

Академия наук  
СССР



Л. М. Лебедев

МИНЕРАЛЫ  
СОВРЕМЕННЫХ  
ГИДРОТЕРМ

Издательство · Наука ·



Академия наук СССР

Институт геологии  
рудных месторождений, петрографии,  
минералогии и геохимии

Л. М. Лебедев

# МИНЕРАЛЫ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ

549  
553.065

311R



Издательство  
«Наука»  
Москва  
1979





**Минералы современных гидротерм. Лебедев Л. М. М.: Наука, 1979, 200 с.**

Работа представляет результат обобщения и сравнительного анализа, преимущественно оригинальных материалов по минералогии новообразований, обусловленных деятельностью современных гидротерм.

Детально рассматриваются особенности парагенетических ассоциаций, морфологии и химического состава современных рудных и нерудных гидротермальных минералов (для ряда объектов — датированных), характеризуются условия и динамика их образования.

Работа является первой сводкой подобного рода, она имеет обширную информацию о еще малоизвестном мире современных минералов.

Табл. 102. Ил. 87. Библ. 57 назв.

Ответственный редактор

В.А. КОРНЕТОВА

Выявление колоссальных ресурсов горячих и перегретых вод в земной коре выдвинуло не только проблемы геотермии, но и поставило на повестку дня вопрос о широком изучении гидротермальных систем в связи с современными процессами минерало- и рудообразования.

Перемещения минерального вещества в современных гидротермальных системах в известной степени аналогичны таковым в древних процессах. Хотя несомненно также и то, что современные гидротермальные процессы должны существенно отличаться от своих древних аналогов, так как протекая в земной коре эти процессы не могут не отражать эволюционного развития коры в целом.

Одной из важнейших сторон развития земной коры, с архея до настоящей эпохи, является образование и постепенное наращивание чехла осадочных горных пород. Формирование осадочного чехла оказало весьма серьезное влияние на развитие гидротермальных процессов. Образование в составе коры колоссальных толщ карбонатных, галогенных и терригенных осадочных комплексов привело к возникновению различного рода артезианских бассейнов и гидродинамических систем генетически не связанных с эндогенными процессами. На различных этапах геологической истории роль седиментационных и инфильтрационных вод, вовлекаемых в эндогенный гидротермальный процесс возрастает все в большей и большей степени. Гидротермальный процесс становится все более и более полигенным, все более и более теряет черты эндогенности.

Отсюда ранние, докембрийские, проявления гидротермального процесса должны обладать признаками более прямых связей с магматизмом, поскольку они являлись прямым порождением его и факторов, нарушающих эти связи, практически не существовало. В последующие эпохи связи гидротермального процесса с магматизмом неизбежно затушевываются наложением его на новые, возникающие в осадочном чехле коры, геогидродинамические системы. И, по-видимому, в связи с этим, отчетливые, не вызывающие сомнения признаки генетической связи с интрузиями характерны для гидротермальных месторождений докембрия и раннего палеозоя. В конце палеозоя и мезозоя эти признаки становятся менее отчетливыми и, наконец, многие гидротермальные месторождения альпийского рудогенеза характеризуются именно отсутствием отчетливых признаков связи с магматизмом.

Подобная трансформация связи гидротермального процесса с магматизмом объективно обусловлена вовлечением в эндогенный гидротер-

мальный процесс вод разнообразных геогидродинамических систем осадочного чехла коры.

В настоящую эпоху гидротермальные процессы наиболее интенсивно развиваются в тектонически активных зонах планеты — в областях современного вулканизма и сейсмически активных районах.

Наиболее изучены гидротермальные процессы в областях активного вулканизма. Такие гидротермальные системы как Паужетская и кальдеры Узона на Камчатке; Вайракей и Вайотопу в Новой Зеландии; Большие Гейзеры в Калифорнии (США) и Лардерелло в Италии во многом уже хорошо изучены и, в известной степени, могут рассматриваться как классические для вулканических районов.

Примеры гидротермальных процессов в сейсмически активных поясах Земли еще не слишком многочисленны, но геохимическая специфика гидротерм этого типа, их высокая металлоносность требуют особого внимания и усилий специалистов с целью выявления аналогов таких уже известных гидротермальных систем, как Челекенская, Солтон-Си и Красного моря.

Интенсивная минерало- и рудообразующая деятельность указанных гидротерм позволяет изучать процесс их образования, который мы можем наблюдать в природе с применением точных методов исследования. Здесь мы менее всего должны объяснять, но более всего имеем возможность измерять.

Предлагаемая монография является результатом многолетних исследований автора в области современного минералообразования, происходящего в гидротермальных системах Камчатки и Курильских островов.

В предлагаемой читателю работе автор ограничивается характеристикой особенностей минералогии гидротермальных систем в областях активного и молодого вулканизма, не затрагивая вопросы минералообразования, связанного с кислыми и ультракислыми гидротермами аппаратов вулканов. В основу работы положены данные, полученные при изучении новообразованных минералов хлоридно-натриевых гидротерм. Освещаются вопросы минералообразования как в рудообразующих системах данного типа (кальдера Узона и др.), так и безрудных (Паужетка). Краткие характеристики особенностей современного минералообразования для геотермальных районов Новой Зеландии и западных штатов США приведены по литературным данным, а также на основании изучения образцов новообразованных минералов из этих районов, любезно переданных Д.Е. Уайтом и Б.Г. Вайсбергом. Автор считает своим приятным долгом выразить глубокую признательность профессору Д.Е. Уайту и доктору Б.Г. Вайсбергу.

В процессе работы над рукописью автор пользовался ценными советами Ф.В. Чухрова, Н.В. Петровской, Г.А. Сидоренко, И.Д. Борнеман-Старынкевич. Большую помощь в работе автору оказывали Л.П. Шурманов и И.Б. Никитина, А.И. Горшков и В.А. Васильев.

Паужетская гидротермальная система одна из наиболее мощных на юге Камчатки. Гидротермы Паужетки представляют собой наиболее распространенный гидрохимический тип, характерный и широко развитый в областях современного вулканизма. Более того, по-видимому, многие древние процессы минералообразования в вулканогенных комплексах были обусловлены гидротермами Паужетского типа. Особенности минералообразования на Паужетке, где мы располагаем данными по химическому составу гидротерм, характеру их движения, температуре и давлению, проливают свет на происхождение промышленных месторождений халцедона и цеолитов, приуроченных к древним вулканогенным комплексам.

Необходимо отметить, что автор не претендует на полноту освещения минералогии Паужетских гидротерм — он был ограничен возможностями в отношении посещения Паужетского месторождения и сбора необходимого минералогического материала. Но поскольку сведения о современном минералообразовании, связанном с Паужетской гидротермальной системой по сравнению с геолого-петрографической и гидрогеологической изученностью все еще крайне недостаточны, автор надеется, что приведенные им данные несколько восполнят этот пробел. По условиям образования на Паужетке отчетливо выделяются три комплекса минералов.

1. Минералы, образующиеся в процессе гидротермального изменения пород: а) минералы пропилитовой зоны; б) минералы цеолитовой зоны.

2. Минералы, отлагающиеся в трещинках и полостях аллювиальных отложений и цементирующие их.

3. Седиментационные и натечные минералы термальных источников и ручьев. Минералы, образующиеся в технических сооружениях.

Данные по гидрохимии Паужетских гидротерм автор полностью заимствует из работ В.В. Аверьева [1], В.В. Иванова [12] и С.И. Набоко [21]. Общая геологическая и гидрогеологическая характеристики месторождения основываются на данных В.В. Аверьева и В.И. Белоусова [2] и С.И. Набоко [22].

#### КРАТКИЕ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Паужетские источники, представляющие собой мощный очаг разгрузки термальных вод, расположены на юге Камчатки, вблизи вулканов Кошелева и Камбального. Выходы терм приурочены к области троговой впадины субмеридионального простиранья, образовавшейся в начале четвертичного

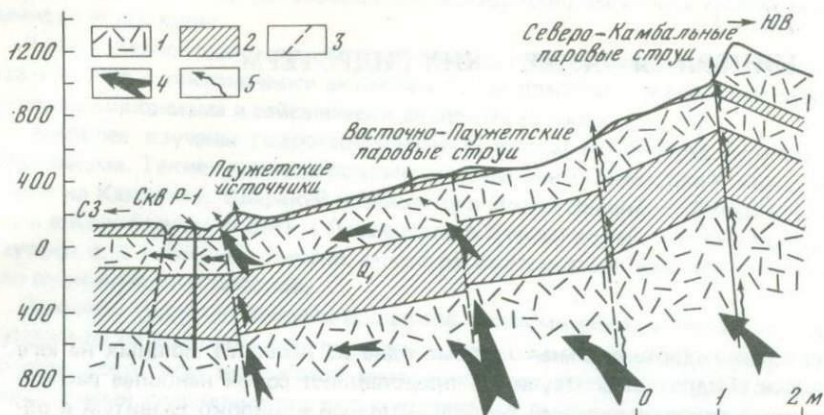


Рис. 1. Схема разгрузки Паужетских гидротерм (по В.В. Аверьеву).  
 1 — обводненные породы; 2 — относительные водоупоры; 3 — разломы; 4 — вода; 5 — пар

периода. Развитие области трогового опускания в четвертичное время привело в конечном результате к резкой его дифференциации — образованию антиклинальной структуры Камбального хребта и реликтовых впадин, занятых долинами рек Паужетки и Озерной.

Выход гидротерм на поверхность обусловлен низким гипсометрическим уровнем места выхода (абсолютная отметка 100 м) и тектонической раздробленностью западного крыла антиклинали Камбального хребта. Закономерности разгрузки Паужетских гидротерм были детально изучены В.В. Аверьевым [1], которым на основании данных бурения и детального геологического изучения района была составлена приведенная ниже схема (рис. 1). Разгрузка терм происходит из агломератовых туфов средне-четвертичного возраста, где они образуют мощный (около 200 м) поток. По данным В.В. Аверьева, выход Паужетских гидротерм значительно удален от возможных очагов нагрева. Предполагается, что интенсивный нагрев термальных вод происходит в недрах Камбального хребта.

Выход термальных вод на поверхность происходит в основном по крупным трещинам и хорошо разработанным каналам. Температура гидротерм на выходе колеблется в пределах 90–100°. С глубиной температура гидротерм значительно повышается, и максимум ее (170–180°) наблюдается в интервале от 120 до 350 м (скв. Р-1).

Паужетские термальные воды характеризуются щелочной реакцией и натрово-хлоридным составом. Следует отметить некоторое понижение значений рН растворов с глубиной при сохранении в общем щелочного характера терм. Так, В.В. Ивановым [12] для источника Пульсирующего (на выходе) приводится рН = 8,6; В.В. Аверьевым [1] для растворов с глубины 120–196 м отмечается рН = 8.

Минерализация воды около 3 г/л. Характерно существенное содержание кремнезема, достигающее почти 0,2 г/л. В табл. 1 приведен химический состав Паужетских термальных растворов с различных глубин. Кон-

Таблица 1

## Химический состав Паужетских гидротерм

Компонент	Источник пульсирующий			Скв. Р-1, интервал 120—196 м [1]			Скв. Р-1, интервал 300—400 м
	г/л	мг-экв	экв.%	г/л	мг-экв	экв.%	г/л
<b>Катионы</b>							
$\text{NH}_4^+$	Не обн.	—	—	0,0004	0,02	0,04	0,0007
$\text{Na}^+$	0,9486	41,26	90,1	1,0540	45,85	94,45	0,9338
$\text{K}^+$	0,0648	1,65	3,6	—	—	—	—
$\text{Mg}^{2+}$	0,0037	0,30	0,6	0,0070	0,57	1,17	0,0070
$\text{Ca}^{2+}$	0,0519	2,59	5,7	0,0422	2,11	4,34	0,1192
<b>С у м м а</b>	1,0693	45,80	100,0	1,1036	48,55	100,0	1,0667
<b>Анионы</b>							
$\text{F}^-$	0,0009	0,04	0,1	—	—	—	—
$\text{Cl}^-$	1,5377	43,36	94,4	1,6380	46,19	95,15	1,4700
$\text{Br}^-$	0,0042	0,05	0,1	—	—	—	—
$\text{I}^-$	Не обн.	—	—	—	—	—	—
$\text{SO}_4^{2-}$	0,0727	1,51	3,3	0,0854	1,77	3,64	0,1642
$\text{HCO}_3^-$	0,0335	0,55	1,1	0,0360	0,59	1,21	0,0121
$\text{CO}_3^{2-}$	0,0090	0,30	0,7	—	—	—	0,0708
$\text{HSiO}_3^-$	0,0078	0,10	0,3	—	—	—	—
<b>С у м м а</b>	1,6658	55,91	100,0	1,7595	48,55	100,0	1,7171
Недиссоциированные молекулы	0,204	—	—	0,1990	—	—	0,1703
$\text{H}_2\text{SiO}_3$	—	—	—	—	—	—	—
Общая минерализация	3,05	—	—	3,2	—	—	3,07
pH	8,2	—	—	8,0	—	—	—

денсат пара термальных растворов содержит химически активные газы —  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{NH}_3$  и характеризуется кислой реакцией со значениями pH = 5,5—6.

В районе разгрузки Паужетских терм под их воздействием происходит гидротермальный метаморфизм толщи вулканокластических пород, выполняющих древнюю троговую впадину.

Роторной скважиной, пробуренной до глубины 800 м, вскрываются следующие гидротермально-измененные породы:

	Мощность, м
Пепловые туфы дацитового состава . . . . .	5—60
Агломератовые литокластические туфы дацитового состава . . . . .	60—165
Литокластические туфы дацитового состава с обломками андезита и андезит-базальта различных размеров . . . . .	165—263
Агломератовые туфы андезит-базальтового состава . . . . .	263—382
Витрокластические туфы дацитового состава; очень плотные; состоят из оплавленных обломков кварца, плагиоклаза, роговой обманки и обломков лавы андезитового и андезит-базальтового состава размером до 5 см. Общее количество обломков лав не превышает 5% . . . . .	382—570
Агломератовый туф андезитового состава с обломками андезит-базальта . . . . .	570—657
Псаммитовые, псефитовые и алевритовые туффиты дацитового и андезитового состава, переслаивающиеся с гравелитами . . . . .	657—800

Особенности современного гидротермального метаморфизма туфогенных пород Паужетки были изучены С.И. Набоко.

На основании геолого-петрографического анализа гидротермально-измененных пород С.И. Набоко было установлено, что гидротермальный метаморфизм на Паужетке выражается в процессах пропилитизации, цеолитизации и каолинизации вулканокластических пород. Кроме того, была отмечена вертикальная метасоматическая зональность в проявлении указанных процессов и охарактеризованы кратко минеральные новообразования, типичные для каждой зоны.

Зона каолинизации, по данным С.И. Набоко, прослеживается от поверхности до глубины 5 м. Каолинизированные породы превращены в глины, нередко сохраняющие текстурные особенности исходных пород.

Закономерности изменения туфогенных пород ниже зоны каолинизации практически не изучены. Учитывая щелочную реакцию термальных растворов, а также незначительный вынос оснований в верхних горизонтах зоны цеолитизации, можно предполагать, что между последней и и каолинизированными породами расположена зона монтмориллонитизации. В результате экспериментальных работ Ноллем [50] было установлено, что монтмориллонит образуется в щелочных условиях при соотношении реагирующих компонентов  $RO (R_2O) : Al_2O_3 : SiO_2 = 0,2:1:4$ . Повышение же концентрации  $NaOH$  до отношения  $Na_2O : Al_2O_3 : SiO_2 = 1:1:4$  приводит к образованию анальцима. В реальных условиях разложения туфогенных пород Паужетского месторождения происходит интенсивный вынос натрия, а также некоторая перегруппировка кальция с заметным перемещением его из глубинных в верхние горизонты измененных пород. В этих условиях при молекулярных отношениях  $RO (RO_2) : Al_2O_3 : SiO_2 = 1:1:4$  при замене натрия кальцием возможно образование вайракита. Последний, по-видимому, и был получен Ноллем в его экспериментах и отмечен как трудно идентифицируемое вещество, что вполне естественно, так как вайрацит как новый минеральный вид был впервые описан в 1955 г. Стейнером [52].

Следует отметить, что при повышенных концентрациях кальция в зоне монтмориллонитизации будет образовываться кальциевый монтмориллонит. Это предположение подтверждается нахождением переотложенного Са-монтмориллонита в цементационных новообразованиях аллювия.

## МИНЕРАЛЫ ПРОПИЛИТОВОЙ ЗОНЫ

Зона пропилитизации туфогенных пород на Паужетском месторождении прослеживается в интервале глубин 250–800 м. Изменению подвержены агломератовые туфы андезит-дацитового состава, витрокристаллокластические туфы дацитов, андезито-базальтовые туфобрекчии и третичные вулканомиктовые песчаники.

Наиболее полно зона пропилитов вскрыта скв. Р-1. Но так как эта скважина — единственная глубокая, материала для изучения особенностей гидротермального минералообразования в пределах нижней зоны пропилитов (интервал глубины 500–800 м) было крайне недостаточно. Поэтому минеральные новообразования нижней зоны пропилитов охарактеризованы кратко.

Наиболее древними вскрытыми бурением породами пропилитовой зоны служат вулканомиктовые песчаники анавгайской серии [5]. Песчаники среднезернистые, количество обломочного материала колеблется от 30 до 65–70%, окатанность слабая, цемент пелитовый. Химический состав гидротерм, заключенных в песчаниках анавгайской серии, отобранных на устье скв. Р-1 после сепарирования пароводяной смеси, приведен в табл. 2.

Наибольшему гидротермальному изменению подвергается цемент, по которому развивается тонкочешуйчатый хлорит. Реже по цементу развиваются тонкозернистые ломонтит и кальцит. В измененном цементе часто отмечаются неравномерные скопления глобуль пирита. Обломки лав базальтов и андезитов также значительно хлоритизированы: обломки авгита и роговой обманки изменены слабо (в единичных случаях отмечается сильное выщелачивание авгита), а эпидот и плагиоклазы практически совершенно свежие и лишь в единичных случаях в плагиоклазах наблюдались тонкие трещинки, выполненные кальцитом и пренитом.

Из минералов, выполняющих тончайшие прожилки и поры в анавгайских песчаниках наиболее часто отмечаются: пренит, кальцит, хлорит и пирит; реже серицит и ломонтит. В единичных случаях в порах отмечен новообразованный эпидот. Последний был описан В.Л. Русиновым [33] для образца вулканомиктовых песчаников с глубины 680 м (скв. Р-1). Им наблюдались три мельчайшие (от 0,05 до 0,1 мм) округлые полости, выполненные кварцем, эпидотом и хлоритом. Снаружи полость окружена скоплениями мелких зерен сфена.

Эпидот представлен тонкими призматическими кристаллами, нарастающими на стенки полости. Для него характерно: плеохроизм —  $Ng - Nm$  — светло-зеленый,  $Np$  — бесцветный: прямое погасание ( $c Ng$ ) и зеленая (второго порядка) интерференционная окраска.

Во всех других случаях эпидот в анавгайских песчаниках наблюдается в виде остроугольных неправильных зерен, которые наравне с другими обломками рассеяны в цементе. Автор разделяет мнение В.Л. Русинова [33], который рассматривает новообразования эпидота как явление экзотическое, связанное с перекристаллизацией тонкообломочного эпидота в узко локальных участках породы и в единичных случаях.

