных взяты парагенезисы лучше изученных полей вторичных кварцитов — Бринеровского и Евстафьевского. Установленные закономерности могут быть распространены на другие проявления, аналогичные по минералогическому составу.

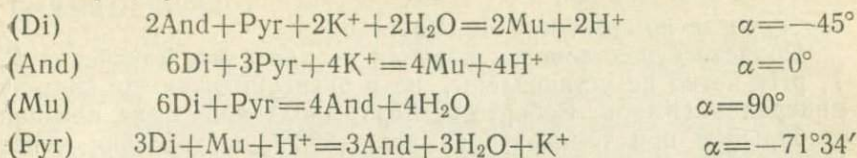
В центральных зонах наиболее интенсивно метаморфизованных массивов вторичных кварцитов (Евстафьевское поле, Майский участок) известна высокоглиноземистая бескварцевая ассоциация: корунд + андалузит + диаспор + мусковит + пирофиллит. Состав ее определяется двумя инертными компонентами — Al и Si и вполне подвижными калием и водой.

Рассматривая парагенезисы из двух виртуальных инертных компонентов в зависимости от химических потенциалов двух ее подвижных компонентов: K и  $H_2O$  при постоянных и произвольных давлении ( $P$ ) и температур ( $T$ ) имеем, согласно правилу фаз Гиббса — Коржинского,  $n = k_n + 2 - \phi$ , где  $n$  — число степеней свободы,  $k_n$  — число инертных компонентов,  $\phi$  — число фаз, т. е. в нашем случае  $n = 2 + 2 - 5$ . При  $n = -1$  ассоциация представляет мультисистему, следовательно, одновременное равновесное существование всех фаз — Cor, And, Di, Mu, Pyg — невозможно. По петрографическим наблюдениям, за равновесные можно принять системы Cor + And + Di + Mu и Di + Mu + And + Pyg (рис. 40). В каждой из них неинвариантная ассоциация состоит из четырех фаз ( $\phi = 4$ ), моновариантная — из трех ( $\phi = 3$ ), дивариантная — из двух ( $\phi = 2$ ). Для расчета пучка моновариантных линий в каждой из неинвариантных точек составлены возможные реакции между Cor — And — Di — Mu и And — Di — Pyg — Mu.

Первый пучок:



Второй пучок:



Из приведенных уравнений реакций видно, что линии (Cor) первого пучка и (Pyg) второго совпадают, т. е. вторая невариантная точка лежит на продолжении линии (Pyg). Из диаграммы мультисистемы видно (см. рис. 40), что в области минимальных значений потенциалов воды, но в присутствии щелочей устойчивы парагенезисы Cor+And и And+Mu (поле IV). Небольшое повышение концентрации К при том же потенциале воды делает устойчивым только один парагенезис — Cor+Mu (поле I). По мере повышения потенциалов воды, т. е. понижения температуры, происходит смена парагенезисов на Di+And и And+Mu (поля III и V). В области наиболее низких концентраций К и относительно малых значений потенциалов воды (поле VII) устойчивы парагенезисы Di+And и And+Pyg. Повышение потенциала воды приводит к исчезновению безводных соединений алюминия — корунда и андалузита — и замене их диаспором в парагенезисе с пирофиллитом и мусковитом в зависимости от потенциала К (поля VI и II).

Такое распределение парагенезисов подтверждает положение о том, что центральные зоны высокоглиноземистых минералов формируются из более высокотемпературных растворов. Отщепление летучих, в частности воды, — реакция эндотермическая, следовательно, образование корунда и ан-

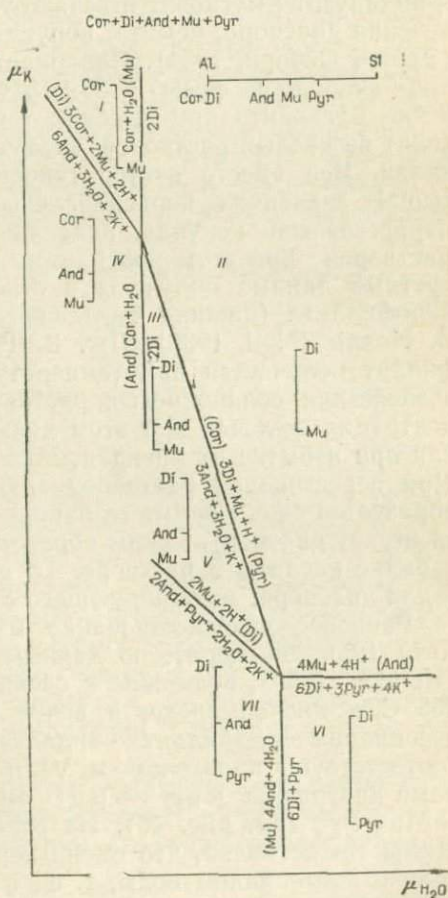


Рис. 40. Диаграмма парагенезисов высокотемпературных бескарцевых метасоматитов центральных зон (символы минералов приведены в тексте).

далузита закономерно в условиях повышения температуры растворов, согласно принципу Ле-Шателье.

Области существования корунда и андалузита (значения  $P$ ,  $T$ ,  $pH$ ) четко не установлены, но в экспериментах по синтезу минералов (Кларк, Робертсон, Берч, 1963) андалузит признан стабильным при температурах ниже  $500^{\circ}\text{C}$  и давлении менее 10 кбар. Корунд, согласно многим экспериментальным данным американских исследователей, проанализированным и обобщенным И. П. Ивановым (Иванов, Фонарев, 1970), устойчив в довольно широком интервале температур — от  $600$  до  $400^{\circ}\text{C}$  и в условиях меняющихся щелочности — кислотности, потенциалов воды и калия. Наблюдаемому нами природному парагенезису на участке Майском Евстафьевского поля корунд + диаспор + андалузит + мусковит отвечают условия экспериментального получения диаспора, бемита, корунда в системе  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$  (Эрвин, Осборн, 1954). Инвариантная точка этих трех минералов + флюидной фазы —  $385 \pm 15^{\circ}\text{C}$  при  $P$  около 130 атм. Выделение мусковита при высоких температурах ( $>350^{\circ}\text{C}$ ) происходит из кислых растворов, содержащих достаточное количество калия. Все вместе взятое говорит о высоких ( $350\text{—}400^{\circ}\text{C}$  и выше) значениях первоначальных температур формирования парагенезисов корунда, андалузита, мусковита, диаспора;  $pH$  растворов при этом колеблется в пределах 3—5. Более конкретные данные получены в отношении условий образования пирофиллита (нижняя часть диаграммы на рис. 40). В опытах В. Нолля (Noll, 1936), Дж. В. Грюнера (Gruner, 1944) пирофиллит получается при температуре выше  $350^{\circ}\text{C}$  (до  $530^{\circ}$ ) и воздействии солянокислых растворов на полевые шпаты. Концентрация щелочей при этом должна быть незначительной, так как при избытке их прекращается разложение полевых шпатов. При пересыщении растворов алюминием, кроме пирофиллита, образуется еще и бемит (в наших случаях, вероятно, роль бемита играет диаспор). Таким образом, пирофиллит получается при избытке кислоты в растворе. То же самое, вероятно, требуется и для диаспора, ассоциирующего с пирофиллитом.

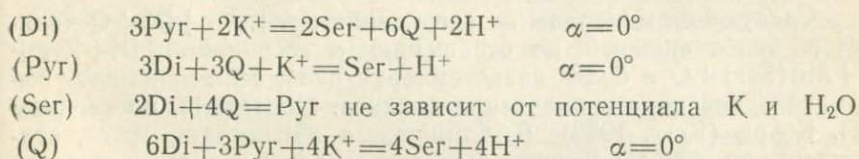
Равновесное существование мусковита, пирофиллита и бемита (или диаспора), по данным экспериментов И. И. Хемли (Hemley, 1959), возможно в очень узких пределах — при  $350\text{—}355^{\circ}\text{C}$  в кислой среде, а выше этой температуры устойчива ассоциация пирофиллит — андалузит — мусковит. Этим данным соответствуют парагенезисы VI и VII полей на изображенной нами диаграмме  $\mu_{\text{H}_2\text{O}}\text{—}\mu_{\text{K}^+}$  мультисистемы  $\text{Cor} + \text{And} + \text{Di} + \text{Mu} + \text{Pug}$  (см. рис. 40). Из реакций между фазами этой системы также видно, что смена корунда диаспором обусловлена только потенциалом воды, т. е., в конечном итоге, понижением температуры. Следовательно, зональность метасоматитов, выражающаяся, в частности, быстрым исчезновением корунда и образованием андалузитовых и диаспоровых пород, связана с падением температуры. Кислотность растворов на этом этапе

минералообразования играет меньшую роль. Ею определяется равновесие реакций  $\text{Cor} + \text{Mu} \rightleftharpoons \text{And}$  и  $\text{Di} + \text{Mu} \rightleftharpoons \text{And}$ , а реакция  $2\text{Di} \rightleftharpoons \text{Cor} + \text{H}_2\text{O}$  не зависит от pH раствора. Основной парагенезис в области низких значений pH  $\text{And} + \text{Cor}$ , а при повышении щелочности устойчивы парагенезисы с мусковитом.

Бескварцевые ассоциации высокоглиноземистых минералов — это сравнительно мало распространенные среди приморских вторичных кварцитов системы. На Бринеровском проявлении к ним можно отнести диаспор-пирофиллитовую, характеризующуюся теми же инертными компонентами — Al и Si. Согласно правилу фаз их число здесь равно трем или четырем, чего не было установлено при петрографических наблюдениях. Возможно, что это связано с сильным метаморфизмом центральной зоны на более поздних стадиях и разложением одного или двух равновесных минералов этой системы. Полагая, что таким минералом мог быть андалузит или мусковит, мы можем представить первичную ассоциацию как часть рассмотренной выше мультисистемы (нижняя ее часть, поля VII, VI и II на рис. 40).

Гораздо более распространены минеральные ассоциации с участием кварца:  $\text{Di} + \text{Pyg} + \text{Mu}(\text{Ser}) + \text{Q}$ ;  $\text{And} + \text{Pyg} + \text{Mu} + \text{Q}$  и  $\text{Ser} + \text{Pyg} + \text{Dk} + \text{Q}$ . Инертными компонентами в них по-прежнему являются Si и Al, вполне подвижными — K и  $\text{H}_2\text{O}$ , максимальное число фаз — 4.

Возможные реакции между фазами первой системы:



Из реакций моновариантных равновесий видно, что три из них — (Pyg), (Q), (Di) — не зависят от потенциала воды и проходят при определенных значениях pH и концентрации калия в растворах. На диаграмме  $\mu_{\text{K}} - \mu_{\text{H}_2\text{O}}$  они параллельны оси абсцисс  $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ , а на диаграмме  $\text{pH} - \lg a_{\text{K}^+}$  проходят под углом  $45^\circ$  к обеим осям. Реакция без участия серицита  $2\text{Di} + 4\text{Q} = \text{Pyg}$  не зависит от потенциалов воды, калия и pH и определяется главным образом объемным эффектом, т. е. происходит при определенном давлении (при увеличении  $p$  реакция идет в сторону пирофиллита).

В итоге можно сказать, что парагенезисы ассоциации  $\text{Di} + \text{Pyg} + \text{Mu} + \text{Q}$  зависят от суммы факторов и требуют построения трехмерных диаграмм (поэтому мы ограничились реакциями равновесия).

Более наглядна диаграмма  $\mu_{\text{K}} - \mu_{\text{H}_2\text{O}}$  для ассоциации  $\text{And} + \text{Pyg} + \text{Mu} + \text{Q}$  (рис. 41), на которой видны закономерности смены парагенезисов по мере повышения потенциалов воды и калия.

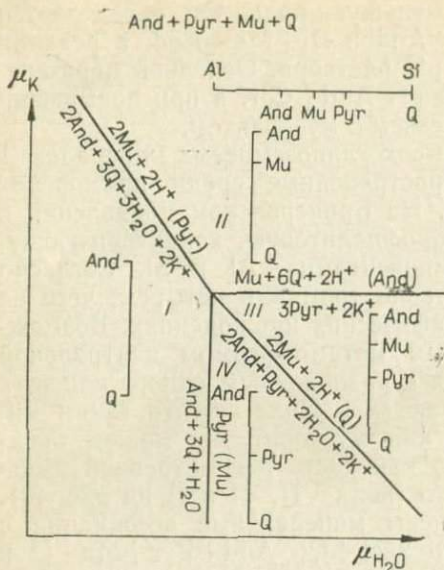


Рис. 41. Диаграмма парагенезисов в высокотемпературной кварцсодержащей ассоциации осевых зон.

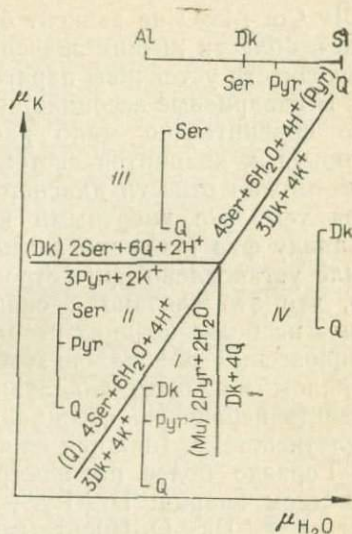
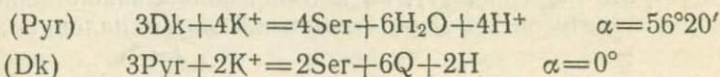
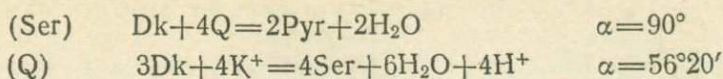


Рис. 42. Диаграмма парагенезисов минералов внешних фаций вторичных кварцитов.

Следующая минеральная ассоциация  $Ser + Pyr + Dk + Q$  является более внешней по отношению к ассоциации  $Di + Pyr + Mu(Ser) + Q$  и более низкотемпературной, если учитывать выпадение диаспора и появление диккита. Последний, по сводкам П. Керра (Kerr, 1952), Б. Стрингхема (Stringham, 1952), стабилен при  $400^\circ C$ . Диккит был синтезирован из водных гелей кремнезема и глинозема при температуре —  $350-365^\circ C$ , что, очевидно, является верхним пределом устойчивости диккита и границей перехода его в пирофиллит в кислых растворах, не содержащих щелочей. Кислотность растворов, из которых образуется диккит при высоких температурах, колеблется в небольших пределах — от 4,5 до 5,2, но наиболее благоприятные условия — 4,8—5,2 (Kerr, 1951).