Таблица 2

Химический состав воды третичных отложений (скв. Р-1, интервал 300–800 м [21])

Компонент	г/л	мг-экв	экв. %
$\text{NH}_4^+$	0,0001	0,01	0,02
$\text{Na}^+$	0,6679	29,04	77,71
$\text{K}^+$	0,0310	0,79	2,11
$\text{Ca}^{2+}$	0,1430	7,15	19,14
$\text{Mg}^{2+}$	0,0046	0,38	1,02
Сумма катионов	0,8466	37,37	100,00
$\text{Cl}^-$	1,0103	28,50	76,26
$\text{HCO}_3^-$	0,0043	0,07	0,19
$\text{CO}_3$	0,0186	0,62	1,66
$\text{SO}_4^{2-}$	0,3929	8,18	21,89
Сумма анионов	1,4261	37,37	100,00
$\text{H}_2\text{SiO}_3$	0,1788	—	—
$\text{HBO}_2$	0,1009	—	—
pH	8,2	—	—
Общая минерализация	2,5524		

**Пренит**, как уже отмечалось, нередко развивается по цементу песчаников, образуя скопления радиально-лучистых агрегатов в массе цемента. Часто он выполняет небольшие неправильно округлые полости в породе и, совместно с кальцитом, тонкие ветвящиеся прожилки в цементе и на стыках цемента с обломками пород.

В полостях пренит наблюдается в виде веерообразных сростков пластинчатых кристаллов, удлинённых по (001). Размеры их по (001) колеблются от 0,02 до 0,08 мм. Как правило, несколько веерообразных сростков пренита нацело выполняют полость. Изредка отмечались отдельные хорошо образованные толстотаблитчатые кристаллики пренита размером до 0,15–0,20 мм.

Показатели преломления пренита, измеренные иммерсионным методом:  $N_g = 1,650-1,652$ ,  $N_m = 1,631$ ,  $N_p = 1,618-1,620$ ,  $N_g - N_p = 0,032 + 2V$  колеблется от 65 до 68°.

В пренит-кальцитовых прожилках образуются полусферические агрегаты, сложенные тончайшими радиально-ориентированными волокнами пренита. Последний расположен в призальбандовых частях прожилков, центральная часть которых выполнена мелкозернистым кальцитом. В.Л. Русиновым [33] отмечались прожилки, выполненные пренитом, ломонитом и магнетитом, секущие как цемент, так и обломки вулканомиктового песчаника.

Таблица 3

Химический состав воды и конденсата пара (скв. Р-1, интервал 300–400 м [21])

Компонент	Вода			Конденсат пара		
	г/л	мг-экв	экв.%	г/л	мг-экв	экв.%
Катионы						
$\text{NH}_4^+$	0,0007	0,04	0,08	0,0030	0,20	17,17
$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	0,9398	40,86	86,14	0,0200	0,87	77,52
$\text{Ca}^{2+}$	0,1192	5,96	12,56	0,0012	0,06	5,31
$\text{Mg}^{2+}$	0,0070	0,58	1,22	—	—	—
С у м м а	1,0667	47,44	100,00	0,0242	1,13	100,0
Анионы						
$\text{Cl}^-$	1,4700	41,46	87,40	0,0158	0,44	38,94
$\text{SO}_4^{2-}$	0,1642	3,42	7,21	0,0048	0,10	8,85
$\text{HCO}_3^-$	0,0121	0,20	0,42	0,0237	0,39	34,51
$\text{CO}_3^{2-}$	0,0708	3,36	4,97	0,0060	0,20	17,70
С у м м а	1,7171	47,44	100,00	0,0503	1,13	100,00
$\text{H}_2\text{SiO}_3$	0,1703	—	—	0,0015	—	—
pH	8,4	—	—	8,2	—	—
Общая минерализация	3,0766	—	—	0,0760	—	—

**Пирит** образует скопления в округлых порах и неправильной формы полостях. Представлен он преимущественно метаколлоидными разностями — комковатыми и червеобразными образованиями, почковидными и глобулярными агрегатами. Преобладают глобулярные формы и глобулиты. Размеры глобулитов варьируют от 4 до 12 мк, составляющие их глобули не превышают 0,5 мк. Структура глобулитов равномерноглобулярная, реже цепочечно-глобулярная.

Помимо описанных выше минералов, многочисленные поры и пустотки измененных анавагйских песчаников выполнены тонкодисперсным хлоритовым минералом ( $N = 1,612 \pm 0,002$ ), а также значительно более редким, но не менее дисперсным серицитовидным минералом.

Верхняя зона пропилитизированных вулканокластов вскрыта многочисленными скважинами и потому более детально изучена. Пропилитизации подверглись породы в интервале 260–560 м, представленные туфобрекчиями андезито-базальтов, спекшимися плотными витрокристалло-

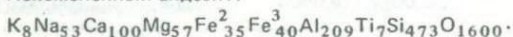
Таблица 4

Химический состав пропилитизированного туфа андезита (горизонт 320 м; скв. Р-1)

Компонент	Содержание, %	Атомные количества	Атомные количества кислорода	Количество катионов в стандартной ячейке
SiO <sub>2</sub>	51,30	854	1708	474
TiO <sub>2</sub>	0,93	011	22	6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,38	302	453	167
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,00	062	93	34
FeO	4,60	064	64	35
MnO	—	—	—	—
MgO	2,50	062	62	34
CaO	6,12	109	109	60
Na <sub>2</sub> O	1,10	036	18	20
K <sub>2</sub> O	1,11	024	12	13
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	6,33	700	350	388
CO <sub>2</sub>	2,27	051	102	28
S	2,54	079	110	
С у м а	99,18		2883	1259

Общий делитель:  $1600 : 2883 = 0,555$ .

Неизменный андезит:



Пропилитизированный туф андезита (320 м):



Привнос ионов

Вынос ионов

K — 5      OH — 388

Na — 33      Fe — 6

Si — 1      S — 79

Ca — 40      Al — 42

C — 28

Mg — 23      Ti — 1

кластическими туфами дацита и пористыми агломератовыми туфами андезито-дацита с обильными обломками андезито-базальтов.

Химический состав воды и конденсата пара из толщи андезито-базальтовых туфобрекчий (интервал глубин 300—400 м) приведен в табл. 3.

Изменению подвергаются агломератовые туфы андезитового и андезит-базальтового состава, а также витрокристаллокластические туфы дацитового состава.

В процессе пропилитизации андезитовых и андезит-базальтовых туфов наиболее интенсивным изменениям подвергаются стекло и темноцветные компоненты. Обломки стекол интенсивно замещаются агрегатом тонкодисперсного хлорита. В туфах андезита и андезит-базальта из первичных темноцветных компонентов удалось достоверно определить лишь титанавгит. Следует отметить, что и этот авгит в свежем виде встречается ис-

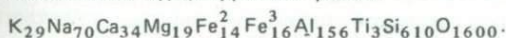
Таблица 5

Химический состав слабоизмененного туфа дацита из пропилитизированной зоны (горизонт 510 м; скв. Р-1)

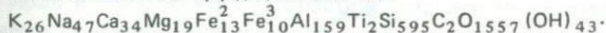
Компонент	Содержание, %	Атомные количества	Атомные количества кислорода	Количество катионов в стандартной ячейке
SiO <sub>2</sub>	68,64	1142	2284	595
TiO <sub>2</sub>	0,34	004	8	2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,55	305	457	159
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,55	020	30	10
FeO	1,90	026	26	13
MnO	0,10	—	—	—
MgO	1,50	037	37	19
CaO	3,76	066	66	34
Na <sub>2</sub> O	2,83	090	45	47
K <sub>2</sub> O	2,43	0,50	25	26
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,45	166	83	43
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,18	—	—	—
CO <sub>2</sub>	0,15	003	6	2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сл.	—	—	—
С у м м а	100,38		3067	950

Общий делитель: 1600 : 3067 = 0,521.

Неизменный дацит Дикого Гребня:



Слабоизмененный туф дацита (510 м):



Привнос ионов

Вынос ионов

Al — 3    OH — 43    K — 3    Fe — 7    Si — 15

C — 2    Na — 23    Ti — 1

Кроме того, отмечается заметная тенденция к выносу титана.

ключительно редко и, как правило, нацело замещается агрегатами хлорита, гиролита и сфена. Наличие подобных псевдоморфоз по кристаллам титан-авгита является характерной особенностью измененных пород пропилитовой зоны. Кроме того, породы в верхних горизонтах этой зоны изобилуют многочисленными мелкими полостями, выполненными ярко-голубым кальциевым хлоритом (эринитом).

Полевые шпаты, представленные в основном средними плагиоклазами, также значительно изменены и замещаются кальцитом и ангидритом в верхних горизонтах и кальцитом в нижних горизонтах пропилитовой зоны.

Ильменит замещается анатазом и брукитом; в верхних горизонтах зоны часто бывает нацело выщелочен, при этом в полостях выщелачивания

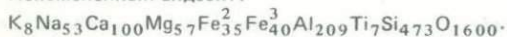
Таблица 6

Химический состав пропилитизированного туфа андезита (горизонт 630 м; скв. Р-1)

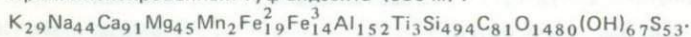
Компонент	Содержание, %	Атомные количества	Атомные количества кислорода	Количество катионов в стандартной ячейке
SiO <sub>2</sub>	54,00	899	1798	494
TiO <sub>2</sub>	0,35	005	10	3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,16	277	415	152
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,10	026	39	14
FeO	2,51	035	35	19
MnO	0,17	003	3	2
MgO	3,34	082	82	45
CaO	9,25	166	166	91
Na <sub>2</sub> O	2,48	080	40	44
K <sub>2</sub> O	2,47	054	27	29
H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	1,07	122	61	67
CO <sub>2</sub>	6,55	148	296	81
S	1,70	053	74	—
С у м м а	100,15		2898	

Общий делитель: 1600 : 2898 = 0,550.

Неизменный андезит:



Пропилитизированный туф андезита (630 м):



Привнос ионов

Вынос ионов

K — 21	C — 81	Na — 9	Fe — 32
Mn — 2	OH — 67	Ca — 9	Al — 57
Si — 21	S — 53	Mg — 12	Ti — 4

наблюдаются относительно крупные кристаллики анатаза и брукита, а в окружающей хлоритизированной породе — сферолиты сфена.

Гематит замещается магнетитом и пиритом. Последний образует обильную вкрапленность в породе, в значительных масштабах замещая наряду с гематитом темноцветные компоненты.

Витрокристаллокластические туфы дацита в зоне пропилитизации изменены незначительно. Слабо хлоритизируются стекло и полевые шпаты.

Для выяснения общих закономерностей перемещения компонентов в процессе пропилитизации вулканокластов нами были пересчитаны данные химических анализов измененных туфогенных пород пропилитовой зоны, заимствованные из работы С.И. Набоко [21]. Результаты пересчета (табл. 4—7) сравнивались с формулами неизменных дацита Дикого гребня и андезита Камбального хребта.

Таблица 7

## Химический состав свежего андезита Камбального хребта

Компонент	Содержание, %	Атомные количества	Атомные количества кислорода	Количество ка- тионов в стан- дартной ячейке
SiO <sub>2</sub>	50,73	844	1688	473
TiO <sub>2</sub>	0,99	013	26	7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,10	374	561	209
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,65	072	108	40
FeO	4,52	063	63	35
MnO	0,14	—	—	—
MgO	4,14	102	102	57
CaO	10,00	178	178	100
Na <sub>2</sub> O	2,89	094	47	53
K <sub>2</sub> O	0,68	014	7	8
H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	1,43	0156	78	87
С у м м а	100,27		2858	1069

Общий делитель:  $1600 : 2858 = 0,560$ .

Формула породы:

$$K_8Na_{5,3}Ca_{1,00}Mg_{5,7}Fe_{3,5}^{2+}Fe_{4,0}^{3+}Al_{2,09}Ti_7Si_{4,73}O_{1600}$$

Незначительные количества привнесенных и вынесенных компонентов, выражающиеся в единицах ионов, во внимание не принимались.

Сопоставляя данные пересчетов, получаем следующие основные порядки привноса и выноса компонентов в процессе пропилитизации андезитовых туфов и витрокристаллокластических туфов дацитового состава на различных глубинных горизонтах:

## Горизонт 320 м

Привнос ионов		Вынос ионов	
ОН — 388	С — 28	Al — 42	Na — 33
S — 79		Ca — 40	Mg — 23

Намечается тенденция к привносу калия

## Горизонт 510 м

Привнос ионов		Вынос ионов	
ОН — 43		Na — 23	
		Si — 15	

## Горизонт 630 м

Привнос ионов		Вынос ионов	
С — 81	Si — 21	Al — 57	
ОН — 67	K — 21	Fe — 32	
S — 53		Mg — 12	

Таким образом, данные пересчета показывают, что в процессе пропилитизации андезитовые и андезит-базальтовые туфы интенсивно гидратизируются с образованием хлоритов — делессита и эринита. Последний наиболее распространен в пограничной (между пропилитовой и цеолитовой) зоне.

Значительный привнос в породы углекислоты и серы обуславливает широкое развитие процессов карбонитизации полевых шпатов (особенно в глубоких горизонтах зоны), а также пиритизации гематита и темноцветных компонентов.

Следует отметить заметный вынос из пород алюминия, кальция, магния и натрия. Первые три компонента перемещаются в верхние горизонты и частично сбрасываются растворами в пограничной зоне и в зоне цеолитизации; некоторая часть этих компонентов сохраняется в растворах вплоть до их излияния на поверхность, где и осаждается вместе с гелем кремнезема в виде ломонтита, адуляра и других минералов.

### Замещение минералов пород

Как указывалось выше, среди обломочных минералов преобладают плагиоклаз (от олигоклаза до лабрадора), авгит, несколько реже гиперстен, значительно реже отмечается роговая обманка. Из рудных минералов широко распространены ильменит и гематит.

Наибольшим изменениям подвергаются темноцветные минералы, ильменит и гематит. Плагиоклазы, хотя и замещаются многочисленными минералами (хлоритом, пренитом, альбитом, кальцитом и ангидритом), но процент замещенных вкрапленников плагиоклаза по сравнению с незатронутыми какому-либо изменению невелик и не превышает 5–7%.

**Ильменит** в гидротермально-измененных вулканокластах наблюдается, как правило, в виде пластинчатых кристаллов, несколько округленных, но почти всегда сохраняющих гранные формы. Габитус кристаллов таблитчатый по  $c(0001)$ ; преобладающими формами являются  $m(1010)$  и  $s(0001)$ ; в подчиненном развитии  $r(1011)$ . Грани призмы и пинакоида блестящие; грани ромбоэдра, как правило, матовые. Помимо хорошо образованных кристаллов ильменита, последний наблюдается так же и в виде остроугольных обломков. Размеры вкрапленников ильменита варьируют в пределах от 0,03 до 0,7 мм.

Под микроскопом в отраженном свете ильменит анизотропен, цвет серый; процент отражения 17–18. Нередко отмечается полисинтетическое двойникование. Изредка наблюдаются эмульсионные выделения гематита. В табл. 8, приведены межплоскостные расстояния выделенного из туфов ильменита.

Таблитчатые кристаллы ильменита в пропилитизированных агломератовых андезито-дацитовых туфах весьма интенсивно корродированы и замещаются по периферии зернистыми агрегатами брукита и анатаза (таблица 1, а в конце книги), как правило, на корродированную поверхность ильменита нарастают бипирамидальные кристаллы анатаза. Последние перекрываются зернистыми агрегатами брукита, сохраняющими, в известных пределах, очертания замещенного кристалла ильменита.

Часто вблизи измененных кристаллов ильменита, в основной массе туфа, наблюдаются небольшие полости, выполненные ломонтитом, кальцитом и реже ангидритом. Кроме того, в породе отмечается большое количество мелких кристаллов анатаза, брукита и реже рутила.

Таблица 8

## Межплоскостные расстояния ильменита

<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>
3,676	5	1,880	1	1,266	7
3,001	3	1,856	7	1,209	1
2,711	10	1,716	10	1,185	6
2,516	7-8	1,649	1	1,153	6
2,455	1	1,631	3	1,117	6
2,341	1	1,500	7	1,076	6
2,214	6	1,465	9	1,050	5
2,046	2	1,340	8		

Таблица 9

## Межплоскостные расстояния анатаза

<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>
3,84	5	1,883	8-9	1,365	2
3,49	10	1,694	6	1,342	3
2,377	5	1,661	6	1,262	6
2,070	3	1,477	7	1,166	3-4

**Анатаз** преимущественно наблюдается в виде бипирамидальных кристаллов; отдельных или неправильных сростков, реже в виде зернистых агрегатов, нацело выполняющих трещинки в ильмените. Кристаллы анатаза представлены следующими простыми формами:  $p(011)$  и  $z(013)$ ; реже отмечается пинакоид —  $c(001)$ . Цвет зеленовато-черный, в осколках стально-серый с зеленоватым оттенком. Блеск весьма сильный, до алмазного. В осколках отмечается отчетливая спайность по  $(011)$ .

Под микроскопом в отраженном свете анизотропии не обнаруживает. Цвет серый, процент отражения  $\sim 16$ . В табл. 9 приведены межплоскостные расстояния анатаза, нарастающего на корродированную поверхность ильменита.

**Брукит** отмечается обычно в виде зернистых масс, отдельных изометрических кристаллов (см. таблицу I, *a*) и реже в виде таблитчатых кристалликов, иногда срастающихся с рутилом. Нередко совместно со сферолитами сфена выполняет трещинки в ильмените.

Кристаллы брукита представлены следующими простыми формами:  $m(120)$ ,  $z(122)$ ,  $v(010)$  и  $e(111)$ . Преобладающими являются  $m(120)$  и  $z(122)$ , характеризующиеся равным развитием, что обуславливает изометричный облик кристаллов. Цвет черный, реже зеленовато-черный. Непрозрачен. Излом неровный, изредка в осколках фиксируется неясная спайность.

Под микроскопом в отраженном свете, в иммерсии, обнаруживает ясную анизотропию. Цвет светло-серый. Процент отражения 20. Межплоскостные расстояния брукита приведены в табл. 10.

Таблица 10

## Межплоскостные расстояния брукита

<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>
3,736	2	1,677	3	1,329	3
3,445	10	1,649	5	1,234	5
3,129	2	1,603	4	1,166	1
2,855	9	1,530	1	1,152	1
2,455	4	1,486	3	1,118	3
2,214	3	1,468	2	1,036	3
1,952	4	1,429	3	1,023	5
1,877	5	1,358	2	1,006	4
1,835	2				

**Рутил**, как правило, наблюдается вблизи сильно измененных вкрапленников ильменита в весьма незначительных количествах. Выделяется в виде тончайших игольчатых кристаллов, изредка образующих метельчатые сростки.

**Сфен** совместно с анатазом и брукитом псевдоморфно развивается по кристаллам ильменита. Чаще отмечается в виде довольно крупных (до 10,3—0,4 мм) сферолитов и мельчайших кристаллов, образующих значительные скопления около наиболее сильно измененных вкрапленников ильменита (таблица 1, б).

Сферолиты сфена сложены радиально-ориентированными кристаллами уплощенными по (100) и значительно удлинненными по оси *c*. В проходящем свете желто-бурый; слабо плеохроирует от красновато-бурого (по *N<sub>g</sub>*) до розовато-желтого (по *N<sub>p</sub>*)  $cNg = 48-50^\circ$ ;  $+2V = 28^\circ$ . К сожалению, из-за недостатка материала в чистом виде удалось выделить лишь около 3 мг описываемого сфена. Выделенный сфен был использован для получения дебаграммы. Межплоскостные расстояния его приведены в табл. 11. Все основные линии в дебаграмме отвечают сфену; незначительное количество слабых линий связано с загрязняющей примесью частиц породы.

Помимо ильменита, в андезито-базальтовых туфобрекчиях и особенно в агломератовых андезито-дацитовых туфах весьма распространен гематит.

В виде мелких (0,01 мм) округлых уплощенных вкрапленников гематит более или менее равномерно распределен в породах. Реже он представлен более крупными относительно четко ограниченными кристаллами таблитчатого, реже ромбоэдрического облика. Нередко наблюдается взаимное прораствание гематита и ильменита.