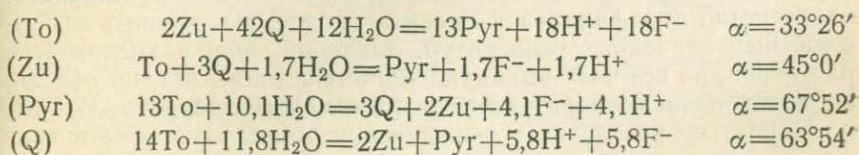
Мусковит-серицит в этой системе мог образовываться при повышении концентрации щелочей в растворах и высоком содержании алюминия. Температурный интервал  $225-525^\circ C$ , но, учитывая парагенезис с пирофиллитом, верхний предел следует ограничить  $400^\circ C$ . Принимая известные физико-химические количественные данные об образовании минералов, интерпретируем диаграмму  $\mu_K - \mu_{H_2O}$  системы  $Ser + Pyr + Dk + Q$  (рис. 42). Возможные реакции между слагающими ее минералами:





Моновариантные линии этих реакций разграничивают поля устойчивости двойных парагенезисов. В области наиболее низких потенциалов воды и калия (поля I, II) основным устойчивым минералом является пиррофиллит, который может давать парагенезисы с кварцем и серицитом (поле II) или кварцем и диккитом (поле I; 225—355° С). Когда поступающая кислота уже не может нейтрализовать калий, при тех же и чуть более низких температурах устойчив только один парагенезис — Ser+Q (поле III). Наконец, с повышением потенциала воды, т. е. с понижением температуры, пиррофиллит и серицит уступают место парагенезису диккит+кварц. Согласно изложенным данным, равновесие  $2Pyg+2H_2O=Dk+4Q$  осуществляется при температуре 350—360° С. Равновесие же  $4Ser+6H_2O+4H^+=3Dk+4K^+$ , как можно судить по диаграмме, зависит от потенциала воды и калия: чем выше содержание щелочи, тем при более низких температурах, но, очевидно, не ниже 225° С, если принять во внимание экспериментальные данные Керра (Kerr, 1951), может больше возникать серицита. Ниже 225° С линия равновесия, вероятно, должна изменить направление. Нижний предел устойчивости диккита и каолинита, по данным В. Нолля (Noll, 1936) — 200° С в условиях кислой среды и длительном времени минералообразования. Итак, область устойчивого существования системы Ser+Pyg+Dk+Q — кислые растворы с pH=4,5 и температурой 200—360° С.

Кислая среда минералообразования на ранних этапах создавалась, по всей вероятности, галогеноводородами, о чем говорит то, что их соединения присутствуют в отдельных зонах метасоматитов. В качестве примера системы, образующейся в условиях меняющейся концентрации фтора в растворах, рассматривается ассоциация топаз (To) — цуннит (Zu) — пиррофиллит (Pyg) — кварц (Q) — диккит (Dk). При двух инертных компонентах — Al и Si, вполне подвижных F, H<sub>2</sub>O, произвольных и постоянных P, T по правилу фаз  $n=K_n+2-\phi=-1$ , т. е. эта ассоциация представляет собой мультисистему, в которой одновременное равновесное сосуществование всех фаз невозможно. Принимая во внимание неоднородность выделения топаза и диккита, получаем две части этой мультисистемы: To—Zu—Pyg—Q и Zu—Pyg—Dk—Q, на основе которых строим двухпучковую диаграмму зависимостей парагенезисов от потенциалов F, H<sub>2</sub>O или pH (рис. 43). Возможные реакции между фазами первой части системы:



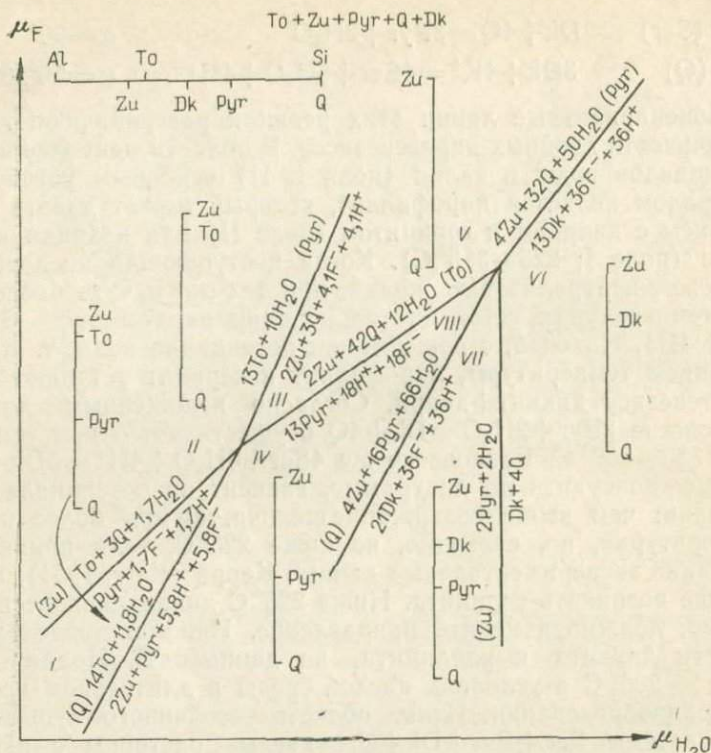


Рис. 43. Диаграмма парагенезисов метасоматитов с галогенсодержащими минералами.

Линии моновариантных равновесий трех минеральных парагенезисов разграничивают поля устойчивости биминеральных парагенезисов. В области наименьших потенциалов воды и наиболее высоких значений  $\mu_F$  основной устойчивый парагенезис представлен  $To+Q$ , но возможен парагенезис  $Zu+To$  (поле II). При меньших значениях  $\mu_F$  и низких  $\mu_{H_2O}$  возникают парагенезисы  $Zu+To$ ;  $To+Pyr$  и  $Pyr+Q$  (поле I). При дальнейшем повышении потенциалов воды и достаточных потенциалах фтора топазовые парагенезисы замещаются только цуниитовыми в силу большего содержания воды в решетке цуниита по сравнению с топазом и, вероятно, более низкотемпературного характера цуниита (поля III—VII). В направлении увеличения потенциала воды пиррофиллит уступает место диккиту (поле VI), но в определенном интервале потенциалов воды возможен устойчивый парагенезис пиррофиллита и диккита (поле VII). Данных об абсолютных значениях температуры, давления, общей кислотности растворов, из которых выпадают цуниит и топаз, нет, но отдельно для топаза температурный интервал очень широк — от 310 до 500°С (по результатам определения температур гомогениза-

ции включений в топазах Волини, проведенного Н. П. Ермаковым (цит. по В. П. Логинову, 1951). Учитывая данные по пирофиллиту и диккиту, принимаем температурный диапазон развития описанной системы от 400 до 200°С. О значениях рН можно судить косвенно, используя данные по синтезу пирофиллита и диккита: растворы были кислыми, с  $pH=3-4$ . Изучение зависимости парагенезисов системы  $Zu+To+Pyg+Q$  от общей кислотности раствора и активности фтора показывает только общую тенденцию к смене высокофтористых парагенезисов (топаз-цуниитовых) пирофиллит-кварцевыми с цуниитом. Диаграмма  $lg a_F - pH$  для этой системы не наглядна и поэтому не приводится.

На рис. 44, а дается диаграмма  $lg a_F - pH$  для ассоциации  $Zu+Mu+Pyg+Q$ . Видно, что кислотностью-щелочностью определяется смена пирофиллитовых парагенезисов мусковитовыми, а цуниит устойчив во всех полях диаграммы. Следовательно, при формировании метасоматитов подобного рода наиболее кислотными высокотемпературными образованиями были топаз-цуниитовые породы с пирофиллитом и кварцем. Повышение потенциалов воды, увеличение концентрации калия или общее повышение щелочности растворов приводили к образованию диккитовых и мусковитовых пород с цуниитом. Смена парагенезисов мусковитовых диккитовыми в системе  $Zu+Mu+Dk+Q$  иллюстрируется диаграммой  $pH - \mu_{H_2O}$  (см. рис. 44, б).

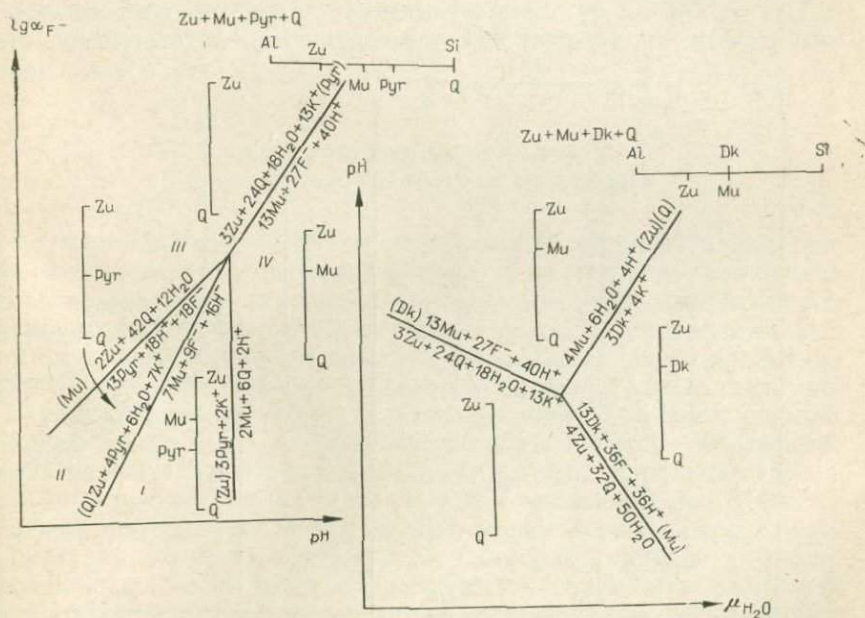


Рис. 44. Диаграммы парагенезисов цунита: а — в зависимости от  $lg a_F$  и  $pH$ ; б — от  $pH$  и  $\mu_{H_2O}$ .

С помощью диаграмм химических потенциалов или активности  $K$ , воды и водородных ионов удается выявить условия существования еще одной характерной ассоциации минералов вторичных кварцитов: алунит, каолинит, серицит, кварц. Она широко распространена на Майском участке Евстафьевского поля, установлена также на Ольгинском проявлении алунита и слабо выражена на Самаргинско-Единском поле. Состав алунита условно принят калиевым, так как изоморфный компонент  $Na$  не существует при построении диаграммы. Более того, в действительности в массивах Приморья преобладает калиевый алунит. Инертными компонентами в системе  $Alu-Ser-Kl-Q$  по-прежнему являются  $Al$  и  $Si$ , вполне подвижными —  $K$ ,  $H_2O$ ,  $SO_3$ , хотя подвижность калия, несомненно, уже меньшая, чем в выше рассмотренных системах. На диаграмме  $lg a_{K^+} - pH$  (см. рис. 45, а) видно, что равновесие алунита и кварца с каолинитом возможно только при определенных взаимно обусловленных значениях кислотности раствора и концентрации в нем  $K$  (поле I). Из относительно кислых растворов, но содержащих много  $K$ , выпадают только алунит и кварц. Линия моновариантного равновесия  $4Ser + 6H_2O = 3Kl + 4K^+$  разделяет поле серицит-каолинитовых парагенезисов на два: в одном (поле I) равновесны парагенезисы  $Kl + Alu$  и  $Kl + Q$ ; а в другом (поле III), в котором более высоки значения  $pH$  и  $lg a_{K^+}$ , возможно устойчивое существование серицита в парагенезисе с алунитом или кварцем.

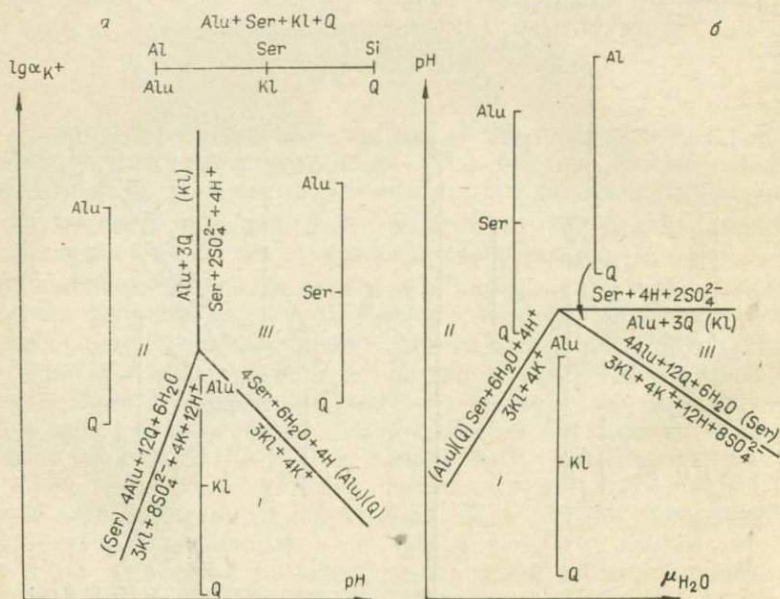


Рис. 45. Диаграммы парагенезисов алунита: а — в зависимости от  $lg a_K$  и  $pH$ ; б — от  $pH$  и  $\mu_{H_2O}$ .

Изображение той же системы в координатах  $pH - \lg a_{H_2O}$  (рис. 45, б) дает картину смены парагенезисов  $Alu + Ser + Q$  или  $Alu + Kl + Q$  парагенезисом  $Alu + Q$  с повышением потенциала воды (понижением температуры). Общей щелочностью растворов определяется равновесие серицита и каолинита, серицита и алунита. В опытах по получению алунитов интервал температур  $200-100^\circ C$  и даже  $50^\circ C$  (Stringham, 1952; Kerr, 1951), причем алунит признается большинством исследователей минералом кислой среды. Возможно, что парагенезис алунита с серицитом образуется в менее кислой среде с  $pH > 5$ . Основным реагентом, создающим кислую среду на этапе алунитообразования, была серная кислота. По С. И. Набоко (1963), алунит выпадает из растворов с  $pH = 5$ , а опытами Ч. М. Кашкая (Кашкай, 1966) установлено образование алунита при  $pH$  от 0,1 до 5.

Таким образом, по сравнению с рассмотренными ранее системами высокоглиноземистых минералов ассоциация алунита, каолинита, серицита и кварца формировалась в иных условиях — более низких температур, меньшей кислотности и при других кислотных реагентах. Происхождение самой серной кислоты может быть связано с окислением ювенильного  $H_2S$  при реакциях в гидротермальных растворах, а при смешивании их с вадозовыми водами — за счет атмосферного кислорода.