Гематит в значительной степени изменен и замещается тонкокристаллическим магнетитом и пиритом. Как правило, наблюдается определенная последовательность замещения — сначала гематит псевдоморфно замещается мушкетовитом, а затем уже по мушкетовиту развивается пирит. Изредка отмечаются редкие, довольно крупные (0,4 мм) пластинчатые кристаллы гематита, почти нацело замещенного тонкозернистым пиритом.

Таблица 11

Межплоскостные расстояния сфена.

<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>
3,55	4	1,877	1	1,281	4
3,24	8	1,820	3	1,229	4
2,985	6	1,752	3	1,194	1
2,88	4	1,712	4	1,152	1
2,604	10	1,649	7	1,136	4
2,543	1	1,571	5	1,118	1
2,377	1	1,537	3	1,111	5
2,288	7	1,504	6	1,077	5
2,115	1	1,445	1	1,044	5
2,07	5	1,426	5	1,015	2
1,988	1	1,353	4	0,9966	2
1,958	2	1,312	4		

К другим минералам вулканокластов, испытывающим значительные изменения, относится титан-авгит.

**Титан-авгит** — один из наиболее распространенных темноцветных минералов в туфобрекчиях андезито-базальтов и агломератовых андезито-дацитовых туфах. Как уже отмечалось, он часто встречается в виде хорошо образованных кристаллов. В шлифах наблюдаются наиболее развитые формы: (100), (110) и (111). Ребра кристаллов иногда оплавлены. Размеры варьируют в широких пределах от 0,04 до 3 мм.

Под микроскопом в проходящем свете светло-зеленовато-желтый до красноватого. Характерен сильный плеохроизм: *Ng* — зеленовато-желтый, *Np* — красный с фиолетовым оттенком, *Nm* — красновато-желтый. Показатели преломления, определенные иммерсионным методом,  $N_g = 1,748-1,743$ ,  $N_m = 1,724-1,722$ ,  $N_p = 1,718-1,716$ ,  $+2V = 52^\circ$ ,  $cNg = 49^\circ$ .

В верхней пропилитовой зоне титан-авгит интенсивно замещается хлоритом, сфеном, гиrolитом и пиритом. Реже отмечается замещение его кальцитом и ангидритом.

Преобладающая часть вкрапленников титан-авгита нацело замещается тонкодисперсным ярко-зеленым хлоритом, в массе которого неравномерно распределены чешуйки и лейсты гиrolита и скопления сферолитов сфена (таблица II, а, б).

**Хлорит** представлен плотным агрегатом мельчайших (порядка 2 микрон) чешуек зеленого и голубовато-зеленого цвета ( $N = 1,615-1,617$ ). При полном изменении титан-авгита хлоритовые минералы преобладают и составляют 85-90%.

**Гиrolит** выделяется в массе псевдоморфного хлорита в виде волокнистых агрегатов, чешуйчатых и лейстовых выделений. Нередко отмечаются закономерно-ориентированные сростки пластинчатых индивидов гиrolита (см. таблицу II, б). Ярко проявляется совершенная спайность по (001). Минерал одноосный отрицательный:  $N_o = 1,547-1,549$ ,  $N_e = 1,535-1,537$ ,  $Ng-Np = 0,012$ .



Рис. 2. Скопление сферолитов сфена в масле криптокристаллического хлорита, развивающегося по титан-авгиту. Увел. 150, без анализатора



Рис. 3. Замещение титан-авгита хлоритом (серое) и скопление мелких сферолитов сфена в тончайших прожилках ломончита. Увел. 70, без анализатора

**Сфен** в массе псевдоморфного хлорита наблюдается исключительно в виде сферолитов, часто с неравномерно развитыми сегментами (рис. 2). Изредка отмечаются полусферические образования. Нередко отмечаются сростки трех, пяти и более сферолитов, а также полусферические образования сфена. В большинстве случаев сферолиты сфена выделяются внутри замещенных кристаллов титан-авгита. Лишь в двух случаях отмечалось замещение титан-авгита однородным агрегатом тонкодисперсного хлорита с выделением сферолитов сфена в гиролит-сфеновых прожилках, секущих замещаемый кристалл титан-авгита или проходящих в непосредственной близости от него (рис. 3).

В отличие от сфена, образующегося в результате разрушения ильменита, описываемый сфен более светлый, буровато-желтого цвета. В проходящем свете слабо плеохроирует: светло-желтый (иногда зеленовато-желтый) по *Ng*; буровато-желтый по *Nm* и *Np* (несколько светлее),  $cNg = 54^\circ$ ,  $+2V = 49^\circ$ .

Значительно реже отмечаются кристаллы титан-авгита, псевдоморфно замещенные одним хлоритом. При этом вокруг указанных псевдоморфоз в измененной породе отмечаются мельчайшие кристаллики сфена и чешуйки гиролита.

Нередко по псевдоморфному хлориту развивается более поздний пирит, в отдельных случаях нацело замещая его.

Как уже отмечалось, наименьшие изменения испытывают вкрапленники полевых шпатов.

Полевые шпаты в агломератовых андезито-дацитовых туфах и андезито-базальтовых туфобрекчиях представлены преимущественно средними плагиоклазами ( $Ab_{65}An_{35}$ ). Несколько реже встречается олигоклаз и еще реже лабрадор.

Наиболее часто отмечается замещение плагиоклазов хлоритом, который развивается обычно по трещинам спайности и выполняет микрополости, разработанные в местах пересечения спайных трещин (рис. 4). В этих мельчайших полостях хлорит выделяется в виде тонкодисперсных колломорфных агрегатов яркого зеленовато-голубого цвета. Характерен очень сильный плеохроизм от темно-голубого до бесцветного; *Nm*, определенный в иммерсии, равен 1,610.

В целом этот хлорит очень походит на эринит, выполняющий мелкие округлые полости в гидротермально-измененных андезито-дацитовых агломератовых туфах.

Неоднократно отмечалось замещение плагиоклазов темно-зеленым ( $Nm = 1,602 \pm 0,003$ ), также тонкодисперсным хлоритом типа делессита.

Во всех случаях замещения плагиоклаза хлоритовыми минералами замещению подвергается не более 25–30% общей массы вкрапленников. Обычно же замещается от 10 до 15% вкрапленника, в то время как титан-авгит замещается на 85–100%.

Кроме хлорита, плагиоклазы замещаются кальцитом и ангидритом. Обычно эти минералы развиваются в периферических участках вкрапленников плагиоклазов, внедряясь в центральные части по трещинкам спайности. В отдельных случаях отмечалось практически полное замещение плагиоклазов кальцитом и ангидритом (рис. 5).



Рис. 4. Замещение плагиоклаза хлоритом (серое). Увел. 90, с анализатором



Рис. 5. Замещение плагиоклаза кальцитом. Увел. 45, без анализатора

Следует отметить, что, помимо описанных выше новообразованных минералов, образующихся при изменении вкрапленников пород, значительные изменения испытывает цемент пород. Степень гидротермального изменения цемента во многом превосходит изменение вкрапленников. Из новообразованных минералов, развивающихся по цементу, пре-

обладают минералы из группы хлоритов, широко развит кальцит, реже отмечается селадонит и еще реже ломонтит. Кроме того, в верхних участках пропилитовой зоны, в цементе пород отмечается обильная вкрапленность пирита.

Пирит в пределах указанной зоны образует относительно равномерную вкрапленность в измененных туфах, метакристаллы его характеризуются постоянным наличием скелетных форм роста и, как правило, имеют очертания пентагондодекаэдра. Спектральным анализом в кристаллах пирита, выделенных из пород, отмечаются средние линии титана и очень слабые линии меди и марганца. Повышенное содержание титана в пирите свидетельствует о том, что образование пирита в породах этой зоны шло, по-видимому, преимущественно за счет переработки тонкораспыленного первичного ильменита.

### Минерализация полостей

Минеральные ассоциации, наблюдающиеся в различного рода полостях гидротермально-измененных вулканокластов — мельчайших порах, прожилках, неправильных разработанных полостях, несколько отличны от минеральных ассоциаций, образующихся при гидротермальном изменении минералов пород. Если возникновение новых минеральных ассоциаций при гидротермальном изменении минералов пород происходит без существенных перемещений основных компонентов, преимущественно за счет их перегруппировки на месте, то образование минеральных ассоциаций в полостях пород определяется уже преимущественно компонентами гидротерм и изменениями равновесий в растворах.

Как уже указывалось выше, в процессе пропилитизации вулканокластов, гидротермальные растворы обогащаются натрием, кальцием, магнием, железом и алюминием. Учитывая состав растворов, обуславливающих пропилитизацию пород, их обогащенность кремнеземом, углекислотой ( $\text{CO}_2$  — 70 мг/л) и серой ( $\text{H}_2\text{S}$  до 10 мг/л), есть все основания полагать, что значительная часть выносящихся из пород компонентов будет сбрасываться в полостях этих же пород в виде минеральных фаз, состав которых в известной степени определяется указанными выше компонентами термальных растворов.

Разнообразные полости и трещинки в измененных породах верхних горизонтов зоны пропилитов выполняются хлоритом, цеолитами, селадонитом, кварцем, халцедоном, кальцитом, ангидритом и пиритом. Реже в полостях отмечается пренит и в единичном случае были обнаружены датолит и сфалерит. При описании основных минералов полостей характеризуются также и их наиболее типичные парагенетические ассоциации.

### Сульфиды

Пирит весьма широко распространен в гидротермально-измененных вулканокластах пропилитовой зоны, преимущественно в виде вкрапленников в цементе этих пород. Значительно реже пирит образует тонкие (0,2—1 мм) прожилки.

Таблица 12

## Межплоскостные расстояния сфалерита и пирита (смесь)

<i>d</i>	<i>l</i>	Фаза	<i>d</i>	<i>l</i>	Фаза
3,445	4	с	1,349	3	с
3,112	10	с	1,241	7	с
2,970	1	с	1,214	1	с
2,827	2	с	1,209	2	п
2,698	5	п	1,179	2	п
2,406	5	п	1,153	1	п
2,206	4	п	1,144	1	с
2,108	4	с	1,103	9	с
1,917	10	с	1,053	2	с
1,795	4	с	1,041	9	п
1,629	10	п	1,040	3	с
1,560	2	п	1,005	4	с
1,498	2	п	1,003	3	с
1,442	3	п	0,988	4	с
1,363	1	с	0,986	3	с

Пиритовые прожилки тяготеют к самым верхним горизонтам пропилитизированных пород. Наблюдаются в виде сложной системы линейно-ориентированных тонких ветвящихся и сопрягающихся между собой прожилков. Пирит мелкозернистый; очертания зерен неправильные, размер их не превышает 0,2 мм.

Спектральным анализом в пирите из этих прожилков отмечаются: средние линии меди, слабые линии титана, марганца и цинка, следы линий свинца и сурьмы. Повышенное содержание меди в пирите обусловлено мельчайшей эмульсиевидной вкрапленностью халькопирита.

Изредка пирит отмечается в халцедон-кальцитовых прожилках и в мельчайших миндалевидных обособлениях халцедона.

**Сфалерит** наблюдался лишь в одном образце в ассоциации с пиритом из сетчатых зон. Образует мельчайшие (0,01—0,02 мм), неправильных очертаний выделения в массе мелкозернистого пирита. В единичных случаях отмечаются обособления сфалерита от 0,5 до 0,8 мм.

Под микроскопом в отраженном свете сфалерит светло-серого цвета, изотропен. В иммерсии характерны ярко-желтые внутренние рефлексы.

Из образца пирита, в котором наблюдались более крупные включения сфалерита, были выделены участки, обогащенные последними. В дебаеграмме (табл. 12) полученной смеси отмечаются наряду с линиями пирита все основные линии сфалерита.

**Халькопирит** наблюдался в пирите из сетчатых зон, при больших увеличениях в иммерсии. Образует мельчайшую эмульсионную вкрапленность в зернах пирита.

Минералы этой группы после силикатов наиболее распространены в верхних горизонтах пропиловитовой зоны.

Кварц очень широко распространен в пропиловитизированных агломератовых андезито-дацитовых туфах и андезито-базальтовых туфобрекчиях. Он является основным минералом многочисленных прожилков и полостей в указанных породах, тесно ассоциирующим с цеолитами, кальцитом и ангидритом. В измененных андезито-базальтовых туфобрекчиях наблюдаются многочисленные кварцевые прожилки с морденитом.

В агломератовых андезито-дацитовых туфах кварц в виде плотных зернистых масс иногда нацело выполняет многочисленные ветвящиеся прожилки, а также наблюдается в виде хорошо образованных кристаллов как в прожилках, так и в неправильных полостях. Следует отметить, что именно в верхних горизонтах пропиловитовой зоны наблюдались наиболее крупные кристаллы кварца.

Большие неправильных очертаний полости, размеры которых варьируют от  $0,5 \times 1 \times 1,5$  см до  $3 \times 3,5 \times 4$  см, выполняют относительно крупными (до 0,7 см) прозрачными кристаллами кварца. Кристаллы призматического габитуса наиболее развиты: призма —  $m$  (1010), основной ромбоэдр —  $r$  (1011) и второй ромбоэдр —  $r$  (0111). Оба ромбоэдра в более или менее равном развитии, хотя основной ромбоэдр несколько преобладает. На гранях призмы почти не наблюдается штриховки. В прикорневых частях кристаллы обычно теряют прозрачность, становятся мутными до молочно-белого цвета. В этих участках они содержат значительное количество газо-жидких включений. Описываемые кристаллы кварца ассоциируют иногда с ангидритом. Тонкотаблитчатые идеально прозрачные кристаллики последнего нарастают на кварц (таблица III, а). Кристаллы резко уплощены по (010), грани (101) развиты слабо. Ярко проявляется совершенная спайность по (001). Размеры кристалликов ангидрита колеблются от  $0,5 \times 1$  мм до  $0,3 \times 0,4$  см.

Спектральным анализом в хорошо окристаллизованном прозрачном кварце отмечаются:  $\text{Na}^+$  — 0,01,  $\text{Al}^{3+}$  —  $0,00n^+$ , K —  $0,00n^-$ ,  $\text{Li}^+$  —  $0,000n^+$ , Ca и Mg —  $0,000n$  и Be — следы линий.

Помимо описанных, наблюдаются полости, выполненные кварцем и кальцитом. Средние размеры этих полостей  $0,8 \times 1,5 \times 2$  см. Характерной особенностью их является присутствие двух генераций кварца.

Стенки полостей покрываются друзовой корочкой мельчайших (до 1 мм по главной оси) кристалликов кварца. Последние образуют параллельно-шестоватые и грубосферолитовые агрегаты. Кристаллы характеризуются сильно развитой призмой и равно развитыми ромбоэдрами. Грани призмы сильно изштрихованы.

На друзовую корочку кварца I генерации нарастают кристаллы кальцита молочно-белого цвета. Они характеризуются скаленоэдрическим обликом. Развиты формы: скаленоэдр (2131) и ромбоэдр (2021). Обычно преобладает скаленоэдр, но нередко обе формы наблюдаются в равном развитии.

Помимо кальцита, на кварц I генерации нарастают довольно крупные исталлы кварца II генерации (таблица III, б), короткопризматическо-габитуса, аналогичные описанным выше.

Следует отметить, что кварц I генерации весьма часто наблюдается мелких неправильных полостях, образуя корочки грубосферолитового строения и тесно ассоциируя с ломонитом. Последний в виде короткопризматических и клиновидных кристаллов нарастает на кварц. В единичных случаях отмечаются длиннопризматические игольчатые кристаллы ломонита (таблица IV, а).

Помимо грубосферолитовых агрегатов, кварц I генерации образует чоповидные сростки (таблица IV, б), ядра которых сложены сферическими агрегатами кварца.

Спектральным анализом в кварце I генерации отмечены: Na — 0,01; Al — 0,00n<sup>+</sup>; Mg — 0,00n; Ca и K — 0,00n<sup>-</sup>; Li — 0,000n<sup>+</sup>.

Халцедон в пропилитизированных вулканокластах наблюдается несколько реже кварца, выполняя мелкие округлые полости, тонкие ветвящиеся, а иногда и строго ориентированные, четко ограниченные прожилки.

В мелких округлых полостях халцедон ассоциирует с хлоритом, пиритом и, реже с кальцитом. Стенки таких полостей, как правило, выстигаются тонкой пленочкой ярко-зеленого хлорита. Затем по направлению к центру следует тонкая оторочка тонкозернистого пирита. Центральная часть полости нацело выполняется голубым халцедоном. Иногда между пиритом и хлоритом отмечается корочка шестоватого кальцита.

Наиболее распространены халцедоновые и халцедон-кальцитовые прожилки. Остановимся на краткой характеристике последних.

Наблюдавшиеся прожилки, выполненные кальцитом, халцедоном и кварцем, характеризуются четко выраженными контактами с вмещающими породами и всегда выдержанной мощностью (0,6—0,7 см). В призальбандовых участках прожилков расположены друзовые корочки кальцита. Центральная часть выполнена голубовато-серым халцедоном (таблица V, а). Иногда в центральных частях прожилков отмечаются щелевидные полости, в которых халцедон представлен почковидными агрегатами, покрываемыми тончайшей корочкой, сложенной мелкими кристаллами кварца. В единичных случаях в подобных полостях наблюдались одиночные относительно крупные кристаллы кварца.

Кальцит в виде оторачивающих корочек, располагающийся в призальбандовых участках прожилков серовато-желтого цвета, однороднозернистый. Поверхность корочек хорошо раскристаллизована — кристаллы кальцита представлены нормальным ромбоэдром. Химически в этом кальците определено 2,3% магния, 0,35% железа ( $Ne'_{(1011)} = 1,566-1,568$ ).

Некоторые кристаллы кальцита покрываются тонкими корочками пирита (таблица V, б). На последний нарастает халцедон. Он представлен плотными радиально-лучистыми агрегатами. Халцедон грубоволокнистый. Индивиды с характерным отрицательным удлинением преимущественно лейстовидны. Это свидетельствует о том, что описываемый халцедон представлен агрегатами, прошедшими начальные стадии собирательной перекристаллизации. Это подтверждается также наличием в волокнистой

массе халцедона неправильных зерен кварца, связанных с волокнистыми и лейстообразными индивидами постепенными переходами (таблица V, в).

В приповерхностной зоне халцедона наблюдаются включения мельчайших сферолитов кварца. Сферолиты характеризуются сегментарным развитием. Рост в сторону халцедона, хотя и осуществлялся, но был значительно затруднен: при этом развивались разобщенные отдельные неравномерно развитые пучки волокон. В сторону центральной полости осуществлялся свободный рост волокон, в силу чего сферолит приобрел конусообразную форму.

Центральная часть прожилков в большинстве случаев нацело выполнена мелкозернистым кварцем; реже отмечаются мелкие хорошо образованные кристаллы кварца, образующие тонкую друзовую корочку на поверхности почек халцедона.

### Силкаты

Минералы этой группы широко распространены в пропилитизированных вулканокластах. Резко преобладают здесь минералы группы хлоритов. Нередки цеолиты, хотя встречаются в значительно меньших количествах, чем хлориты. В подчиненном количестве наблюдается пренит и крайне редко датолит.

**Пренит.** Наблюдался в ряде небольших неправильных полостей, нацело выполненных серовато-зеленым пренитом. Размеры полостей не превышают  $1 \times 1,5 \times 1,5$  мм. Лишь в одном случае наблюдалась полость размером  $2 \times 2,5 \times 3$  мм, выполненная плотными радиально-лучистыми агрегатами пренита, который был использован для исследования.

Пренит, нацело выполняющий мелкие полости, как правило, представлен одним неравномерно развитым сферолитом. Центр роста такого сферолита находится на стенке полости; в процессе роста одни индивиды достигают противоположной стенки и прекращают свой рост, другие, деформируясь, продолжают свой рост, проникая во все извилины полости (таблица VI, а). Под микроскопом в проходящем свете бесцветный, с очень высоким рельефом, угол оптических осей  $+2V = 63^\circ$ . Показатели преломления, измеренные иммерсионным методом, следующие:  $N_g = 1,654-1,652$ ,  $N_m = 1,634$ ,  $N_p = 1,624-1,622$ ,  $N_g - N_p = 0,030$ . В табл. 13 приведены значения межплоскостных расстояний описываемого пренита.