Для получения количественных данных о возможных температурах образования метасоматитов нами определялись ТДЭС пиритов. Этот метод дал значения температур от  $290$  до  $370^\circ C$ , что соответствует результатам других методов по синтезу минералов.

### ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ ПРИМОРЬЯ

Вторичные кварциты Приморья широко развиты в пределах вулканических поясов Сихотэ-Алиня, и, естественно, вулканическая деятельность оказывала влияние на особенности вторичных кварцитов и пропилитов. Преимущественно внутрикоровый кислый характер магматических очагов, развитие их на различных уровнях земной коры и внедрение разноглубинных интрузий создавали разнообразные условия кислотного выщелачивания. Оно проявилось как в непосредственном контакте с интрузиями образованием грейзеноподобных вторичных кварцитов, так и на удалении от очагов гидротерм, вне видимой связи с экстрюзиями и интрузиями. Различия физико-химических условий (температуры, давления, кислотности растворов) привели к формированию в Сихотэ-Алине разнообразных комплексов вторичных кварцитов — от высоко- до низкотемпературных фаций. Сближение уровней кислотного выщелачивания — эндогенного (в связи с выделением кислых, богатых фтором и хлором газо-гидро-

терм из магматических очагов) и экзогенного (в связи с окислением серы поверхностным кислородом) вызвало образование вторичных кварцитов, совмещающих в себе черты галогеннокислотного высокоглиноземистого и сернокислотного кремнеземистого семейств (по терминологии Г. М. Власова). Наряду с этим развиваются вторичные кварциты — продукты углекислотного метасоматоза. По геологическому положению, строению и минералогическим особенностям среди вторичных кварцитов Приморья выделяется два генетических типа.

Первый тип — сложные по составу и строению проявления вторичных кварцитов — продуктов галогенно- и сернокислотного выщелачивания, формирующихся в широком интервале температур и кислотности с образованием высокоглиноземистых, галогенсодержащих и сульфатных фаций. Развита они среди полей игнимбритов и туфов в зонах крупных разломов или в непосредственной близости к интрузиям гранитоидов и связаны с деятельностью близповерхностных магматических очагов.

Второй тип — сравнительно простые по составу и строению проявления вторичных кварцитов средне- и низкотемпературного характера. Это — продукты преимущественно углекислотного метасоматоза со слабо выраженными признаками сернокислотного выщелачивания, наблюдаются среди туфов, лав и экстрюзий липарито-дацитового состава. Связаны, вероятно, с древними вулканическими аппаратами и экстрюзиями.

Массивы вторичных кварцитов первого типа могут быть сложены андалузитовой, диаспоровой, пирофиллитовой, мусковитовой, диккитовой, каолинитовой, серицитовой, алунитовой, дюрмюртеритовой, цуниитовой фациями. Реже встречаются корундовая, гипсовая, баритовая минерализации. Сочетание высокоглиноземистых и галогенсодержащих фаций в осевых или близких к ним зонах говорит о преобладании галогеновых кислот в раннюю стадию максимального кислотного выщелачивания. Сульфаты в основной массе развиваются по периферии массивов (где падение концентрации HCl и температуры допускает диссоциацию  $H_2S$  и окисление серы до серной кислоты) или как наложенные минералы в осевых зонах. Последнее обусловлено изменением во времени характера поступающих гидротерм и повышением роли соединений серы.

Аргиллизация здесь имеет двойственный характер: относительно высокотемпературная — в парагенезисе с пирофиллитом и диаспором — и низкотемпературная — поздней сернокислотной стадии. Местоположение первой — срединные, а иногда и осевые зоны, второй — краевые или наложенные зоны в любой части массива вдоль поздних нарушений. С вторичными кварцитами первого типа ассоциируют среднетемпературные пропилиты эпидот-хлорит-гидрослюдистого состава, часто сильно окварцованные. Пропилиты располагаются во внешнем ореоле участков вторичных кварцитов или среди них в случае неоднородного состава эдуктов и появления более основных разностей. Пропили-

ты большей частью связаны с теми же растворами, которые в центральных частях ореолов производят кислотное выщелачивание.

С вторичными кварцитами первого типа сингенетичны пиритизация и гематитизация. Пирит встречается практически во всех зонах, а гематит предпочтительнее развивается среди высокоглиноземистых более высокотемпературных фаций. Это объясняется (Иваненко, Мелентьев и др., 1962) выделением окисных соединений железа из кислых растворов при высоких температурах и меньшей устойчивостью сульфидов железа в этих условиях.

Олово, вольфрам, мышьяк, ртуть, сурьма, медь, полиметаллы, обнаруженные среди описываемых вторичных кварцитов, представляют собой продукты поздних стадий кислотного выщелачивания или выделяются при нейтрализации и ощелачивании растворов.

Диапазон температур образования комплекса фаций вторичных кварцитов первого типа — от 500 до 200—150° С, рН — от 2—3 до 5—6. Кварциты формируются в приповерхностных условиях открытых систем с активным перемещением вещества, в том числе и летучих, что отличает их от типичных грейзенов, образующихся в более глубоких условиях при накоплении большого количества летучих в апикальных частях интрузий. Есть различия в поведении  $Al_2O_3$  и  $SiO_2$ : в грейзенах более типично образование обогащенных кварцем пород, в описываемом типе вторичных кварцитов — высокоглиноземистых. Причины этого кроются, вероятно, в формах переноса соединений Al и Si и устойчивости их в условиях различных температур, давлений и кислотности (в частности, в большей летучести фторидов кремнезема). Глинозем дает цифры привноса до 138%, а содержание кремнезема обычно изменяется в пределах 10—15%. Характерен большой привнос летучих: HF, HCl в ранние стадии,  $H_2S$ ,  $SO_2$ ,  $SO_3$  — в поздние при образовании каолинит-алунит-серицитовых кварцитов.

Образование алунита в описываемых телескопированных массивах вторичных кварцитов в Приморье можно связать с сернокислотной стадией магматического процесса двойственного происхождения. Ювенильное происхождение серной кислоты и алунита логичнее предположить для случаев тесного пространственного совмещения и очень близкого по времени отложения алунита, андалузита и диаспора (Майский участок), алунита в парагенезисе с цуннитом (Самаргинское поле). Другое происхождение имеют богатые алунитовые породы Майского и Самаргинского участков, Ольгинского поля, участка «Космос», где они развиваются в виде метасоматических брекчий, причем алунит как бы цементирует обломки более ранних вторичных кварцитов. Образование такого алунита, вероятнее всего, происходило в поздние стадии процесса вдоль молодых наложенных тектонических нарушений, в условиях эродированности массивов и доступа атмосферного кислорода. Иначе говоря, значительная часть

алунита — это результат проявления поздней серноокислотной стадии метасоматоза. Образование других сульфатов — барита, ярозита — также может быть двойственным, связанным с гидротермами глубинного происхождения или со смешанными растворами вблизи поверхности.

Относительно малое распространение атомарной серы на полях вторичных кварцитов Приморья обусловлено рядом физико-химических особенностей интрузивно-вулканического и постмагматического процесса. В составе летучих, выделяющихся из очагов кислой магмы, большую роль играют галогениды, задерживающие диссоциацию  $H_2S$ . Тем не менее присутствие сульфидов железа во многих фациях вторичных кварцитов говорит о возможности такого процесса. То, что случаи выделения атомарной серы из гидротермальных растворов очень редки, связано с устойчивостью  $S^0$  в узком интервале значений окислительно-восстановительного потенциала и pH (Гаррелс, 1962). Теоретически возможно образование серных залежей на некоторой глубине в массивах вторичных кварцитов (около 100 м в современном эрозионном срезе), но практически обнаружение интересных скоплений серы маловероятно, если учесть палеогеновый возраст процессов ее образования.

В целом генезис описываемого первого типа проявлений вторичных кварцитов представляется сложным многостадийным процессом, связанным с прерывисто-непрерывной деятельностью периферических магматических очагов. Изменение характера летучих, в том числе и кислотных реагентов, по мере остывания и кристаллизации очага и опускания уровней зарождения гидротерм приводит к смене галогенноокислотного метасоматоза серноокислотным и далее — щелочным и рудным метасоматозом. От соотношения интенсивностей той или другой стадии зависит минералого-геохимический облик вторичных кварцитов. По этому признаку среди проявлений первого типа выделяются подтипы: 1 — с преобладанием галогенноокислотной стадии и интенсивным развитием высокоглиноземистых минералов (Бринеровское и Бикинское поля); 2 — с одинаковыми масштабами развития галогенноокислотной и серноокислотной стадий выщелачивания (Евстафьевское и Самаргинско-Единское поля, участок «Космос» Милоградовского поля); 3 — с преобладающей серноокислотной стадией (поле в бассейне р. Сигнальной и участок Ляличи в Западном поясе).

Вторичные кварциты первого типа могут развиваться вне видимых пространственных связей с интрузиями, вблизи них или непосредственно в зонах экзо- и эндоконтактов интрузий и экстррузий. В любом случае максимальное изменение пород и зональность контролируются не положением первоначального контакта интрузивного тела, а тектоническими нарушениями. Интенсивность изменений по направлению к контакту в наблюдаемых эрозионных срезах не растет, а уменьшается. Эти факты, а также замещение контактовых роговиков фациями кварцитов

говорят о более позднем времени образования вторичных кварцитов по отношению ко времени кристаллизации и застывания вскрытых частей интрузий. Источниками гидротерм могут быть глубокие внутренние части наблюдаемых интрузий или близлежащие поверхностные магматические очаги.

Ко второму типу вторичных кварцитов в Приморье относятся Гусевское поле, проявления каолинит-серицитовых кварцитов в Западно-Сихотэ-Алинском и Восточно-Сихотэ-Алинском поясах. Развиваются они по экструзиям, штокам, неккам, туфам и лавам кислого и среднего состава. Характерно простое строение и малое число фаций метасоматитов, сравнительно низкотемпературные парагенезисы каолинита, серицита, кварца, соответствующие краевым зонам полей первого типа. Химизм образования их характеризуется инертностью поведения главных компонентов —  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{SiO}_2$  и малым привносом летучих соединений. Остальные компоненты:  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — перемещаются в пределах зон. Кислотность растворов обычно невысокая, pH от 6—7 до 4—5, причем небольшая мощность каолинитовой зоны говорит о быстрой нейтрализации растворов в стороны от подводящих каналов. Характер кислотных реагентов или их соотношения были иными, чем при образовании вторичных кварцитов первого типа. Здесь не было условий для образования высокоглиноземистых и галогенсодержащих минералов и сульфатов. Присутствие карбонатов — сидерита и кальцита — говорит об участии в процессе угольной кислоты. Не исключено и повышение кислотности среды за счет окисления  $\text{H}_2\text{S}$  в небольших количествах. Температуры образования фаций вторичных кварцитов 250—150° С, т. е. ниже, чем в случае первого типа. Рудная минерализация близка по времени образованию серицитовых кварцитов: сульфиды железа, свинца, цинка, меди выпадают на фоне наступающей нейтрализации слабокислых растворов. Возможны скопления вкрапленно-прожилковых руд полиметаллов, золота, серебра.

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Широкое проявление мезокайнозойского вулканизма в южной части Сихотэ-Алиня и его особенности — наземный характер и преимущественно кислый состав пород, насыщенность интрузивными и экструзивными телами и тектоническими нарушениями, преобладание игнимбритов и туфов — обусловили интенсивное развитие и специфику вторичных кварцитов и пропилитов Приморья.

2. В распределении массивов и полей этих метасоматитов наблюдаются закономерности, которые могут быть использованы как поисковые критерии. Наиболее полное развитие формации вторичных кварцитов установлено в Восточном вулканическом поясе Сихотэ-Алиня, а самыми перспективными свитами в разрезе мезокайнозойских пород являются приморская и ее аналоги (арзамазовская, монастырская, кисинская свиты), сияновская, отчасти самаргинская и богопольская. В пределах распространения благоприятных по своему составу свит развитие вторичных кварцитов контролируется дизъюнктивной тектоникой и, в меньшей мере, выходами интрузий и экструзий.

3. Время образования вторичных кварцитов, по геологическим данным и определениям абсолютного возраста серицитовых кварцитов — палеоген (50—60 млн. лет).

4. Особенности минералогического состава вторичных кварцитов Приморья являются широкое развитие высокоглиноземистых и галогенсодержащих минералов и, наряду с этим, сульфатов: алунита, гипса и серы. Оруденение по отношению к вторичным кварцитам может быть сингенетичным (сульфиды железа, свинца, цинка, меди) или наложенным (мышьяковое, ртутно-сурьмяное, оловянное, вольфрамовое).

5. Минералогический и парагенетический анализы и известные экспериментальные данные дают представление о физико-химических условиях формирования комплекса приморских вторичных кварцитов: диапазон температур от 500 до 50—60° С, pH — от 2—3 до 6—7, давление соответствует глубинам в 500—100 м.

6. По особенностям состава и строения выделяются два основных генетических типа вторичных кварцитов южной части Сихо-

тэ-Алиня. Первый — телескопированные, сложные по составу и строению проявления кварцитов смешанного галогенно-серно-кислотного характера, формирующиеся в широком интервале температур — от 500 до 50° С. Большой привнос летучих при их образовании, приуроченность к игнимбрикам и гранитоидным интрузиям свидетельствуют о связи проявлений первого типа с близповерхностными очагами кислой газонасыщенной магмы. Второй тип кварцитов отличается простым составом и строением, представлен фациями — продуктами слабого кислотного выщелачивания. Диапазон условий образования уже, чем в первом типе: 300—100° С, рН — от 4 до 7—8. Главным кислотным реагентом была углекислота, а привнос летучих при метасоматозе незначителен.

7. Минералогические и генетические особенности формации вторичных кварцитов Приморья дают возможность считать их перспективными в отношении полезных ископаемых, связанных с ними. Некоторые фации или разновидности представляют нерудное сырье: андалузит-диаспоровые породы с корундом — для производства глинозема и абразивов, пиррофиллитовые и серицит-пиррофиллитовые тонкочешуйчатые породы (агальматолиты) используются как заменители талька в бумажной, резиновой, лако-красочной промышленности и для получения электрокерамических высококачественных изделий. Важное значение имеют алунитовые породы, для которых в СССР разработана технология комплексного извлечения глинозема, калия, серной кислоты. В соседних областях Восточно-Азиатского пояса и в Японии известны промышленные месторождения алунита в аналогичной геологической обстановке, что делает реальным открытие крупных скоплений его в Приморье. Все перечисленные виды сырья являются фациями вторичных кварцитов первого типа.