Друзочки относительно крупных (0,3 мм) кристаллов пренита наблюдались В.Л. Русиновым [33] в литокластических туфах дацита (глубина 711 м). Характерной особенностью этого пренита является то, что он обладает малым  $2V = 39^\circ$ .

Показатели преломления этого пренита:  $N_g = 1,653 \pm 0,001$ ,  $N_m = 1,633 \pm 0,001$ ,  $N_p = 1,620 \pm 0,001$ ,  $N_g - N_p = 0,033$ .

Датолит чрезвычайно редок. Наблюдался в единственном образце гидротермально-измененных агломератовых андезито-дацитовых туфов из верхних горизонтов пропилитовой зоны. В виде мелкозернистых агрегатов зеленовато-серого цвета нацело выполняет мелкие (0,5–0,7 мм) округлые полости.

Таблица 13

## Межплоскостные расстояния пренита

Пренит (Паужетка)		Пренит (Колумбия) [44]		Пренит (Паужетка)		Пренит (Колумбия) [44]	
<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>
6,09	1	—	—	1,802	1	—	—
5,39	1	5,26	1	1,769	6	1,766	7
4,62	1	4,59	2	—	—	1,687	1
4,32	1	—	—	1,661	1	1,656	2
—	—	4,14	1	1,639	1	1,632	2
3,55	2	3,52	1	1,538	3	1,535	4
3,49	10	3,47	9	—	—	1,506	1
3,31	5	3,27	6	1,461	1	1,459	1
3,19	1	—	—	—	—	1,443	1
3,09	10	3,07	10	1,404	1	1,402	1
2,80	2	2,81	3	1,379	1	1,371	1
—	—	2,61	1	—	—	1,335	1
2,56	8	2,54	10	1,287	1	1,285	1
2,37	2	2,36	4	1,201	1	1,198	1
2,32	2	2,31	4	—	—	1,176	1
—	—	2,17	1	1,159	1	1,157	1
2,09	1	2,13	1	—	—	1,151	1
2,06	1	2,07	2	—	—	1,140	1
1,932	1-2	1,928	3	—	—	1,118	1
—	—	1,840	2	—	—	1,062	3
—	—	—	—	—	—	1,036	1

Таблица 14

## Межплоскостные расстояния датолита

<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>
6,77	1	1,880	10	1,309	4
4,77	1	1,815	1	1,268	4
4,16	1	1,778	3	1,250	1
3,74	3	1,747	1	1,232	6
3,42	4	1,720	4	1,214	2
3,12	10	1,673	1	1,199	3
2,99	4	1,653	10	1,188	4
2,86	9	1,618	2	1,178	1
2,53	7	1,569	2	1,144	3
2,47	1	1,530	4	1,123	2
2,41	2	1,506	2	1,098	3
2,30	1	1,486	1	1,086	1
2,26	8	1,423	1	1,071	2
2,20	9	1,363	2	1,063	2
2,17	1	1,351	1	1,049	1
2,08	2	1,328	4	1,036	4
2,00	6	—	—	—	—

Под микроскопом в проходящем свете бесцветный,  $cNg = 3^\circ$ ;  $-2V = 73-74^\circ$ . Показатели преломления, измеренные иммерсионным методом, следующие:  $N_g = 1,667-1,670$ ;  $N_m = 1,652-1,654$ ;  $N_p = 1,628-1,630$ . В табл. 14 приведены значения межплоскостных расстояний описываемого датолита.

### Цеолиты

Минералы группы цеолитов, преобладающие в зоне цеолитизации вулканокластов, тем не менее широко распространены и в пропилитизированных породах, особенно в верхних горизонтах пропилитовой зоны в интервале глубин 250—450 м.

Наиболее распространенным в пропилитовой зоне минералом из группы цеолитов является морденит. В значительных количествах отмечается ломонтит. Более редко вайрацит, но следует отметить, что найденные здесь кристаллы вайрацита были наиболее крупными и хорошо образованными. И, наконец, совсем редко отмечаются гейландит и томсонит. Ниже остановимся на описании указанных минералов.

**Морденит** в верхних горизонтах пропилитовой зоны — наиболее распространенный минерал из группы цеолитов. В гидротермально-измененных агломератовых андезито-дацитовых туфах наблюдаются уплощенные неправильных очертаний полости выполненные ватообразными агрегатами морденита. Кроме того, широко распространены прожилки кварц-морденитового состава.

Указанные выше полости наблюдаются обычно между несколькими обломками дацитовых, андезитовых и базальтовых лав и возникают, по-видимому, в результате полного растворения цемента между ними. Размеры их колеблются в весьма широких пределах: от  $0,2 \times 1,5 \times 4$  см до  $0,8 \times 5 \times 8$  см. Крупные полости отмечались всего дважды.

На стенках полостей расположены тончайшие корочки, а местами отдельные сферолиты бутылочно-зеленого хлорита (делессит (?)). Все пространство полости выполнено вато- и пухообразным морденитом. Цвет его розовато-белый. Тончайшие игольчатые кристаллы морденита очень сильно вытянуты по оси  $C$ : переплетаются один с другим (табл.

Таблица 15

Химический состав морденита из полостей в пропилитизированных андезито-базальтовых туфах (Аналитик И.М. Бендер)

Компонент	Содержание, %	Компонент	Содержание, %	Компонент	Содержание, %
$SiO_2$	67,02	MnO	Сл.	$K_2O$	0,43
$Al_2O_3$	12,03	MgO	0,32	$H_2O^{+-}$	14,16
$Fe_2O_3$	0,1	CaO	5,16		
FeO	Не обн.	$Na_2O$	1,02	Сумма	100,24

Таблица 16

## Пересчет химического анализа морденита

Компонент	%	Молекулярные количества	Атомные количества кислорода	Атомные количества катионов	Число атомов катионов
SiO <sub>2</sub>	67,02	1115	2230	1115	9,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,03	118	354	236	2,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	—	—	—	—
MgO	0,32	7	7	7	0,06
CaO	5,16	92	92	92	0,82
Na <sub>2</sub> O	1,02	16	16	32	0,28
K <sub>2</sub> O	0,43	4	4	8	0,07
H <sub>2</sub> O*	14,16	786	—	—	—
С у м м а	100,24	—	2703	—	—

Общий делитель: 2703 : 24 = 112. Количество воды: 786 : 112 = 7.

Формула:  $K_{0,07}Na_{0,28}Mg_{0,06}Ca_{0,82}Al_{2,10}Si_{9,95}O_{24}7H_2O$ .

Таблица 17

## Межплоскостные расстояния морденита

Морденит исследуемый		Морденит [32]		Морденит исследуемый		Морденит [32]	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
8	8,22	4	8,20	5	1,987	5	2,000
5	6,46	3	6,45	—	—	4	1,946
4	5,72	3	5,72	5	1,862	2	1,864
8	4,48	7	4,46	8	1,798	8	1,801
4	3,88	2	3,90	4	1,652	3	1,654
3	3,84	3	3,85	—	—	4	1,594
1	3,61	—	—	4	1,515	4	1,515
3	3,44	4	3,42	3	1,435	3	1,437
10	3,34	10	3,33	4дв	1,397	3дв	1,399
3	3,19	—	—	5	1,370	5	1,372
5	2,85	4	2,86	—	—	3	1,316
3	2,67	3	2,69	—	—	5ш	1,295
4дв	2,55	3дв	2,56	—	—	4	1,263
3	2,50	3ш	2,49	—	—	7	1,242
3	2,030	3	2,021	—	—	—	—



Рис. 6. Неправильные прожилки кварца (с обильными включениями морденита — серое) в пропилизированных андезито-базальтовых туфобрекчиях. Проходящий свет. Увел. 30, без анализатора

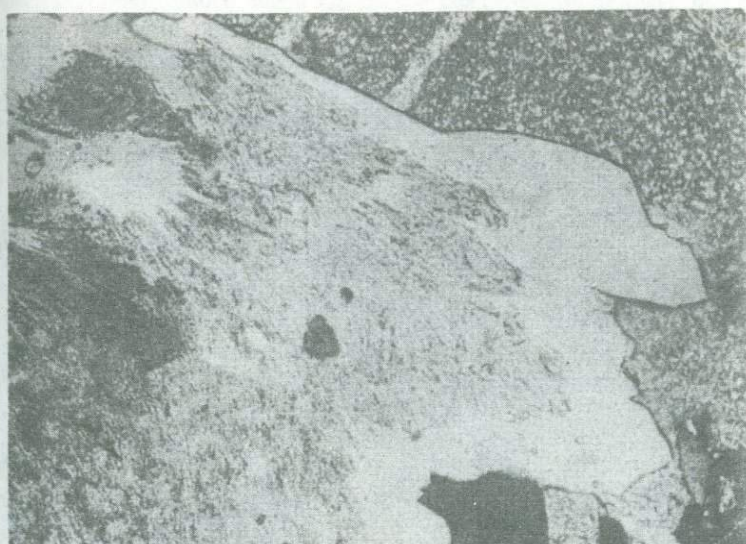


Рис. 7. Гранные формы кварца из призальбандовых зон прожилков (с включениями морденита — серое). Проходящий свет. Увел. 90 с анализатором



Рис. 8. Реликты концентрически-зонального строения агрегатов зернистого кварца в центральных частях прожилка. Проходящий свет. Увел. 90, с анализатором



Рис. 9. Радиально-лучистые агрегаты морденита в кварце из призальбандовых зон. Проходящий свет. Увел. 150, без анализатора

ца VI, б). Отдельные кристаллики прозрачны. Показатели преломления, определенные иммерсионным методом, следующие:  $N_g = 1,4777-1,475$ ;  $N_m = 1,473-1,472$ ;  $N_p = 1,472-1,470$ ; погасание косое, с  $N_p = 3-4^\circ$ . Удельный вес, определенный пикнометрически, равен 2,06.

В табл. 15 приведен химический анализ морденита, выполненный в химической лаборатории Института вулканологии СО АН СССР аналитиком И.М. Бендер. Пересчет анализа и значения межплоскостных расстояний приведены соответственно в табл. 16 и 17.

Кварц-морденитовые прожилки очень характерны для гидротермально-измененных андезито-базальтовых туфобрекчий. Прожилки непостоянны по мощности, ветвящиеся, с многочисленными раздувами (до 2 см) и пережимами (0,5—1 мм) (рис. 6). Выполнены тонко- и среднезернистым кварцем, переполненным включениями морденита. В призальбандовых частях прожилков зерна кварца характеризуются отчетливыми гранными формами — нередки призматические двуконечные кристаллы кварца (рис. 7). Центральные части прожилков сложены однородным мелкозернистым кварцем, зерна которого имеют своеобразное строение. При полном угасании и просветлении зерна этого кварца выглядят однородными, имеют неправильные очертания с извилистыми границами. При неполном угасании этих же зерен в них проявляется неоднородное блоково-зернистое, радиально-лучистое и концентрически-зональное строение (рис. 8). В пределах одного или захватывая несколько зерен появляются очертания нового зерна идеальной сферической формы. Все вместе взятое, особенно реликтовые радиально-лучистые и концентрически-зональные структуры, свидетельствует о том, что однородные агрегаты мелкозернистого кварца являются продуктом перекристаллизации тонко-сферолитовых агрегатов халцедона или кварцина.

Морденит в виде тончайших тонкоигольчатых кристалликов неравномерно распределен в однородном тонкозернистом кварце, составляет обильные включения в ядрах кристаллов кварца из призальбандовых зон (см. рис. 7), а также плотные радиально-лучистые агрегаты в призальбандовых участках прожилков (рис. 9). У морденита, образующего включения в кварце, очень низкое двупреломление,  $cN_g - N = 3^\circ$ , морденит, образующий плотные радиально-лучистые агрегаты в призальбандовых участках, характеризуется более высокими двупреломлением. Показатели преломления, определенные иммерсионным методом, следующие:  $N_g = 1,483-1,481$ ,  $N_m = 1,480-1,478$ ,  $N_p = 1,477-1,475$ ,  $cN_p = 0,006$ ,  $N_g - N_p = 5^\circ$ .

Следует отметить единичные находки морденита в виде плотных спутанно-волокнистых агрегатов розового цвета, выполняющих очень мелкие округлые поры в измененных агломератовых туфах дацита.

### *Полости с вайракидом, кальцитом и ангидритом*

Полости, выполненные вайракидом, на Паужетском месторождении наблюдались автором неоднократно в самых верхних горизонтах пропилитовой зоны (16 и 18). Большинство обнаруженных автором образцов вайракида не выходили за пределы очень узкого интервала глубин, ограниченного горизонтами 250 и 280 м. Однако из этого и следует делать

каких-либо категорических выводов, поскольку вайрацит несомненно может быть найден и в более глубоких горизонтах пропиловатой зоны. В гидротермально-измененных породах цеолитовой зоны он, хотя и в незначительных количествах, но отмечался неоднократно.

Наиболее крупные кристаллы вайракита были найдены в одном из образцов керна скв. 17 с горизонта 256 м, представленного хлоритизированными агломератовыми туфами андезито-дацита. В указанном образце наблюдалась довольно крупная, неправильной формы полость, состоящая из трех сообщающихся камер, выполненных хлоритом, ангидритом, кальцитом, ломонтиком и вайрацитом.

В первой, и самой большой, камере размером 4,5×3×2,5 см вайрацит ассоциирует с крупными кристаллами кальцита, ангидрита и ломонтика. Последовательность выделения минералов в камере следующая.

На стенки полости нарастает тоннокристаллический шестоватый кварц, образующий корочку толщиной 0,5–0,7 мм, кварц перекрывается тонкой (0,2–0,3 мм) оторочкой темно-зеленого хлорита ( $Nm = 1,611 \pm 0,002$ , плеохроирует от зеленого по  $Ng$  до светло-зеленого по  $Np$ ). На хлорит под различными углами к стенке полости нарастают крупные (до 1,5 см) толстотаблитчатые кристаллы ангидрита. Так же на хлорите располагаются кристаллы ломонтика. Они выделяются несколько позже ангидрита, так как в ряде случаев отчетливо наблюдается нарастание ломонтика на ангидрит в прикорневых участках кристаллов последнего. На ангидрит и ломонит нарастают кристаллы кальцита и вайракита. Образование вайракита начинается значительно позже кальцита, но при нарастании кристаллов вайракита на кальцит кристаллы последнего еще некоторое время продолжали свой рост, о чем свидетельствует наличие индукционных граней у кальцита и вайракита (таблица VII, а).

Вторая, средняя по размерам (2,5×2×1,5 см), камера также выстланная по стенкам кварц-хлоритовой корочкой, выполнена практически одним вайрацитом, представленным идеально образованными кристаллами. Только на одной из стенок камеры наблюдались три небольших кристалла ломонтика (таблица VIII, б).

Третья, небольшая (2,5×1,5×0,8 см) щелевидная камера была выполнена вайрацитом и кальцитом. Любопытным оказалось распределение этих двух минералов в камерке. Поскольку последняя щелевидна, то основная площадь ее внутренней поверхности составляется двумя противоположающимися стенками. При этом одна из них покрыта друзовой корочкой вайракита, а другая корочкой ромбоэдрических кристаллов кальцита. Кальцит и вайрацит слабо ожелезнены, по-видимому, за счет окисления пирита, образующего сеть тончайших прожилков в хлоритизированном андезито-базальте вблизи этой камерки.

Ниже остановимся на характеристике вайракита и основных ассоциирующихся с ним минералов.

**Вайрацит**, как правило, образует друзовые корки на стенках полостей (таблица VIII, а). Кристаллы его размером от 0,2 до 0,6 см полупрозрачны и водянопрозрачны. Представлены двумя типами: тетрагонтриоктаэдрами (211) и комбинацией тетрагонтриоктаэдра с кубом при преобладающем развитии тетрагонтриоктаэдра. Тесно ассоциируя с ломон-

Таблица 18

## Химический состав вайракита из Паужетки

Компонент	%	Молекулярные количества	Компонент	%	Молекулярные количества
SiO <sub>2</sub>	53,53	0,891	Na <sub>2</sub> O	1,03	0,032
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,09	0,246	K <sub>2</sub> O	Не обн.	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,79	0,010	H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	7,52	0,394
MgO	0,54	0,012			
CaO	11,56	0,207	С у м м а	100,06	—

Таблица 19

## Пересчет химического анализа Паужетского вайракита

Компонент	%	Молекулярные количества	Атомные количества кислорода	Атомные количества катионов	Число атомов катионов
SiO <sub>2</sub>	54,18	902	1804	902	31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,40	249	747	498	17,1
MgO	0,55	015	15	—	0,51
CaO	11,70	209	209	209	7,18
Na <sub>2</sub> O	1,04	016	16	32	1,13
H <sub>2</sub> O	7,13	384	384	768	13,20
С у м м а	100,00	—	2791	—	—

Общий делитель: 2791 : 96 = 29,07.

Формула: Na<sub>1,13</sub>Ca<sub>7,18</sub>Al<sub>17,1</sub>Si<sub>31</sub>O<sub>96</sub>13,2H<sub>2</sub>O — паужетский вайрацит;

Na<sub>1,32</sub>Ca<sub>2,25</sub>Al<sub>15,62</sub>Si<sub>32,33</sub>O<sub>96</sub>16H<sub>2</sub>O\* — новозеландский вайрацит.

\* Рассчитан анализ вайракита из Вайраки (Новая Зеландия), заимствованный у Стейнера [52] (см. табл. 20).

титом, кальцитом и ангидритом, он является самым поздним минералом данной ассоциации. Взаимоотношения вайракита с указанными минералами иллюстрируются нижеприведенными фотографиями (таблица VIII, б, а так же см. таблицу VII, а).

Под микроскопом вайрацит изотропен и не обнаруживает даже признаков двойникования, что отличает его от новозеландского вайракита, для которого Стейнер [52] отмечает отчетливую анизотропию и сложное двойникование. Показатель преломления описываемого вайракита  $1,498 \pm 0,002$ ; удельный вес, определенный пикнометрически, равен 2,28.

Химический анализ паужетского вайракита (табл. 18), выполненный в химической лаборатории Института вулканологии СО АН СССР аналитиком И.М. Бендер, показал, что по своему составу он близок к новозеландскому (см. табл. 20 и 21).

Таблица 20

Химический состав вайракита из Вайраки, Новая Зеландия (по А. Стейнеру [52])

Компонент	%	Молекулярные количества	Компонент	%	Молекулярные количества
SiO <sub>2</sub>	55,9	0,932	Cs <sub>2</sub> O	0,017	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,0	0,225	Rb <sub>2</sub> O	0,0003	—
CaO	11,7	0,209	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	8,35	0,472
SrO	0,05	0,0005	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,15	—
Na <sub>2</sub> O	1,06	0,017			
K <sub>2</sub> O	0,16	0,002	С у м м а	100,39	—

Таблица 21

Пересчет химического анализа вайракита из Вайраки, Новая Зеландия

Компонент	%	Молекулярные количества	Атомные количества кислорода	Атомные количества катионов	Число атомов катионов
SiO <sub>2</sub>	55,90	932	1864	932	32,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,00	225	675	450	15,62
CaO	11,70	209	209	209	7,25
Na <sub>2</sub> O	1,06	017	17	34	1,32
K <sub>2</sub> O	0,16	002	2	4	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	8,35	472	472	944	
С у м м а	100,17	—	2767	—	—

Общий делитель: 2767 : 96 = 28,82.

Формула: (Na, K)<sub>1,32</sub>Ca<sub>7,25</sub>Al<sub>15,62</sub>Si<sub>32,33</sub>O<sub>96</sub>16,37H<sub>2</sub>O.

В табл. 19 приводится расчет данных химического анализа, пересчитанных на 100%, после вычета содержания Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, обусловленного механической примесью.

Значения межплоскостных расстояний паужетского и новозеландского [45] вайрацитов приведены в табл. 22.

Ломонтит, ассоциирующий с вайрацитом, является одним из ранних минералов, кристаллизуясь после ангидрита. Он представлен обычно короткопризматическими клиновидными кристаллами снежно-белого цвета. Характерен специфический, близкий к перламутровому, блеск. Грани кристаллов покрыты грубой штриховкой. Спектральным анализом в ломонтите отмечается 1% магния.

Ангидрит, как уже отмечалось, в виде крупных таблитчатых кристаллов желтовато-серого цвета нарастает на хлорит-кварцевую корочку, выстилающую полость. Полупрозрачный до прозрачного, хорошо проявлена

Таблица 22

## Межплоскостные расстояния вайракита

Паужетка		Новая Зеландия		Паужетка		Новая Зеландия	
<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>
6,78	4	6,85	40	1,720	9	1,732	5
6,05	4	—	—	—	—	1,708	5
5,57	10	5,57	80	—	—	1,696	2
4,73	5	4,84	40	1,677	3	1,680	5
4,43	1	—	—	—	—	1,660	10
4,00	1	—	—	1,607	2	1,612	5
3,74	5	—	—	—	—	1,595	20
3,62	5	3,64	30	1,574	4	1,586	10
—	—	3,42	60	1,480	3	1,487	10
3,39	10	3,39	100	1,451	3	1,465	5
3,20	4	3,21	5	—	—	1,437	—
3,02	3	3,04—3,06	10	1,423	3	—	—
2,88	10	2,909	50	1,402	8	1,407	20
—	—	2,897	30	1,367	1	—	—
—	—	2,783	10	1,349	5	1,354	10
2,74	4	2,770	10	1,337	5	1,343	10
2,65	5	2,68	40	1,301	4	—	—
—	—	2,67	10	1,279	4	—	—
—	—	2,50	5	1,268	4	—	—
2,475	5	2,489	40	1,257	1	—	—
2,40	4	2,418	30	1,227	1	—	—
2,33	2	2,35	5	1,211	8	1,215	20
2,26	1	2,26	10	1,173	1	—	—
2,20	5	2,215	50	1,166	2	—	—
—	—	2,17	5	1,159	1	—	—
2,13	—	2,147	10	1,153	1	—	—
—	—	2,115	10	1,140	1	—	—
2,07	2	2,095	5	1,128	1	—	—
2,03	3	1,996	20	1,111	4	—	—
1,988	1	—	—	1,103	2	—	—
—	—	1,93	5	1,084	1	—	—
—	—	1,886	—	1,075	2	—	—
1,877	6	1,895	30	1,067	2	—	—
—	—	1,867	10	1,058	2	—	—
—	—	1,857	30	1,050	2	—	—
1,835	5	1,844	10	1,032	1	—	—
—	—	1,822	5	1,018	1	—	—
—	—	1,722	40	1,014	4	—	—

спайность в трех направлениях по (001), (010) и (100). Удельный вес, определенный пикнометрически, равен 2,948. Кристаллы представлены комбинацией форм: (010), (100), (001) и (011). Преобладающей формой является (010), слабее развиты (100) и (001), (011) — в подчиненном развитии.

Таблица 23

Химический состав ангидрита (крупные кристаллы в ассоциации с вайрацитом)

Компонент	Содержание, %	Компонент	Содержание, %	Компонент	Содержание, %
SiO <sub>2</sub>	0,10	MnO	He обн.	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,00
TiO <sub>2</sub>	He обн.	MgO	0,25	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	CaO	40,95	SO <sub>3</sub>	57,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,32	Na <sub>2</sub> O	0,11		
FeO	He обн.	K <sub>2</sub> O	He обн.	С у м м а	100,07

Показатели преломления, измеренные в иммерсионных жидкостях, следующие:  $N_g = 1,614$ ,  $N_m = 1,578$ ,  $N_p = 1,569$ ,  $N_g - N_p = 0,045$ .

В табл. 23 приведен химический анализ ангидрита, выполненный в химической лаборатории Института вулканологии СО АН СССР аналитиком И.М. Бендер.

Кальцит, тесно ассоциирующий с вайрацитом, представлен желтовато-белыми непрозрачными кристаллами.

Размеры их колеблются от 0,2 до 1,5 см. Представлены они ромбоэдрами (1011), изредка вершины ромбоэдров притуплены слабо развитым пинакоидом. Грани ромбоэдров покрыты грубой штриховкой, на их поверхности изредка наблюдаются мелкие (0,5–1,5 мм) хорошо образованные кристаллы вайрацита.

Спектральным полуколичественным анализом в описываемом кальците, помимо кальция, отмечаются следующие элементы: Mg — > 1%, Fe — 0,1%, Sr, Na — 0,0 n<sup>-</sup>, Ba — 0,00n, Li и Be — 0,000n<sup>+</sup>.

**Ломонит** наиболее распространен в верхней зоне пропилитизированных вулканокластов, но следует отметить, что он отмечается также и в наиболее глубокой зоне пропилитов — вулканомиктовых песчаниках анавайской серии, где он наблюдался в составе цемента [33] и выполнял тонкие поры и прожилки.

В верхних горизонтах пропилитовой зоны ломонит либо нацело выполняет небольшие округлые полости, либо выделяется в виде хорошо образованных кристаллов, ассоциирующих с кварцем, кальцитом, вайрацитом и гейландитом. Наиболее часто отмечаются полости, выполненные кварцем и ломонитом. В большинстве случаев эти полости характеризуются неправильными очертаниями, обусловленными выщелачиванием цемента между обломками андезито-дацитовых лав. Размеры их варьируют от 1x0,7 x0,5 см до 2,5x1,5x1 см. Стенки полостей, как правило, покрываются корочками, сложенными параллельно-ориентированными кристалликами кварца. Размеры последних не превышают 1,5 мм по главной оси.

Ломонит в виде довольно крупных кристаллов (до 1 см) нарастает на кварц (таблица IX, а). Обычно в полостях подобного рода наблюдается два—три кристалла ломонита, а иногда и один, заполняющий половину пространства полости. Ломонит снежно-белого цвета с характерным шелковистым до перламутрового блеском. Кристаллы его характеризу-

ются короткопризматическим обликом. Грани (100) и (110) покрыты грубой штриховкой. Завершенные формы редки, у наблюдавшихся сильно развит основной пинакоид (001), что придает кристаллам клиновидный облик. Кристаллы ломонтита длиннопризматического габитуса в пропилитовой зоне не характерны и отмечались, как исключение, в единичных случаях.

Показатели преломления, измеренные иммерсионным методом, следующие:  $N_g = 1,526-1,524$ ,  $N_m = 1,524-1,522$ ,  $N_p = 1,514-1,512$ ,  $N_g - N_p = 0,012$ ,  $cNg = 34^\circ$ ,  $-2V = 39^\circ$

Спектральным анализом, помимо основных компонентов, отмечаются: Mg— $n^-$ , Fe— $0, n^-$ , Sr— $0,00n\%$ , Li и Be—следы линий.

Томсонит в породах верхних горизонтов пропилитовой зоны наблюдается редко. Он отмечается в полостях, выполненных мелкими кристаллами кварца, а также в ассоциации с кальцитом и ангидритом. Полости с кварцем, в которых отмечался томсонит, характеризуются неправильными очертаниями и широко варьирующими размерами — от  $2 \times 3 \times 5$  мм до  $0,6 \times 1 \times 1,5$  см. Стенки полостей покрыты мельчайшими ( $0,1-0,5$  мм) кристалликами кварца. Кристаллы призматического габитуса, значительно вытянуты по главной оси, иногда образуют грубо-параллельные сростки.

Томсонит в виде довольно крупных ( $1-3$  мм) отдельных хорошо образованных кристаллов нарастает на кварц. Следует отметить, что на кристаллы томсонита также нарастают мелкие кристаллики кварца, как одиночные, так и образующие грубосфероидальные сростки (таблица IX, б).

Кристаллы томсонита белого цвета, полупрозрачны, призматического облика, с характерной вертикальной штриховкой на гранях (100) и (010), которые наравне с (001) являются наиболее развитыми. Помимо указанных форм, отмечается слабо развитая (110). Показатели преломления томсонита, измеренные в иммерсионных жидкостях, следующие:  $N_g = 1,548-1,550$ ,  $N_m = 1,532-1,534$ ,  $N_p = 1,527-1,530$ .

Значительно реже наблюдались относительно крупные неправильно округлые полости, выполненные кальцитом, ангидритом и томсонитом. Размеры их не превышали 2 см в диаметре. На стенках полостей неравномерно расположены кристаллы кальцита, иногда одиночные, чаще образующие друзовые сростки. Кальцит желтый, полупрозрачный. Хорошо образованные кристаллы его представлены комбинацией скаленоздра (2131) с ромбоздром (1011), последний в подчиненном развитии и облик кристаллов типичный скаленоздрический. Размеры их варьируют от 2 до 5 мм.

Томсонит в виде тончайших игольчатых кристалликов нарастает как на стенки полости (таблица X, а), так и на кристаллы кальцита. Кристаллы полупрозрачны до прозрачных, бесцветны, иногда слегка розоватые. Наиболее развиты формы (100) и (010), более слабо (101) и (012), пинакоид (001), по сравнению с (101) и (012) находится в резко подчиненном развитии. Грани (100) и (010) покрыты характерной вертикальной штриховкой. Сечение кристаллов квадратное, иногда они уплощены по (010). Показатели преломления:  $N_g = 1,532-1,530$ ,  $N_m = 1,528-1,526$ ,  $N_p = 1,512-1,510$ . В табл. 24 приведены значения межплоскостных расстояний описываемого томсонита.

Таблица 24

## Межплоскостные расстояния томсонита

Томсонит исследуемый		Томсонит [31]		Томсонит исследуемый		Томсонит [31]	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
5	8,1	6	8,0	2	1,669	—	—
4	5,84	6	5,8	1	1,645	—	—
4	5,16	4	5,2	6ш	1,589	6дв	1,581
8	4,61	8	4,67	3	1,566	—	—
3	4,33	4	4,35	3	1,534	4	1,534
3	4,03	4	4,07	3	1,501	2	1,502
3	3,82	2	3,84	10	1,460	8	1,462
8	3,47	8	3,48	3	1,443	4	1,441
5	3,22	8	3,30	—	—	4	1,424
10	2,84	10	2,85	3	1,382	4	1,387
8	2,65	8	2,66	2	1,330	2	1,338
2	2,57	2	2,59	3	1,314	4	1,318
—	—	4	2,43	4	1,291	4	1,284
4	2,24	4	2,26	3	1,268	2	1,264
8	2,15	6	2,16	2	1,256	—	—
2	2,10	2	2,11	6ш	1,214	6ш	1,214
3дв	2,073	4дв	2,07	4	1,192	6	1,195
4дв	2,000	4дв	2,01	—	—	2	1,172
3ш	1,949	4дв	1,95	3	1,156	2	1,155
3	1,882	2	1,88	4	1,142	4	1,140
6	1,802	—	—	3	1,121	2	1,119
1	1,752	—	—	5	1,060	4	1,060
5	1,711	6	1,71	4	1,030	4	1,028

Условия съемки: Fe — излучение;  $D = 57,3$  мм.

На кальцит и томсонит нарастают пластинчатые кристаллы ангидрита. Иногда они очень мелки (0,2–0,4 мм толщиной) и прозрачны, чаще более крупные (до 1,5 см в длину и 0,3–0,5 см в поперечном сечении), полупрозрачны, с характерной очень светлой розовато-желтой окраской. Крупные кристаллы такого ангидрита, разрастаясь заполняют часто пространство между радиально-ориентированными кристаллами томсонита, так что головки кристаллов последнего оказываются погруженными в массу ангидрита (см. таблицу X, а).

И, наконец, томсонит наблюдается в виде плотных радиально-лучистых агрегатов розового цвета, нацело выполняющих мелкие (0,5–1,5 мм) полости в измененных андезит-дацитовых туфах в самих верхах пропиловатой и наиболее глубоких горизонтах цеолитовой зон.

Гейландит — редок. Наблюдался в неправильных полостях в виде относительно крупных (до 1,5 мм) толстотаблитчатых кристаллов в ассоциации с ломонитом и кальцитом (см. таблицу IX, а). Кристаллы его полупрозрачны, зеленовато-серого цвета, иногда грязно-зеленые.

Таблица 25

## Межплоскостные расстояния гейландита

<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>
11,08	3	2,03	3	1,360	5
8,94	4	1,982	2	1,345	2
8,04	2	1,964	5	1,324	2
5,88	3	1,869	3	1,307	4
5,88	1	1,830	2	1,289	2
5,20	5	1,802	2	1,282	2
4,89	2	1,775	4	1,270	4
4,71	5	1,738	4	1,256	3
4,40	5	1,703	3	1,232	2
3,94	10	1,675	1	1,196	2
3,74	1	1,657	2	1,169	3
3,44	4	1,643	2	1,150	3
3,31	2	1,622	2	1,133	3
3,20	2	1,599	3	1,123	2
3,17	3	1,569	3	1,114	2
3,10	1	1,530	2	1,104	2
2,98	10	1,498	4	1,087	3
2,81	7	1,487	2	1,073	2
2,74	7	1,456	3	1,065	2
2,71	2	1,442	5	1,049	1
2,54	4	1,419	5	1,037	3
2,44	6	1,401	2	1,028	3
2,38	1	1,390	3	1,010	2
2,09	2	1,375	3		

Цвет обусловлен примесью мельчайших чешуек зеленого минерала (селадонит (?)).

Показатели преломления гейландита, определенные иммерсионным методом, следующие:  $N_g = 1,500-1,502$ ,  $N_m = 1,496-1,498$ ,  $N_p = 1,491-1,493$ ,  $N_g - N_p = 0,009$ . В табл. 25 приведены значения межплоскостных расстояний описываемого гейландита (загрязнен включениями зеленого чешуйчатого минерала).

Гейландит наблюдался также в виде тончайших оторочек в приальбандовых участках кальцитовых прожилков. Оторочки сложены мелкими пластинчатыми кристалликами мясо-красного цвета. Кристаллы образованы плохо, но отчетливо наблюдается спайность по пинакоиду (010).

## Гидрослюды

Минералы из группы гидрослюд представлены преимущественно селадонитом.

Селадонит характерен для гидротермально-измененных пород верхних горизонтов пропилитовой зоны. Минерал голубовато-зеленого цвета. Скрытокристаллические колломорфные агрегаты его выполняют волос-

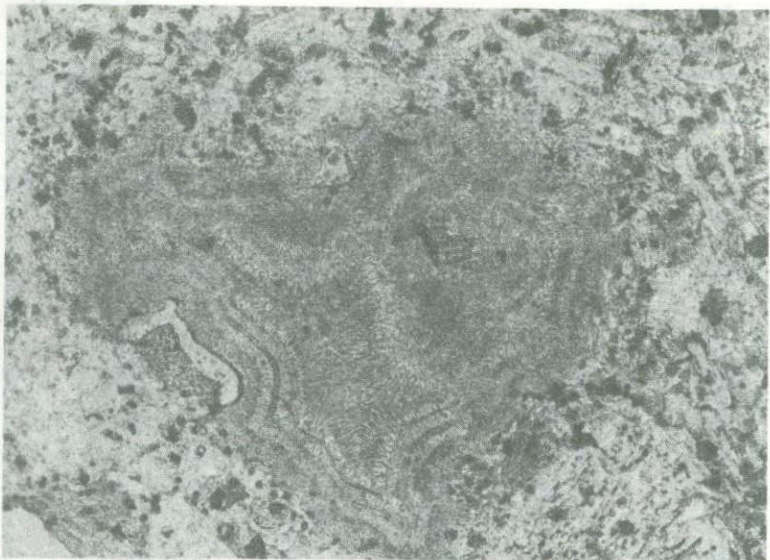


Рис. 10. Скрытокристаллические колломорфные выделения селадонита в породах пропилитизированных андезито-базальтовых туфов. Проходящий свет. Увел. 46, без анализатора

ные прожилки и мелкие полости (рис. 10). Изредка отмечаются более мощные (0,7–1 мм) прожилки, выполненные крупнокристаллическим радиально-лучистым селадонитом.

Под микроскопом в проходящем свете минерал зеленый с заметным плеохроизмом: по  $N_g$  — голубовато-зеленый, по  $N_p$  — желто-зеленый. Показатели преломления, определенные иммерсионным методом, следующие:  $N_g = 1,638 \pm 0,002$ ,  $N_m = N_g$ ;  $N_p = 1,607 \pm 0,002$ ;  $N_g - N_p = 0,031$ .

### Хлориты

Минералы группы хлоритов весьма распространены в гидротермально-измененных породах пропилитовой зоны. Развиваясь по цементу и вкрапленникам пород, минералы этой группы обуславливают их зеленокаменный облик.

В значительных количествах минералы хлоритов выполняют многочисленные неправильные полости и мелкие округлые поры в пропилитизированных вулканокластах.

Минералы этой группы представлены несколькими видами, из которых достоверно определены делессит, пеннин и редкая разновидность — кальциевый хлорит — эринит.

Делессит наиболее распространенный минерал из группы хлоритов, наблюдавшийся автором в пропилитизированных породах Паужетки. Выделяется в виде тонких темно-зеленых (иногда черных) пленочек по зальбандам кальцитовых, кварцевых и халцедоновых прожилков.

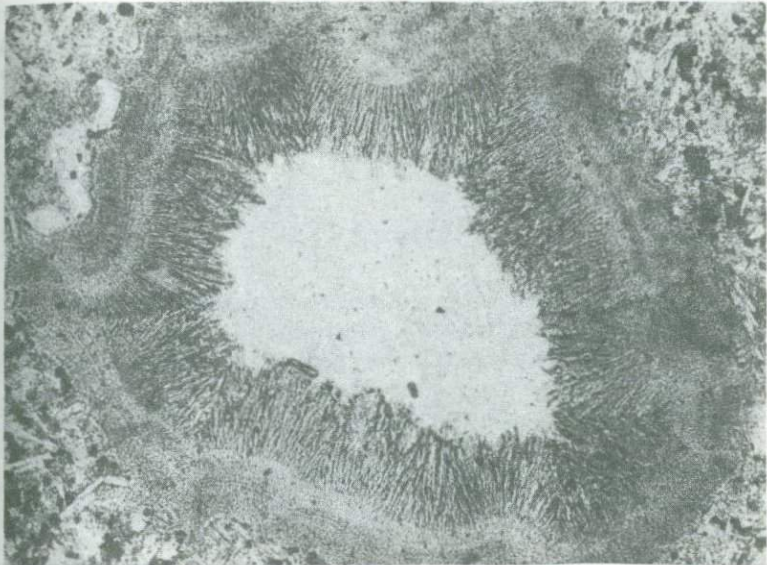


Рис. 11. Метаколлоидные и чешуйчатые разновидности делессита в порах пропилитизированных андезито-базальтовых туфов. Проходящий свет. Увел. 90, без анализатора

а также образует оторочки в полостях, выполненных указанными минералами. Наибольшие скопления его отмечаются в неправильно-округлых полостях. Реже выполняет тонкие (0,05–0,1 мм) ветвящиеся и сопрягающиеся между собой прожилки.

В полостях постоянно наблюдаются две разновидности делессита. Первая представлена плотными метаколлоидными агрегатами, выделяющимися на стенках полостей в виде тонкофестончатых кор и неправильно-сфероидальных обособлений в центральных частях полостей (рис. 11). Показатель преломления этих скрытокристаллических разновидностей 1,602–1,605. В большинстве случаев на поверхности метаколлоидных образований делессита наблюдается корочка хорошо раскристаллизованных разновидностей его. Последние представлены агрегатами радиально-ориентированных чешуйчатых индивидов.

Под микроскопом в проходящем свете делессит плеохроичен: по  $N_g$  — фиолетово-розовый, по  $N_m$  — розовый с желтоватым оттенком, по  $N_p$  — желтовато-зеленый.