Вторичные кварциты в Приморье дали новый вид полезных ископаемых, получивший высокую оценку, — фарфоровый камень (каолинит-серицитовые кварциты второго генетического типа). Однородный состав, отсутствие высокоглиноземистых и галогенсодержащих минералов, малая железистость и другие свойства удовлетворяют требованиям к сырью для лучших сортов фарфора.

Большой диапазон физико-химических условий и многостадийность формирования вторичных кварцитов определяют широкий комплекс рудных полезных ископаемых, которые могут быть в них обнаружены — вольфрам, олово, мышьяк, сурьма, ртуть, низкотемпературное золото. Заслуживает внимания также повышенная гематитизация высокотемпературных фаций вторичных кварцитов.

8. В вулканических поясах Сихотэ-Алиня широко проявлена пропицитизация, выраженная в развитии комплекса характерных вторичных минералов: эпидота, альбита, хлоритов, карбонатов, гидрослюд, кварца, сульфидов. Пропицитизация может проявляться самостоятельно, на больших площадях или в ассоциа-

ции с вторичными кварцитами, занимая краевые зоны полей метасоматитов.

Исходными породами пропилитов могут быть кислые и средние вулканиты. Большая роль кислых пород и интенсивность процессов кислотного выщелачивания в вулcano-плутонических комплексах Сихотэ-Алиня влияют на условия образования и состав пропилитов, что выражается в преимущественном развитии хлорит-гидрослюдистых и хлорит-слюдисто-карбонатных фаций при подчиненном значении эпидот-альбитовых разностей. Пропилиты Сихотэ-Алиня формируются в условиях средних и малых глубин, в слабощелочной или нейтральной обстановке при средних и низких температурах.

Пропилиты часто несут рудную вкрапленность сульфидов и гематита, а в отдельных случаях вмещают промышленное олово-полиметаллическое оруденение. Пропилитизация и медно-полиметаллическое сульфидное оруденение тесно сопряжены в пространстве и времени; золотая, оловянная (касситеритовая) минерализации накладываются на пропилиты с разрывом во времени.

Возможности открытия в Сихотэ-Алине полей пропилитов, вторичных кварцитов и связанного с ними оруденения далеко не исчерпаны. Наиболее перспективны в этом отношении северная и средняя части Восточно-Сихотэ-Алинского пояса.

---

## ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г.** Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Беус А. А.** Об эволюции химического состава высокотемпературных постмагматических растворов.— В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Прага, Изд-во АН ЧССР, 1963.
- Быковская Е. В., Ротман В. К.** Закономерности мезокайнозойского вулканизма Дальнего Востока СССР.— В кн.: Доклады сов. геологов на Междунац. геол. конгрессе, XXII сессия. М., «Наука», 1964.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г.** Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1953.
- Власов Г. М.** Рудные формации вулканических зон Тихоокеанского побережья.— В кн.: «Тр. лабор. палеовулканол.», вып. 2. Алма-Ата, 1963.
- Власов Г. М.** Типы вулканических зон у Тихого океана.— В кн.: Материалы ко II-му Всес. вулканолог. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Власов Г. М., Василевский М. М.** Высокоглиноземистые фации вторичных кварцитов в Среднем Камчатском хребте.— «Геохимия», 1961, № 7.
- Власов Г. М., Василевский М. М.** Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М., «Недра», 1964.
- Воронова Л. Г., Сидоров С. С.** Химический состав современных гидротерм.— В кн.: Тр. Сахалинского КНИИ, вып. 16. Южно-Сахалинск, 1966.
- Гаррелс Р.** Минеральные равновесия при низких температурах и давлениях. М., ИЛ, 1962.
- Геология СССР**, т. XXXII. Приморский край. М., «Недра», 1969.
- Говоров И. Н., Стунжас А. А.** Формы переноса бериллия и зональность его месторождений при щелочном метасоматозе.— В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Прага, 1963.
- Горбатов А. Г.** Термоэлектрические свойства пирита и галенита и возможная связь с температурой минералообразования.— В кн.: Методы исследования минерального сырья. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Елисеев Н. А.** Метаморфизм. М., «Наука», 1963.
- Иваненко В. В., Мелентьев Б. Н., Панфилова Л. А., Хромов А. В.** О взаимодействии гематита с водными растворами при 100° и 160°.— В кн.: Тр. 6-го совещ. по эксп. и техн. минералогии и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Иванов И. П., Фонарев В. И.** Минеральные равновесия в открытой системе  $H_2O - K_2O - SiO_2 - Al_2O_3$  и их приложение к проблеме гидротермально-метаморфизма.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970.
- Игнатьев А. Б.** Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс.— В кн.: Вулканические пояса и зоны южной части Дальнего Востока.— В кн.: Материалы объедин. науч. конф. по проблемам палеовулканолог. Дальнего Востока. Владивосток, 1970.
- Ицксон М. И.** Типы подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР.— «Сов. геол.», 1964, № 1.

- Ициксон М. И., Красный Л. И.** Геотектонические особенности размещения мезозойских и кайнозойских вулканических образований на территории Дальнего Востока.— В кн.: Тезисы I Всес. вулканолог. совещ. Ереван, 1959.
- Кашкай Ч. М.** О синтезе алунита.— В кн.: Материалы ко II конф. по околорудному метасоматизму. Л., 1966.
- Кларк С. П., Робертсон Е. К., Берч Ф.** Экспериментальное определение соотношений равновесия системы кианит — силлиманит при высоких температурах и давлениях. М., ИЛ, 1963.
- Коренбаум В. С., Романова Р. И.** К вопросу о методике поисков алунита.— «Инф. сб. ПГУ», Владивосток, 1962, № 3.
- Коржинский Д. С.** Понятие о геохимической подвижности элементов.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1942, ч. 71, вып. 3.
- Коржинский Д. С.** Физико-химические основы анализа парагенезиса минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Коржинский Д. С.** Особенности постмагматических явлений в вулканических формациях в зависимости от глубинности.— «Доклады АН СССР», 1960, т. 133, № 5.
- Логинов В. П.** Алюмосилициты Кабанского колчеданного месторождения (Средний Урал).— В кн.: Тр. ИГН, вып. 134. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Михеев В. И.** Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Михеев В. И., Сальдау Э. П.** Рентгенометрический определитель минералов. Л., «Недра», 1965.
- Молчанова Т. В., Нагибина М. С., Устиев Е. К.** Структурные условия и формационные особенности магматической деятельности мезозой и кайнозой в континентальной части Советского Дальнего Востока.— В кн.: Особенности магматизма и метаморфизма на Советском Дальнем Востоке. М., «Наука», 1968.
- Набоко С. И.** Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Наковник Н. И.** Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение.— «Зап. Всес. мин. об-ва», 1954, ч. XXXIII, № 2.
- Наковник Н. И.** Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме.— «Зап. Всес. мин. об-ва», 1958, ч. 87, вып. 4.
- Наковник Н. И.** Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., «Недра», 1964.
- Петраченко Е. Д., Романова Р. И.** Генетические типы алунитовых рудопроявлений Приморья и Курило-Камчатской дуги.— «Вопросы геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса». Владивосток, 1966. (Материалы годичной сессии ДВФ АН СССР.)
- Петраченко Е. Д., Романова Р. И.** Вторичные кварциты и серное оруденение на Дальнем Востоке.— В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1968. (Материалы XVIII конф. ДВПИ.)
- Романова Р. И.** Об условиях образования серного оруденения во вторичных кварцитах Тетюхинского проявления.— В кн.: Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Владивосток, 1965а.
- Романова Р. И.** Некоторые особенности формации вторичных кварцитов Приморья.— «Материалы VIII конф. молодых ученых Дальнего Востока». Владивосток, 1965б.
- Романова Р. И.** Высокоглиноземистые вторичные кварциты Приморья.— В кн.: Материалы ко II конф. по околорудному метасоматизму. Л., 1966.
- Романова Р. И.** Алунитовая минерализация в Приморье.— В кн.: Вопросы геологии и океанологии Советского сектора Тихоокеанского пояса. Хабаровск, 1968.
- Романова Р. И., Петраченко Е. Д.** Зуннит из вторичных кварцитов Дальнего Востока.— «Зап. Всес. мин. об-ва», 1968, ч. 97.
- Сперанская И. М.** О природе связи игнимбритов с близповерхностными интрузиями гранитондов.— «Известия вузов. Геол. и разв.», 1963, № 4.
- Тащи С. М., Рыбалко В. И., Черныш Б. Я., Чмырев В. М., Бажанов А. А.** Некоторые черты строения и развития Западно-Сихотэ-Алинского вулка-