Показатели преломления, определенные иммерсионным методом, следующие:  $N_g = 1,610 \pm 0,002$ ,  $N_m = N_g$ ,  $N_p = 1,600 \pm 0,002$ .

Пеннин наблюдался в глубокой зоне пропилитов, где в виде плотных тонкочешуйчатых агрегатов выполняет маломощные (до 1 мм) прожилки. В проходящем свете светло-зеленый до бесцветного. Плеохроизм:  $N_g$  — светло-зеленый до бесцветного.  $N_g = N_m$ ,  $N_p$  — светло-желтый до бесцветного. Показатели преломления (иммерсионный метод) его следующие:  $N_g = 1,570 \pm 0,002$ ,  $N_p = 1,566 \pm 0,002$ ,  $N_g - N_p = 0,004$ .

Эринит отмечался в верхних горизонтах пропилитизированных вулканокластов, выполняя многочисленные, очень мелкие (до 0,5 мм) округлые полости. Минерал ярко-голубого до синего цвета. Очень сильный плеохроизм:  $N_g = N_m$  — синий до темно-синего,  $N_p$  — бесцветный до желтоватого. Показатель преломления, определенный иммерсионным методом, равен 1,610–1,612.

### Карбонаты

Минералы из группы карбонатов очень широко распространены в пропилитизированных вулканокластах Паужетки, особенно в верхних горизонтах пропилитовой зоны. Представлены они преимущественно кальцитом. Очень редко отмечается анкерит и в единичных случаях сидерит.

Кальцит — один из преобладающих новообразованных минералов в пропилитовой зоне. По распространенности он уступает только хлоритам. Как уже отмечалось, он часто замещает вкрапленники плагиоклазов, развивается по кластическому цементу туфов, а также тесно ассоциирует с минералами, выделяющимися в различного рода полостях — вайрацитом, ломонитом, томсонитом, гейландитом, кварцем, халцедоном и ангидритом. В известной степени кальцит был охарактеризован при описании перечисленных минералов, и поэтому здесь мы остановимся на обобщающей его характеристике.

В пределах верхних горизонтов пропилитовой зоны (интервал глубин 250–550 м) отмечается значительное многообразие габитусных форм каль-

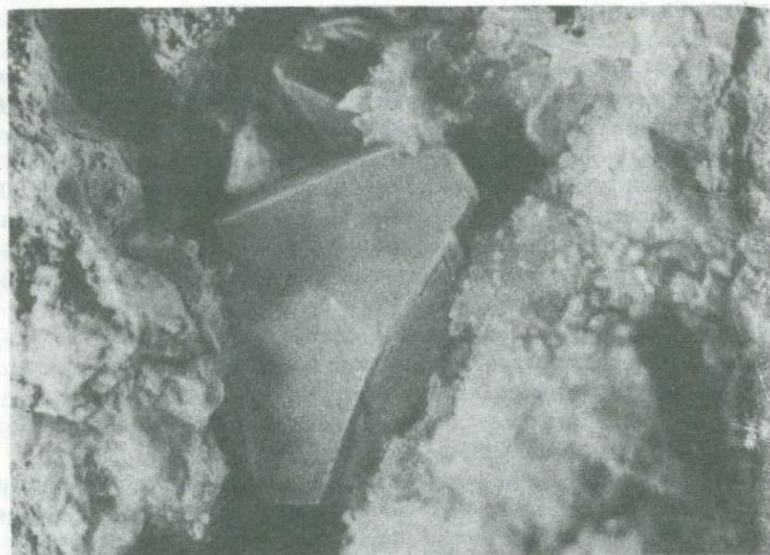


Рис. 12. Ромбоэдрические кристаллы кальцита в ассоциации с кварцем I генерации. Косой свет. Увел. 10 (интервал глубин 474–479 м)



Рис. 13. Кальцит скаленоэдрического облика в ассоциации с кварцем I генерации и халцедоном. Косой свет. Увел. 10 (интервал глубин 483—486)

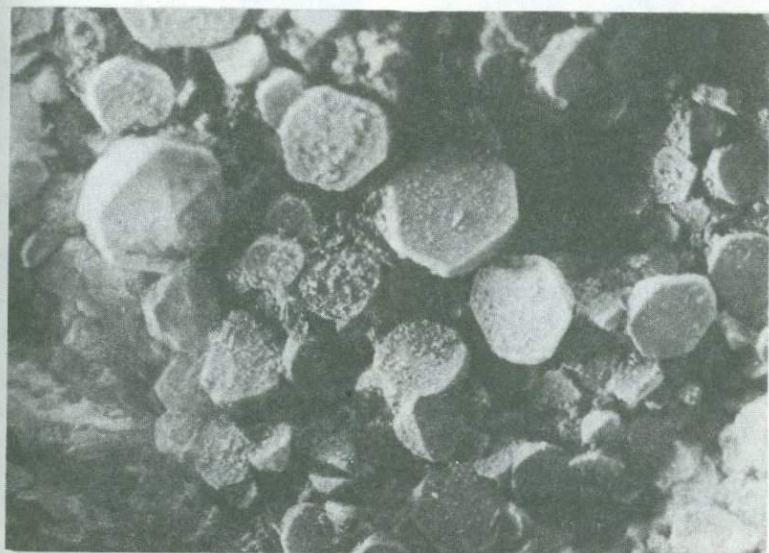


Рис. 14. Таблитчатые кристаллы кальцита. Косой свет. Увел. 10 (интервал глубин 458—462)

цита. Широко развиты кристаллы ромбоэдрического (рис. 12) и скаленоэдрического (рис. 13) обликов; нередко таблитчатые формы (рис. 14). Из кристаллографических форм наблюдались: основной ромбоэдр (1011); скаленоэдр (2131); призма (1010); острый ромбоэдр (4041) и пинакоид (0001). Преобладающий (1011), (2131) и (0001). Грани ромбоэдра, как правило, покрыты тонкой штриховкой. Грани скаленоэдров в большинстве случаев зеркально-гладкие, в ряде случаев грани некоторых скаленоэдрических кристаллов характеризуются скелетным развитием. Грани призмы идеально гладкие, но всегда слабо развиты и наблюдаются редко. Грани пинакоида всегда матовые.

Кристаллы кальцита в большинстве случаев полупрозрачные и молочно-белые. Реже отмечаются совершенно прозрачные кристаллы, они, как правило, невелики — не более 2–3 мм. В единичных случаях отмечались кристаллы кальцита светло-желтого цвета.

Взаимоотношения кальцита с сопутствующими минералами описаны при характеристике последних. Достоверно установлены и наблюдались две генерации кальцита — первая представлена кристаллами ромбоэдрического облика, вторая — скаленоэдрами. Среди кристаллов скаленоэдрического облика нередко наблюдаются скипетровидные формы, с отчетливыми признаками перерывов в росте.

В условиях современного гидротермального процесса число зарождений образующихся минералов фактически не ограничено.

Спектральным анализом для всех кальцитов пропилитовой зоны устанавливается значительная примесь магнезия (до 2%), железа ( $0,1^-$  до  $0,1^+$ %), марганца (до 0,01%), а также стронция и бария (от  $0,001^+$  до 0,01%).

### Сульфаты

Сульфаты в пропилитовой зоне представлены ангидритом, который, как уже указывалось выше, ассоциирует практически со всеми основными новообразованными минералами этой зоны. Наиболее крупные кристаллы ангидрита наблюдались в ассоциации с вайрацитом и были описаны выше, относительно хорошо образованные таблитчатые кристаллы ангидрита часто отмечаются в неправильных полостях в ассоциации с кальцитом и кварцем. В количественном отношении в зоне пропилитов преобладают все же тонкокристаллические разновидности ангидрита, особенно в верхних горизонтах зоны.

Тонкокристаллический ангидрит плотный, мелоподобный нацело выполняет прожилки, секущие как цемент, так и обломки пород, а также крупные, неправильных очертаний, полости (рис. 15). В ряде полостей отмечались уплощенные конкреционные образования ангидрита.

Под микроскопом плотный ангидрит, выполняющий полости, представляет собой более или менее однородный агрегат мелких пластинчатых зерен, в массе которых отмечаются участки, сложенные крупнокристаллическим ангидритом. Резкое увеличение размеров зерен ангидрита отмечается в периферических участках выполнений, на контактах с вмещающими породами (рис. 16). Показатели преломления, измеренные иммерсионным методом, следующие:  $N_g = 1,612 \pm 0,002$ ;  $N_m = 1,577 \pm 0,002$ ;  $N_p = 1,570 \pm 0,002$ .



Рис. 15. Пржилки и неправильных очертаний полости, выполненные тонкокристаллическим ангидритом. Косой свет. Натур. вел.



Рис. 16. Участки собирательной перекристаллизации в тонкозернистом ангидрите. Проходящий свет. Увел. 90, с анализатором

Рис. 17. Выделения толстотаблитчатых кристаллов ангидрита в его тонкозернистой массе, выполняющей прожилков. Проходящий свет. Увел. 46, без анализатора

Таблица 26

## Химический состав тонкокристаллического ангидрита

Компонент	Содержание, %	Компонент	Содержание, %	Компонент	Содержание, %
SiO <sub>2</sub>	1,30	MnO	Не обн.	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,16
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	MgO	0,25	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Не обн.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,48	CaO	39,75	SO <sub>3</sub>	56,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,40	Na <sub>2</sub> O	0,16		
FeO	Не обн.	K <sub>2</sub> O	Сл.	С у м м а	99,95

Таблица 27

## Межплоскостные расстояния тонкокристаллического ангидрита

<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>
3,81	6	1,867	7	1,295	2
3,51	10	1,820	2	1,274	7
3,13	3	1,747	6	1,236	1
2,841	7	1,645	7	1,216	6
2,570	2	1,596	1	1,198	3
2,475	3	1,560	3	1,166	7
2,445	1	1,523	2	1,149	2
2,323	6	1,489	4	1,106	8
2,206	7	1,448	1	1,078	3
2,182	1	1,420	1	1,068	1
2,080	4	1,395	3	1,042	7
2,053	1	1,365	1	1,030	5
1,995	2	1,340	1	1,011	5
1,934	3	1,320	5	0,997	5

В табл. 26 приведены данные химического анализа ангидрита, выполненного в химической лаборатории Института вулканологии аналитиком И.М. Бендер. Значения межплоскостных расстояний тонкокристаллического ангидрита приведены в табл. 27.

Тонкокристаллический ангидрит, выполняющий прожилки, практически не отличим от описанного выше. Некоторой особенностью его являются более резко выраженные признаки собирательной перекристаллизации. В тонкозернистой основной массе ангидрита, выполняющего прожилков, неравномерно распределяются крупные, иногда толстотаблитчатые кристаллы его (рис. 17). В других случаях в тонкозернистой основной массе отмечаются неправильных очертаний участки, сложенные крупнокристаллическим ангидритом, при этом среди обособлений крупнокристаллического ангидрита наблюдаются единичные еще более крупные приобретающие гранные формы таблитчатые кристаллы и, наконец, отдельные участки прожилка нацело сложены крупнокристаллическими агрегатами ангидрита.

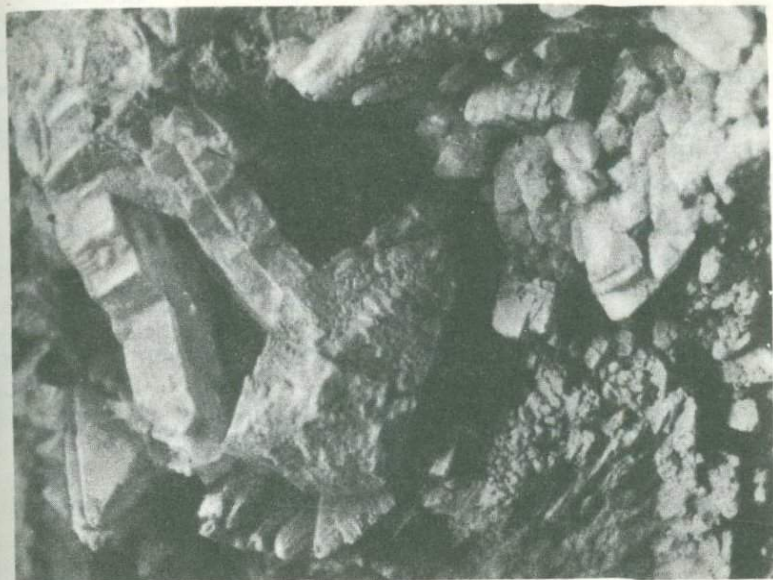


Рис. 18. Ангидрит в ассоциации с кальцитом (скаленоэдры с элементами скелетного роста). Косой свет. Увел. 10

Нередок ангидрит в крупных (1x0,7x0,6 см) полостях, выполненных кристаллами кальцита. Последний представлен кристаллами преимущественно скаленоэдрического, реже ромбоэдрического габитуса. Крупные толстотаблитчатые кристаллы ангидрита нарастают на кристаллы кальцита (рис. 18). Ангидрит светло-желтого цвета, с розоватым оттенком, полупрозрачен. Отчетливо наблюдаются формы (010) и (100), резко преобладает (010).

Такие же, резко уплощенные по (010), но тонкотаблитчатые и идеально прозрачные кристаллы ангидрита наблюдаются в ассоциации с кварцем.

#### МИНЕРАЛЫ ЦЕОЛИТОВОЙ ЗОНЫ

Зона цеолитизации прослеживается в интервале глубин от 30 до 250 м. Гидротермальному разложению и изменению здесь подверглись в основном псефитовые туфы дацитового состава, андезит-дацитовые туфобрекчии и в меньшей степени пепловые псаммитовые и алевролитовые туфы того же состава. Указанные породы слагают основную водовмещающую продуктивную толщу. Псефитовые агломератовые туфы сложены обломками базальтов, андезито-дацитов, пемзой и многочисленными обломками плагиоклазов, цементирующимися пепловыми частицами. Цементация обломков слабая.

Туфобрекчии сложены более крупными обломками тех же пород, но характеризуются значительно более прочной цементацией, которая, исходя

Таблица 28

Химический состав воды и конденсата пара (скв. Р-1, интервал 120–132 м [21])

Компонент	Вода			Конденсат пара		
	г/л	мг-экв	экв.%	г/л	мг-экв	экв.%
<b>Катионы</b>						
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0,0007	0,03	0,06	0,0100	0,55	27,09
Na <sup>+</sup> + K <sup>+</sup>	0,9766	42,48	93,26	0,0229	0,96	47,30
Ca <sup>2+</sup>	0,0532	2,65	5,81	0,0040	0,20	9,85
Mg <sup>2+</sup>	0,0049	0,40	0,87	0,0042	0,32	15,76
<b>С у м м а</b>	<b>1,0354</b>	<b>45,56</b>	<b>100,00</b>	<b>0,0411</b>	<b>2,03</b>	<b>100,00</b>
<b>Анионы</b>						
Cl <sup>-</sup>	1,5400	43,42	95,30	0,0420	1,18	58,14
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,0550	1,14	2,52	0,0122	0,25	12,31
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,0180	0,60	1,31	0,0366	0,60	29,55
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	0,0240	0,40	0,87	—	—	—
<b>С у м м а</b>	<b>1,6370</b>	<b>45,56</b>	<b>100,00</b>	<b>0,0908</b>	<b>2,03</b>	<b>100,00</b>
Недиссоциированные молекулы H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	0,1377	—	—	0,0021	—	—
CO <sub>2</sub> (своб)	—	—	—	0,0248	—	—
pH	8,1	—	—	6,0	—	—

из состава минералов цемента (кальцит и ломонтит) является несомненно вторичной.

Химический состав воды и конденсата пара из толщи псефитовых и дацитовых туфов (интервал глубин 120–132 м) приведен в табл. 28.

Некоторые особенности перемещения компонентов в процессе цеолитизации вышеуказанных вулканокластов выявляются при сопоставлении пересчитанных по Т. Барту [41] результатов анализов неизмененных дацитов Дикого Гребня (табл. 32) и гидротермально-измененных туфов дацита с интервалов глубин: 220–236 м, 103–110 м и 42,4–50,7 м (табл. 29, 30 и 31).

Сопоставляя данные пересчетов и не принимая при этом в расчет перемещения ионов, выражающиеся в единицах, получаем следующие порядки привноса и выноса компонентов в процессе цеолитизации туфов дацитового состава на различных глубинных горизонтах:

Горизонт 220–236 м		
Привнос ионов		Вынос ионов
ОН – 302	Ca – 14	Si – 96
Al – 14	Mg – 13	Na – 28

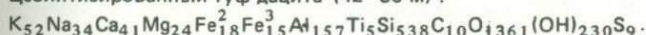
Таблица 29

Химический состав цеолитизированных туфов дацита (горизонт 42,4–50,7 м, скв. Р-1)

Компонент	%	Атомные количества	Атомные количества кислорода	Количество катионов
SiO <sub>2</sub>	60,89	1014	2028	538
TiO <sub>2</sub>	0,67	009	16	5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,14	296	444	157
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,33	028	42	15
FeO	2,52	035	35	18
MnO	0,09	—	—	—
MgO	1,83	045	45	24
CaO	4,33	077	77	41
Na <sub>2</sub> O	2,06	064	32	34
K <sub>2</sub> O	4,55	0,98	49	52
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,93	434	217	230
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,61	—	—	—
CO <sub>2</sub>	0,77	018	36	10
S	0,30	009	12	—
С у м м а	100,02		3011	1124

Общий делитель: 1600 : 3011 = 0,531.

Цеолитизированный туф дацита (42–50 м):



Привнос ионов		Вынос ионов
K — 23	Al — 1	Si — 72
Ca — 7	T — 2	Na — 36
Mg — 5	C — 10	
Fe — 3	OH — 230	
	S — 9	

Намечается тенденция к привносу серы и выносу калия:

Горизонт 103–110 м

Привнос ионов		Вынос ионов
OH — 263	S — 10	Si — 81
Ca — 12	C — 8	Na — 28

Горизонт 42–50 м

Привнос ионов		Вынос ионов
OH — 230	C — 10	Si — 72
K — 23	S — 9	Na — 36

Кроме того, намечается отчетливая тенденция к привносу кальция.

Таким образом, в процессе цеолитизации дацитовых туфов происходит своеобразная их гидратация с образованием цеолитов. В связи с интенсив-

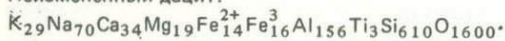
Таблица 30

Химический состав цеолитизированных туфов дацита (горизонт 103–110 м, скв. Р-1)

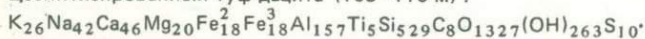
Компонент	%	Атомные количества	Атомные количества кислорода	Количество катионов в стандартной ячейке
SiO <sub>2</sub>	60,32	1004	2008	529
TiO <sub>2</sub>	0,67	009	018	5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,22	298	447	157
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,74	034	051	18
FeO	2,56	035	035	18
MnO	0,11	—	—	—
MgO	2,28	057	057	20
CaO	4,91	087	087	46
Na <sub>2</sub> O	2,45	080	040	42
K <sub>2</sub> O	2,43	050	025	26
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,53	500	250	263
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,75	—	—	—
CO <sub>2</sub>	0,66	015	030	8
S	0,33	010	014	—
С у м м а	99,96	—	3034	1132

Общий делитель: 1600 : 3034 = 0,527.

Неизменный дацит:



Цеолитизированный туф дацита (103–110 м):



Привнос ионов

Вынос ионов

Ca — 12

Al — 1

Si — 81

Mg — 1

Ti — 1

Na — 28

Fe — 6\*

C — 8

K — 3

S — 10

OH — 263

ным выносом натрия последние представлены, как правило, кальциевыми разновидностями: Ca — ломонтитом, гейландитом, вайрацитом и стеллеритом.

Наибольшие изменения претерпевают цемент и стекло в обломках пород, которые в большинстве случаев нацело замещены мелкокристаллическим ломонтитом. Столь же значительные изменения претерпевают полевые шпаты, представленные в основном средними и реже кислыми плагиоклазами. Последние также почти нацело замещаются ломонтитом и реже полностью выщелачиваются. В пустотках выщелачивания плагиоклазов нередко наблюдаются очень мелкие клиновидные кристаллы адуляра. Наиболее часто новообразованный адуляр наблюдается в измененных породах в интервале глубин 50–85 м. Вкрапленники темноцветных минералов, представленных в основном авгитом и реже роговой обманкой, претерпе-

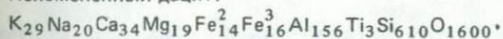
Таблица 31

Химический состав цеолитизированных туфов дацита (горизонт 220–236 м, скв. Р-1)

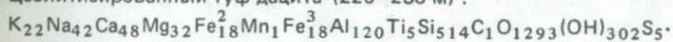
Компонент	%	Атомные количества	Атомные количества кислорода	Количество катионов в стандартной ячейке
SiO <sub>2</sub>	58,96	981	1962	514
TiO <sub>2</sub>	0,84	010	20	5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,46	324	486	170
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,75	034	51	18
FeO	2,51	035	35	18
MnO	0,14	002	2	1
MgO	2,45	062	62	32
CaO	5,12	091	91	48
Na <sub>2</sub> O	2,50	080	40	42
K <sub>2</sub> O	1,99	042	21	22
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,18	578	289	302
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,81	—	—	—
CO <sub>2</sub>	0,10	002	4	1
S	0,15	005	7	—
С у м м а	99,96	—	3856	1172

Общий делитель: 1600 : 3056 = 0,524.

Неизменный дацит:



Цеолитизированный туф дацита (220–236 м):



Привнос ионов		Вынос ионов
Ca — 14	Fe — 6	Si — 96
Mg — 13	Al — 14	Na — 28
Mn — 1	Ti — 2	K — 7
S — 5	OH — 302	
	C — 1	

вают крайне незначительные изменения. В участках пород, обогащенных пиритом, последний иногда псевдоморфно замещает авгит. В глубоких горизонтах зоны цеолитизации авгит и роговая обманка слабо хлоритизированы.

Значительные изменения претерпевают рудные акцессории пород — гематит и ильменит. Первый нацело мушкетовитизирован, причем новообразованный мушкетовит в значительных масштабах переотлагается в виде мельчайших октаэдрических кристалликов магнетита. Ильменит замещается тонкокристаллическим агрегатом анатаза и брукита. В глубоких горизонтах зоны ильменит замещается сфеном.

Таблица 32

## Химический состав свежего дацита Дикого Гребня

Компонент	%	Атомные количества	Атомные количества кислорода	Количества ка- тионов в стан- дартной ячейке
SiO <sub>2</sub>	68,50	1140	2280	610
TiO <sub>2</sub>	0,39	005	010	3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,91	292	438	156
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,42	030	024	16
FeO	1,88	026	026	14
MnO	—	—	—	—
MgO	1,36	035	035	19
CaO	3,58	064	064	34
Na <sub>2</sub> O	3,98	130	065	70
K <sub>2</sub> O	2,46	054	027	29
H <sub>2</sub> O	0,42	—	—	—
С у м м а	99,90	—	2990	951
Общий делитель: 1600 : 2990 = 0,535.				
Формула породы: K <sub>29</sub> Na <sub>20</sub> Ca <sub>34</sub> Mg <sub>19</sub> Fe <sub>14</sub> Fe <sub>16</sub> <sup>3</sup> Al <sub>156</sub> Ti <sub>3</sub> Si <sub>610</sub> O <sub>1600</sub>				

## Замещение минералов пород

Среди обломочных минералов, распространенных в туфах дацита, отмечаются плагиоклаз, авгит и реже роговая обманка. Из рудных аксессуаров широко распространен гематит, реже ильменит.

Наиболее интенсивным изменениям подвергаются полевые шпаты, гематит и ильменит. Темноцветные минералы существенных изменений не испытывают. Изредка отмечается незначительное замещение этих минералов пиритом.

**Ильменит** испытывает весьма интенсивные изменения, особенно в глубоких горизонтах зоны цеолитизации (в интервале глубин 180–250 м). Мелкие пластинчатые кристаллы его нередко полностью выщелачиваются. Оставшиеся реликты псевдоморфно замещаются однородными тонкокристаллическими агрегатами сфена. При этом в окружающей цеолитизированной породе нередко наблюдаются скопления мельчайших сферолитов сфена (рис. 19). В тонкозернистых сфеновых агрегатах, псевдоморфно развивающихся по ильмениту, постоянно наблюдаются мельчайшие зерна брукита и анатаза. Относительно крупные (0,1–0,2 мм) кристаллики этих минералов, наблюдались в единичных случаях, в мелких пустотках пород в ассоциации с крупными сферолитами сфена.

На рис. 20 приведена микрофотография, иллюстрирующая интенсивное изменение пластинчатого вросста ильменита в кристалле авгита. Кристаллик ильменита практически полностью выщелочен. Выщелоченные полости

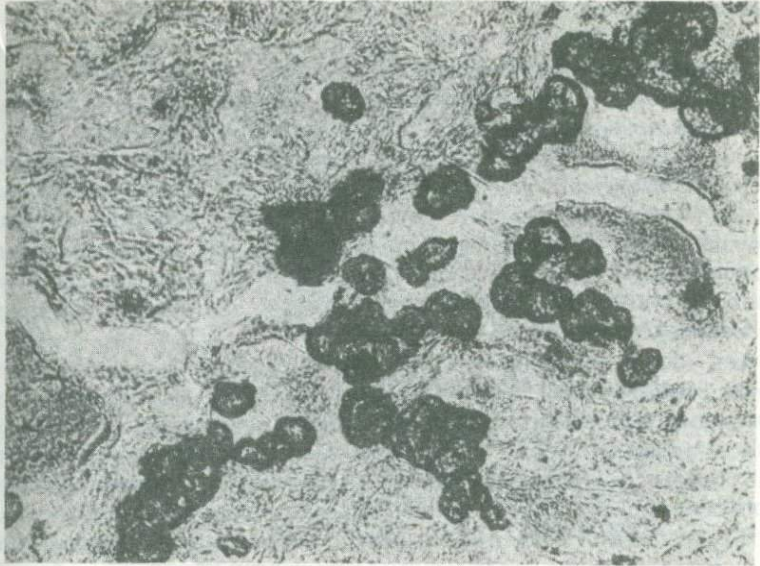


Рис. 19. Скопление мельчайших сферолитов сфена в цеолитизированном туфе дацита. Проходящий свет. Увел. 90, без анализатора

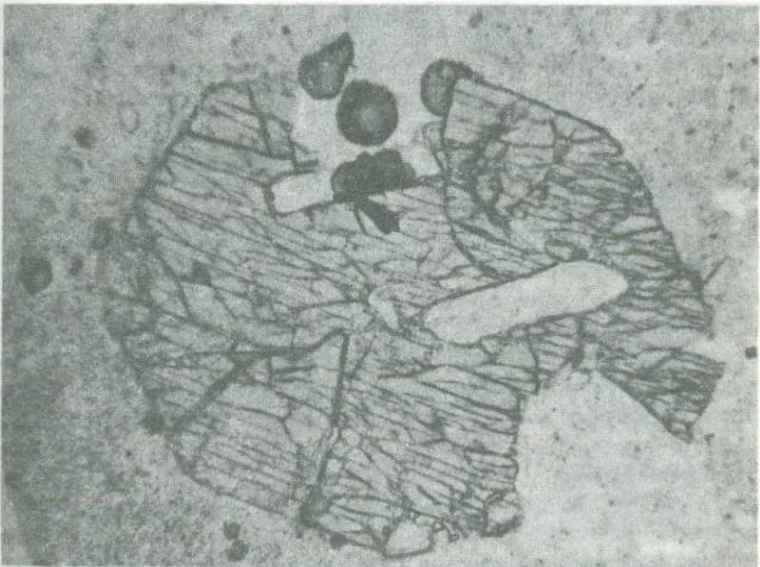


Рис. 20. Сферолиты сфена вблизи от практически нацело выщелоченного пластинчатого вроска ильменита в кристалле авгита (черные реликты окружены оторочкой сфена). Проходящий свет. Увел. 90, без анализатора

выполнены ломонитом; оставшиеся реликты ильменита окружены радиально-лучистым сфеном. В непосредственной близости в пустотке, возникшей в результате коррозии авгита, расположены сферолиты сфена, цементированные зернистым ломонитом. Авгит слабо изменен.

**Гематит** в зоне цеолитизированных вулканокластов претерпевает наибольшие изменения. Он почти нацело мушкетовитизирован. Характерно, что мушкетовитизация гематита происходит по фронту замещения последнего пиритом. Процессы мушкетовитизации проявляются настолько интенсивно, что, помимо метасоматического замещения гематита, происходит и значительное переотложение магнетита. Хорошо ограненные кристаллы этого минерала с идеальными гранями, не несущими каких-либо следов коррозии, наблюдаются в тонких прожилках, ассоциируя, как правило, с ломонитом.

**Пирит** тесно ассоциирует с магнетитом, замещающим гематит. Его мелкие, неправильных очертаний зерна относительно равномерно распределяются в тонкозернистом мушкетовите, проникая в незамещенный последним гематит. Кроме того, вблизи замещаемых магнетитом кристаллов гематита всегда наблюдаются скопления относительно крупных кристаллов пирита, представленных обычно комбинацией куба и ромбодекеэдра. Следует отметить, что мелкие метакристаллы пирита, рассеянные в цементе пород, характеризуются преимущественно кубическим обликом и постоянно наблюдающимися формами скелетного роста.

К другим минералам дацитовых туфов, испытывающим весьма интенсивные изменения, относятся полевые шпаты.

Полевые шпаты, как уже отмечалось, представлены плагиоклазами и преимущественно их средними разностями от  $Ab_{65}An_{35}$  до  $An_{55}-Ab_{45}$ . Особенности изменений полевых шпатов в зоне цеолитизации вулканокластов достаточно полно изучены С.И. Набоко и поэтому в настоящей работе будут охарактеризованы кратко.

Плагиоклазы в описываемой зоне преимущественно замещаются ломонитом, адуляром и в глубоких горизонтах новообразованным альбитом ( $Ab_{100}An_0 - Ab_{95}An_5$ ). Нередко они нацело выщелочены.

**Ломонит**, замещающий плагиоклазы, представлен преимущественно крупнозернистыми агрегатами. Нередко по отдельным вкрапленникам плагиоклазов развивается всего лишь три—четыре крупных зерна ломонита. Отчетливо проявляется спайность по (010) и (110), менее отчетливо по (100);  $-2V = 36^\circ$ ;  $cNg = 34^\circ$ . Псевдоморфный ломонит часто ассоциирует с адуляром, образующим вокруг псевдоморфного ломонита тонкие оторочки, повторяющие очертания кристаллов плагиоклаза. Поверхность адуляровых оторочек, обращенная к ломониту, отчетливо раскристаллизована.

**Адуляр** достаточно широко распространен в верхних горизонтах цеолитовой зоны, псевдоморфно развиваясь по плагиоклазам. Чаще всего адуляр в виде тончайших корочек отлагается в полостях выщелачивания плагиоклазов, сохраняющих форму кристаллов последнего. Корочки сложены мельчайшими кристаллами (0,007—0,01 мм), среди которых наблюдаются отдельные индивиды отчетливого клиновидного облика размером до 0,1 мм. Не менее часто при замещении плагиоклазов адуля-

ром образуются своеобразные решетчатые псевдоморфозы (таблица XI, а). При изучении подобных псевдоморфоз установлено, что кристаллики адуляра нарастают на тончайшие пленочные реликты плагиоклаза. Эти реликтовые пленки, как правило, параллельны направлениям спайности, и преимущественно по основному пинакOIDу.

Таким образом, намечается некоторая последовательность — вначале интенсивное растворение плагиоклаза и, если оно не доходит до конца, то в полости растворения остаются ячеистые перегородки; затем, с некоторым перерывом, начинается образование адуляра, нарастающего на эти перегородки в виде клиновидных кристалликов (таблица XI, б). Однозначная ориентировка всех кристаллов адуляра, нарастающих на данную перегородку, свидетельствует о влиянии перегородки-затравки на их оптическую ориентировку.

Значительно реже, буквально в единичных случаях, отмечается сплошное замещение плагиоклаза адуляром. Последний характеризуется неоднородным волнистым угасанием. Угол оптических осей, измеренный на столике Федорова, отрицательный и колеблется от  $52$  до  $60^\circ$ . Показатели преломления адуляра (для одного образца), измеренные иммерсионным методом, следующие:  $N_g = 1,528 \pm 0,002$ ,  $N_m = 1,526 \pm 0,002$ ,  $N_p = 1,522 \pm 0,002$ ,  $N_g - N_p = 0,006$ .

В более глубоких горизонтах цеолитовой зоны наблюдается развивающийся по вкрапленникам средних плагиоклазов, новообразованный альбит.

Альбит метасоматически развивается по плагиоклазу в виде тонких, ориентированных по направлению спайности, прожилков, не выходящих за пределы вкрапленника; неправильных однородных и решетчатых обособлений, а также в виде удлинённых, иногда ветвящихся вrostков (таблица XI, в). Полного замещения вкрапленников плагиоклаза новообразованным альбитом не наблюдалось.

Ориентировка развивающегося по плагиоклазу альбита не наследует ориентировки плагиоклаза — погасание вrostков альбита отличается на  $6-8^\circ$  от погасания замещаемого блока плагиоклаза. Сам альбит характеризуется также неоднородным угасанием. Отдельные участки вrostков угасают с разницей  $1-4^\circ$ .

В наблюдавшемся метасоматическом альбите ни разу не наблюдалось полисинтетического двойникования. Альбит обладает отрицательным углом оптических осей ( $-2V = 81-82^\circ$ ). Показатели преломления, определенные иммерсионным методом, следующие:  $N_g = 1,540 \pm 0,002$ ,  $N_m = 1,537 \pm 0,002$ ,  $N_p = 1,532 \pm 0,002$ .

Описываемый метасоматический альбит служит несомненно полным аналогом детально изученного В.Л. Русиновым [34] неупорядоченного метасоматического альбита из третичных вулканокластов Срединного хребта Камчатки.

В заключение следует отметить широкое развитие ломонтита по цементу дацитовых и дацит-андезитовых туфов, где он образует разобщенные пятнистые обособления, которые, разрастаясь, сливаются между собой, замещая до 50% общей массы породы.

Кроме того, в верхних горизонтах цеолитовой зоны дацитовые туфы интенсивно нонтронитизированы

## Минерализация полостей

В цеолитизированных вулканокластах наблюдается значительное количество прожилков и относительно крупных, неправильных конфигураций, полостей, преобладающих в зоне парообразования.

Растворы, обуславливающие минерализацию полостей в цеолитовой зоне, обогащены компонентами, освобождающимися в процессе пропитализации вулканокластов в глубоких зонах гидротермального метаморфизма — кальцием, магнием и алюминием. Кроме того, в процессе гидротермального разложения туфов дацитового состава растворы обогащаются кальцием, натрием и кремнеземом. Значительная часть указанных компонентов (помимо натрия) сбрасывается в полостях и трещинах изменяющихся пород, особенно в зоне парообразования, где из растворов выделяется основная часть газовой составляющей.

Трещинки и разного рода полости в гидротермально-измененных породах цеолитовой зоны выполняются метаколлоидным ломонитом, ясно окристаллизованным ломонитом, кальцитом и кварцем; реже отмечаются гиролит, пренит, сфен и пирит.

### Сульфиды

В минерализованных полостях цеолитизированных вулканокластов сульфиды, представленные единственным видом — пиритом, наблюдаются в незначительных количествах.

Пирит в виде одиночных кристаллов или их сростков отмечается иногда в мелких округлых порах измененной породы. Размеры кристаллов варьируют от 0,25 до 1,5–2 мм. Кристаллы представлены комбинацией двух форм — (100) и (111). Грани куба преобладают; октаэдр всегда в резко подчиненном развитии. Лишь в единичных случаях наблюдалось равное развитие указанных форм. Грани куба покрыты грубой штриховкой. Полуколичественным спектральным анализом в этом пирите отмечаются: V — 0,00л<sup>+</sup>; Cu — 0,00л; Mn — 0,00л<sup>-</sup> и Ti — следы линий.

В одном случае пирит наблюдался в ассоциации с ломонитом. Небольших размеров полость (1×0,7×0,5 см) выполнена короткопризматическими и клиновидными кристаллами ломонита. На гранях последнего пирит образует присыпки мельчайших (0,1–0,2 мм) кристалликов кубооктаэдрического габитуса.

### Силикаты

Минералы этой группы в минерализованных полостях гидротермально-измененных пород цеолитовой зоны представлены сфеном, пренитом, гиролитом (рейеритом) и цеолитами, среди которых наблюдались ломонит, десмин, вайрацит и гейландит. Из всех перечисленных минералов резко преобладает ломонит, представленный хорошо окристаллизованными и метаколлоидными разностями. Нередко десмин, встречающийся в виде хорошо образованных кристаллов. Все остальные минералы встречаются значительно реже, большей частью в единичных находках.

Таблица 33

Химический состав гиролита (рейерита) [21], аналитик Л.А. Башарина

Компонент	Содержание, %	Компонент	Содержание, %	Компонент	Содержание, %
SiO <sub>2</sub>	58,17	CaO	32,97	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,52*
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,22	MnO	0,25	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	Na <sub>2</sub> O	1,01		
MgO	0,25	K <sub>2</sub> O	0,63	С у м м а	100,30

\* Кривая потери веса при нагревании дает 5,25% H<sub>2</sub>O.

Таблица 34

Пересчет химического анализа гиролита (рейерита)

Компонент	%	Молекулярные количества	Атомные количества кислорода	Атомное количество катионов	Количество атомов катионов
SiO <sub>2</sub>	58,17	969	1938	969	5,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,22	022	66	44	0,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	002	6	4	
MgO	0,25	006	6	6	3,41
CaO	32,97	589	589	589	
MnO	0,25	003	3	3	
Na <sub>2</sub> O	1,01	016	16	32	0,25
K <sub>2</sub> O	0,63	006	6	12	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,00	—	—	—	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,25	—	—	—	
С у м м а	100,03 <sup>†</sup>	—	2630	—	—
H <sub>2</sub> O (терм.ан.)	5,25%	291			

Общий депитель: 2630 : 15 = 175. Количество воды: 291 : 175 = 1,66.

Формула (Na, K)<sub>0,25</sub>Ca<sub>3,41</sub>(Al<sub>0,27</sub>Si<sub>5,53</sub>)O<sub>15</sub>1,66H<sub>2</sub>O.

Сфен наблюдался в наиболее глубоких горизонтах цеолитовой зоны в тесной ассоциации с ломонитом.

В тонких (1–1,5 мм) ветвящихся прожилках зернистого ломонита сфен выделяется в призальбандовых участках (таблица XII, а) в виде одиночных и линейно срастающихся сферолитов, размеры которых, как правило, не превышают 0,02 мм. Изредка отмечаются более крупные сферолиты до 0,3–0,5 мм в диаметре. Под микроскопом в проходящем свете проявляет отчетливый плеохроизм: Ng – желтовато-бурый, Np – розовато-желтый, cNg = 47°.

Пренит в цеолитизированных туфах дацита автором не наблюдался. В.Л.Русиновым [33] для дацитовых туфов описан пластинчатый пренит,

Таблица 35

## Межплоскостные расстояния гиrolита

<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>
9,25	9	2,63	7	1,507	2
7,82	2	2,42	3	1,474	1
6,25	4	2,30	1	1,407	2
5,07	2	2,21	4	1,349	1
4,65	4	2,05	2	1,318	2
4,23	7	1,934	1	1,244	1
3,76	5	1,840	7	1,195	1
3,49	6	1,815	2	1,166	3
3,13	10	1,761	2	1,116	3
3,00	2	1,649	2	1,060	1
2,04	1	1,607	1	1,044	1
2,83	8	1,588	1		

характеризующийся аномально малым углом оптических осей ( $+2V = 42^\circ$ ); показатели преломления этого пренита, по данным В.Л. Русинова, следующие:  $N_g = 1,654 \pm 0,001$ ,  $N_m = 1,634 \pm 0,001$ ,  $N_p = 1,621 \pm 0,001$ ,  $N_g - N_p = 0,033$ .