- нического пояса.— В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1970. (Тр. XVIII науч. конф. ДВПИ, т. I.)
- Трегер В. Е.** Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Фаворская М. А.** Верхнемеловой и кайнозойский вулканизм восточного склона Сихотэ-Алиня. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Фремд Г. М.** Вопросы происхождения и типизации вулканических поясов.— В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1970а. (Тр. XVIII науч. конф. ДВПИ, т. I.)
- Фремд Г. М.** Вулканические пояса и зоны юга Дальнего Востока.— В кн.: Вулканические пояса и зоны южной части Дальнего Востока. Владивосток, 1970б. (Материалы объединенной науч. конф. по проблемам палеовулканологии Дальнего Востока.)
- Фремд Г. М.** К истории вулканизма южной части Восточно-Сихотэ-Алинского пояса.— В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1970в. (Тр. XVIII науч. конф. ДВПИ.)
- Шипулин Ф. К.** Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения.— Тр. ИГЕМ, вып. 8. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Эрвин Г., Осборн Е.** Система глинозем—вода.— В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М., ИЛ, 1954.
- Burnham C. W.** Facies and types of hydrothermal alteration.— "Econ. Geol.", 1962, vol. 57, № 5.
- Creasey S. C.** Some phase relations in the hydrothermally altered rocks of Porphyry Copper Deposits.— "Econ. Geol.", 1959, vol. 54, № 3.
- Gruner J. W.** Hydrothermal alteration of feldspars in acid solutions between 300 and 400° C.— "Econ. Geol.", 1944, vol. 39.
- Hemley J. J.** Some mineralogical equilibria in the system  $K_2O-Al_2O_3-Si_2O_3-H_2O$ .— "Am. J. Sci.", 1959, vol. 257.
- Kerr P. F.** Alteration features at Silver Belt, Arizona.— "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1951, vol. 62, № 5.
- Noll W.** Über die Bildungen von Kaolin, Montmorillonit, Sericit, Pyrophyllit und Analcim.— "Min. Petr. Mitt.", 1936, Bd. 42.
- Stringham B.** Fields of formation of some common hydrothermal alteration minerals.— "Econ. Geol.", 1952, vol. 47, № 6.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
История изучения вторичных кварцитов в Приморье . . . . .	3
Основные черты вулканизма . . . . .	5
Вторичные кварциты, пропилиты и связанное с ними оруденение Восто- но-Сихотэ-Алинского вулканического пояса . . . . .	9
Бринеровское поле . . . . .	10
Евстафьевское поле . . . . .	40
Майский участок . . . . .	46
Дюмортьеритовый участок . . . . .	60
Побережный участок . . . . .	62
Ореольный участок . . . . .	64
Самаргинско-Единское поле . . . . .	66
Самаргинский участок . . . . .	74
Лазаревский участок . . . . .	77
Ольгинское поле . . . . .	82
Милоградовское поле . . . . .	86
Вторичные кварциты бассейнов рек Ясной, Березовой, Сигналь- ной, Заболоченной . . . . .	90
Вершинное рудное поле . . . . .	94
Чернореченское и Нижнее рудные поля . . . . .	96
Николаевское рудное поле . . . . .	97
Вторичные кварциты и пропилиты Западно-Сихотэ-Алинского вулканиче- ского пояса . . . . .	102
Бикинское поле . . . . .	102
Ново-Варваровский и Покровский участки . . . . .	106
Гусевское поле . . . . .	107
Описание характерных минералов приморских полей вторичных кварцитов . . . . .	112
Условия образования вторичных кварцитов Приморья . . . . .	135
Характер и роль первичных пород . . . . .	136
Влияние химического состава исходных пород на состав вторич- ных кварцитов и ассоциирующих с ними пропилитов . . . . .	137
Физические свойства вторичных кварцитов и пропилитов . . . . .	138
Зональность и стадийность образования вторичных кварцитов . . . . .	139
Поведение главных компонентов и микроэлементов в процессе обра- зования вторичных кварцитов и ассоциирующих с ними пропилитов . . . . .	141
Парагенетический анализ минералов вторичных кварцитов . . . . .	149
Генетические особенности вторичных кварцитов Приморья . . . . .	159
Заключение . . . . .	164
Литература . . . . .	167

**Римма Ивановна Петраченко**  
**ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ, ПРОПИЛИТЫ**  
**И ОРУДЕНЕНИЕ**  
**В МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ**  
**ЭФФУЗИВАХ ПРИМОРЬЯ**

Ответственный редактор *Григорий Максимович Фрейд*

Редактор *Н. Г. Рязанова*  
Художественный редактор *Э. С. Филонычева*  
Художник *Е. П. Новиков*  
Технический редактор *А. В. Семкова*  
Корректоры *Л. Л. Тычкина, Г. И. Кравцова*

---

Сдано в набор 24 мая 1974 г. Подписано к печати 28 ноября 1974 г. МН 00599. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага типографская № 2. 10,75 печ. л., 11,4 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. Заказ 109. Цена 1 р. 14 к.

---

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

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

ГОТОВИТ К ВЫПУСКУ СЛЕДУЮЩИЕ КНИГИ:

Древние Cnidaria, ч. I.

Древние Cnidaria, ч. II.

Лучинина В. А. Палеоальгологическая характеристика раннего кембрия юго-востока Сибирской платформы и сопредельных территорий.

Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана.

Глинистые минералы как показатели условий литогенеза.

Тектоника Якутии.

Толстых А. И. Позднепалеозойская флора Западного Верхоянья.

Дударев А. Н. Анализ геолого-физических условий эндогенного рудообразования.

Сеймотектоника и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна.

Сейсмические волны в сложнопостроенных средах.

Сеймотектоника, глубинное строение и сейсмичность северо-востока Байкальской рифтовой зоны.

Экспериментальные и теоретические исследования отраженных волн.

*Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».*

Цена 1 р. 14 к.

1580