Гиrolит в пределах цеолитовой зоны встречается редко. В значительных количествах этот минерал был обнаружен С.И. Набоко в керне цеолитизированных туфов дацита (скв. 13) из глубоких горизонтов зоны (200 м). Образец гиrolита был любезно передан С.И. Набоко автору настоящей работы. Он представлен довольно мощным (до 0,5 см) прожилком, нацело выполненным гиrolитом. Последний нарастает на стенки трещинки в виде листоватых сферолитовых агрегатов светло-зеленого цвета (таблица XII, б). Весьма совершенная спайность по (0001). Удельный вес, определенный пикнометрически, равен 2,528.

Под микроскопом в проходящем свете гиrolит бесцветен; одноосный, отрицательный. Показатели преломления, определенные иммерсионным методом, следующие:  $N_g = 1,561 \pm 0,002$ ,  $N_p = 1,556 \pm 0,002$ .

В табл. 33 приведен химический анализ гиrolита, выполненный в химической лаборатории Института вулканологии аналитиком Л.А. Башариной. Пересчет анализа (табл. 34) показывает, что исследуемый гиrolит относится к маловодной разновидности — рейериту. В табл. 35 приведены значения межплоскостных расстояний описываемого гиrolита.

По данным С.И. Набоко [21] гиrolит наблюдается и в верхних горизонтах зоны цеолитизации (интервал глубин 63–64 м), где отмечался в виде тонких прожилков. Призальбандовые зоны этих прожилков сложены равномернозернистым кварцем; центральная часть их выполнена гиrolитом, нарастающим на кварц и образующим, сложенные листоватыми индивидами, радиально-лучистые агрегаты.

Из минералов этой группы в цеолитизированных вулканокластах наблюдаются следующие виды: ломонтит, десмин, вайрацит и гейландит.

Резко преобладающим является ломонтит, нередко десмин. Вайрацит и гейландит встречаются значительно реже ломонтита и десмина.

Ломонтит широко распространен в гидротермально-измененных туфах дацита. Отмечаются две разновидности ломонтита: хорошо образованные кристаллы и метаколлоидный ломонтит.

Хорошо окристаллизованный ломонтит исключительно широко развит в цеолитизированных и нонтронитизированных псефитовых туфах дацита. Многочисленные тонкие (от 0,1 до 1 мм) прожилки выполнены равномерно-зернистыми агрегатами ломонтита, ассоциирующего с кварцем, магнетитом, кальцитом и сфеном. Часто встречаются прожилки, в которых отдельные участки нацело выполнены относительно крупными монокристаллами ломонтита.

Весьма распространены прожилки кальцит-ломонтитового состава. Они крайне не выдержаны по мощности, которая резко колеблется от долей миллиметра до двух, реже пяти сантиметров. Прожилки характеризуются причудливыми разветвлениями и наличием полостей в участках раздувов. По зальбандам прожилков развиты тонкие корочки ромбоздрического кальцита, местами они прерываются и прожилок выполняется только ломонтитом.

В раздувах стенки полостей также выстилаются корочкой кальцита. На нее нарастают тончайшие, от 0,05 до 0,2 мм в поперечном сечении, игольчатые кристаллики ломонтита (таблица XIII, а). Иногда в подобных полостях отмечаются единичные довольно крупные (2,5—4 мм) скаленоэдрические кристаллы кальцита второй генерации, нарастающие на мелкие ромбоздрические кристаллики кальцита первой генерации, составляющие выстилающую корочку. Скаленоэдрические кристаллы кальцита, как правило, нацело зарастают тонкоигольчатыми кристаллами ломонтита.

Кристаллы этого ломонтита идеально прозрачны. На гранях призмы отмечается слабая вертикальная штриховка, головки кристаллов хорошо образованы. Пинакоиды (001) и  $(\bar{2}01)$  находятся в равном развитии.

Показатели преломления этого ломонтита, определенные в иммерсионных жидкостях, следующие:  $N_g = 1,521 \pm 0,002$ ,  $N_m = 1,519 \pm 0,002$ ,  $N_p = 1,510 \pm 0,002$ ;  $cN_g = 14-15^\circ$ .

Ломонтит подобного типа преобладает в глубоких горизонтах цеолитовой зоны.

В верхних горизонтах зоны цеолитизации в гидротермально-измененных дацитовых туфах ломонтит нацело выполняет довольно мощные (0,8—1,5 см) прожилки, образуя грубошестоватые агрегаты крупных кристаллов снежно-белого цвета.

Кроме того, в этих же горизонтах наблюдаются многочисленные, крупные полости, выполненные редкими кристаллами кальцита и многочисленными крупными (до 1 см по оси *c*) кристаллами ломонтита (таблица XIII, а). Размер полостей колеблется от 3x2x1 см до 6x4,5x3 см.

Таблица 36

## Межплоскостные расстояния ломонита

Ломонит, Паужетское месторождение		Ломонит (в запаянной трубке, заполненной водой) из Новой Зеландии [45]		Леонгардит воздушно-сухой из Новой Зеландии [45]		Ломонит из Карагайлинского месторождения	
<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>
1	2	3	4	5	6	7	8
9,74	3	—	—	—	—	—	—
9,25	7	—	—	—	—	—	—
6,78	6	6,97	6	6,88	6	—	—
6,18	1	6,16	1	6,21	2	—	—
4,98	2	5,14	1	5,07	2	5,108	Оч.слаб.
—	—	4,77	2	4,75	1	4,780	Оч.слаб.
4,43	3	4,50	1	4,51	3	4,4032	Слаб.
4,10	9	4,18	10	4,18	10	4,0825	Оч.слаб.
3,84	2	3,76	<1	3,77	<1	3,8386	Слаб.
3,596	2	3,67	4	3,67	4	3,6226	Сильн.
3,47	10	3,53	6	3,52	10	—	—
—	—	3,45	1	3,42	<1	3,4553	Оч. оч. сильн.
—	—	3,35	2	3,36	1	3,3539	Слаб.
3,307	1	3,29	3	3,28	3	3,2575	Ср. слаб.
3,216	2	3,21	3	3,21	2	—	—
3,16	1	3,19	1	3,16	1	3,1666	Оч. слаб.
—	—	3,08	4	3,09	<1	—	—
—	—	—	—	3,04	4	—	—
2,985	4	2,97	<1	2,95	<1	2,9997	Средн.
2,85	3	2,89	3	2,88	3	2,8472	Ср. сильн.
2,77	3	2,78	2	2,80	2	—	—
—	—	2,61	3	2,73	<1	2,6966	Слаб.
—	—	2,60	1	2,64	<1	2,6200	Оч. оч. слаб.
2,56	3	2,51	<1	2,58	3	2,5477	Ср. слаб.
2,496	2	2,45	4	2,52	2	2,4928	Слаб.
2,425	5	2,383	2	2,46	1	—	—
2,35	3	2,347	<1	2,440	4	2,3423	Средн.
—	—	2,287	1	2,394	<1	2,2503	Слаб.
2,27	1	2,212	1	2,361	2	2,2080	Ср. слаб.
—	—	2,192	2	2,272	1	—	—
2,206	1	2,180	1	2,216	2	—	—
—	—	2,156	1	2,183	1	—	—
2,137	6	2,115	<1	2,155	3	2,1380	Сильн.
2,07	1	2,042	<1	2,090	1	2,0725	Ср. слаб.
—	—	2,023	1	2,059	<1	2,0456	Оч. оч. слаб.
—	—	1,996	<1	2,041	<1	—	—
—	—	1,968	2	1,994	1	1,9780	Слаб.
1,946	4	1,932	<1	1,961	2	1,9380	Ср. сильн.
1,906	4	1,908	<1	1,910	<1	—	—
—	—	1,864	3	1,888	<1	1,8619	Ср. слаб.

Таблица 36 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
—	—	1,836	<1	1,869	1	1,8407	Слаб.
—	—	1,785	1	1,852	1	1,8065	Оч. слаб.
1,785	1	1,766	<1	1,826	<1	1,7867	Оч. слаб.
1,752	2	1,745	<1	1,796	<1	1,7484	Средн.
—	—	1,724	1	1,762	1	1,7239	Оч. оч. слаб.
1,699	2	1,688	<1	1,733	<1	1,6943	Слаб.
—	—	1,667	<1	1,706	1	1,6715	Оч. оч. слаб.
—	—	1,646	3	1,677	<1	—	—
1,620	6	1,627	3	1,635	2	—	—
—	—	1,602	1	1,623	2	1,6165	Сильн.
1,592	1	1,586	1	1,596	<1	1,5867	Слаб.
1,567	1	1,582	2	1,566	1	—	—
—	—	1,557	<1	1,544	<1	1,5518	Ср. слаб.
1,517	2	1,535	4	1,523	2	1,5142	Ср. сильн.
—	—	1,519	<1	1,497	<1	—	—
—	—	1,502	<1	1,490	<1	—	—
1,474	4	1,488	1	1,475	1	1,4879	Слаб.
—	—	1,477	<1	1,445	1	1,4626	Оч. слаб.
1,441	3	1,451	2	1,437	2	1,4304	Сильн.
—	—	1,428	<1	1,423	<1	—	—
—	—	1,413	<1	1,404	1	—	—
—	—	1,392	1	1,387	<1	1,3884	Оч. оч. слаб.
—	—	1,375	1	1,375	1	—	—
1,367	5	1,359	<1	1,367	1	1,3565	Оч. слаб.
—	—	1,347	2	—	—	—	—
1,342	1	1,341	3	1,342	1	1,3363	Ср. слаб.
1,322	3	1,316	2	1,329	1	1,3200	Слаб.
—	—	1,312	2	1,315	<1	—	—
1,301	2	1,296	<1	1,305	1	1,2080	Слаб.
—	—	1,278	2	1,293	<1	—	—
—	—	1,266	1	1,279	<1	1,2562	Средн.
1,262	2	1,251	<1	1,265	2	—	—
1,244	4	1,236	2	1,256	1	1,2234	Ср. слаб.
1,227	4	1,209	2	1,245	<1	—	—
—	—	1,187	<1	1,230	1	1,1827	Ср. слаб.
1,189	2	1,177	1	1,191	1	—	—
1,166	2	1,167	<1	1,163	1	1,1592	Слаб.
1,153	1	1,156	<1	1,151	1	1,1410	Слаб.
1,122	1	1,145	<1	1,132	<1	1,1281	Оч. оч. слаб.
1,117	1	1,108	<1	1,119	<1	1,1116	Оч. слаб.
1,085	3	1,101	<1	1,088	<1	1,0822	Ср. слаб.
1,058	1	1,092	1	1,046	<1	1,0657	Оч. оч. слаб.
—	—	1,052	<1	1,024	<1	1,0587	Оч. оч. слаб.
—	—	1,044	<1	0,984	<1	—	—
—	—	1,037	<1	0,975	<1	1,0397	Слаб.
1,028	3	1,034	<1	—	—	—	—
1,023	3	1,025	<1	—	—	1,0190	Ср. слаб.
—	—	0,997	<1	0,952	<1	0,99364	Оч. оч. слаб.
—	—	0,989	<1	—	—	0,97983	Слаб.

Таблица 36 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
—	—	—	—	—	—	0,97056	Оч. слаб.
—	—	0,958	<1	—	—	0,96139	Оч.оч.слаб.
—	—	—	—	—	—	0,94676	Слаб.
—	—	—	—	—	—	0,93861	Оч.оч. слаб.
—	—	—	—	—	—	0,93075	Оч.оч. слаб.
—	—	—	—	—	—	0,92085	Оч.оч. слаб.
—	—	—	—	—	—	0,91358	Оч.оч. слаб.
—	—	—	—	—	—	0,90267	Оч. слаб.
—	—	—	—	—	—	0,89587	Оч. слаб.
—	—	—	—	—	—	0,88402	Оч. слаб.
—	—	—	—	—	—	0,87481	Оч. слаб.
—	—	—	—	—	—	0,86432	Слаб.
—	—	—	—	—	—	0,85535	Оч. слаб.
—	—	—	—	—	—	0,84830	Оч. слаб.
—	—	—	—	—	—	0,84348	Оч. оч. слаб.
—	—	—	—	—	—	0,84348	Оч. оч. слаб.
—	—	—	—	—	—	0,82580	Оч. оч. слаб.
—	—	—	—	—	—	0,81564	Оч. слаб.
—	—	—	—	—	—	0,80350	Оч. слаб.
—	—	—	—	—	—	0,80246	Оч. слаб.
—	—	—	—	—	—	0,79432	Слаб.
—	—	—	—	—	—	0,78932	Оч. оч. слаб.
—	—	—	—	—	—	0,78690	Оч. оч. слаб.
—	—	—	—	—	—	0,78464	Оч. оч. слаб.
—	—	—	—	—	—	0,78355	Оч. оч. слаб.

Условия съемки: новозеландских образцов  $D=190$  мм; карагайлинского образца  $D = 57,20$  мм, диаметр столбика  $=0,7$  мм; паузетского образца  $D=57,30$  мм; F-излучение.

Стенки их покрыты оторачивающей корочкой кальцита, толщиной от 1,5 до 3 мм. Сложена она мелкими ромбоэдрическими кристаллами, которые в отдельных участках дорастали до относительно крупных кристаллов ромбоэдрического габитуса.

На кальцитовую корочку нарастают крупные хорошо образованные кристаллы ломонтита. Кристаллы снежно-белого цвета, преимущественно длиннопризматического габитуса, но нередки и короткопризматические клиновидные формы. Головки кристаллов хорошо развиты, отмечаются формы (001) и (201), иногда в равном развитии, но чаще преобладает основной пинакоид. Грани призмы покрыты грубой вертикальной штриховкой. Кристаллы очень хрупки, хорошо проявлена спайность, блеск шелковистый. Удельный вес, определенный пикнометрически, равен 2,39–2,40. Под микроскопом нередки двойники по (100), удлинение положительное, угол погасания  $cNg$  колеблется от 27 до 30°,  $-2V = 21^\circ$ . Показатели преломления, определенные иммерсионным методом, следующие:  $N_g = 1,524 \pm 0,002$ ,  $N_m = 1,521 \pm 0,002$ ,  $N_p = 1,513 \pm 0,002$ ,

Таблица 37

## Химический состав крупнокристаллического ломонтита

Компонент	Содержание, %	Компонент	Содержание, %	Компонент	Содержание, %
SiO <sub>2</sub>	52,55	FeO	"	Na <sub>2</sub> O	0,47
TiO <sub>2</sub>	Нет	MnO	"	K <sub>2</sub> O	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,89	MgO	0,85	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Нет	CaO	11,42	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	12,85
Сумма	100,74				

Таблица 38

## Пересчет химического анализа ломонтита

Компонент	%	Молекулярные количества	Атомное количество кислорода	Число атомов кислорода, рассчитанное на 12	Атомное количество катионов	Число атомов катионов
SiO <sub>2</sub>	52,55	875	1750	8,10	875	4,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,89	205	615	2,84	410	1,90
MgO	0,85	22	22	0,10	22	0,10
CaO	11,42	203	203	0,93	203	0,93
Na <sub>2</sub> O	0,47	7	7	0,03	14	0,06
K <sub>2</sub> O	0,15	1	1	0,03	2	0,01
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	12,85	714	820	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,85	106		-	-	-
Сумма	100,74	-	3418	12	-	-
			820			
			2598			

Общий делитель:  $2598 : 12 = 216$ . Количество воды:  $820 : 216 = 3,8$ .

Формула:  $Ca_{0,9}Mg_{0,1}Al_{1,9}Si_{4,1}O_{12}3,8H_2O$ .

$Mg-Np = 0,011$ . Термограмма ломонтита соответствует эталонной. В табл. 36 приведены дебаграммы описываемого ломонтита.

Данные химического анализа ломонтита, выполненного в химической лаборатории Института вулканологии аналитиком Л.А. Башариной, приведены в табл. 37.

Пересчет анализа (табл. 38) приводит к идеальной формуле кальциевого ломонтита, при составлении формулы ничтожные количества натрия и калия (см. табл. 37) во внимания не принимались. Необходимо отметить наличие в ломонтите магния, который, по-видимому, изоморфно замещает кальций.

Помимо хорошо окристаллизованных разностей, в цеолитизированных вулканокластах цеолитовой зоны в значительных количествах наблюдается метаколлоидный ломонтит.

**Метаколлоидный ломонтит** представлен различной плотности мелоподобными и опаловидными агрегатами желтовато-белого, розового и кирпично-красного цвета. Выделения его наблюдаются в цеолитизированных андезит-дацитовых туфобрекчиях, приурочиваясь к определенному интервалу глубин, который для различных скважин колеблется от 181–190 до 257–262 м.

При изучении керн ряда скважин были выявлены следующие глубинные интервалы распространения метаколлоидного ломонтита в гидротермально-измененных породах зоны цеолитизации:

Номер скважины	Интервал глубин, м	Номер скважины	Интервал глубин, м
14	– 229–252	6	– 190–194
17	– 183–196	21	– 257–262
19	– 193–199	4	– 216–223
16	– 181–199	20	– 191–201
12	– 192–194		

Типы выделений метаколлоидного ломонтита разнообразны. Чаще всего он наблюдается в виде тонких ветвящихся прожилков, образующихся при заполнении трещин между обломками андезита и дацитовым цементом. Не менее часто отмечаются неправильных очертаний полости, нацело выполненные плотным красным ломонтитом. Размеры подобного рода выделений варьируют от 1х2 до 4х7 см. Реже отмечаются округлые миндалевидные полости, наполовину выполненные метаколлоидным ломонтитом, и с полый другой половиной, в которой наблюдаются игольчатые кристаллы этого минерала. И, наконец, наблюдаются линейно-ориентированные, секущие как обломки андезитов, так и цемент, прожилки мощностью от 2 до 6 мм.

Ломонтит, выполняющий крупные неправильные полости, характеризуется несколько неоднородной зональной окраской — зоны розовато-красного цвета чередуются с зонами темного кирпично-красного цвета. В плотной массе этого ломонтита часто наблюдаются сфероиды отслаивания, наследующие, как правило, конфигурацию зональности. В морфологическом отношении они представлены чаще всего неправильно-сфероидальными обособлениями, реже наблюдаются идеально сферические и эллипсоидальные обособления. От основной массы их отграничивают тончайшие контракционные трещинки. Поверхность отслоенных сфероидов метаколлоидного ломонтита обнаруживает признаки раскристаллизации.

Как уже отмечалось в гидротермально-измененных туфах дацита наблюдаются полости, выполненные как метаколлоидным, так и кристаллическим ломонтитом. В некоторых полостях подобного рода метаколлоидный ломонтит выполняет нижнюю часть полости, образуя выполнения типа отстойников. Поверхность метаколлоидного ломонтита, обращенная в пустую часть полости, горизонтальная и очень ровная. На нее нарастает очень тонкая корочка игольчатого ломонтита, переходящая на стенки полый части полости.

В других полостях подобного типа метаколлоидный ломонтит выделяется также в нижней части полости в виде кирпично-красных сфероидальных образований, причем все оставшееся пространство почти полностью выполняется агрегатом короткопризматических кристаллов снежно-белого цвета.

Прожилки метаколлоидного ломонтита характеризуются, как правило, резкими контактами с вмещающими породами. В призальбандовых участках прожилков в ломонтите наблюдаются включения кальцита, представленные изометричными зернами, которые в ряде случаев характеризуются признаками скелетного роста. Красная окраска метаколлоидного ломонтита обусловлена включениями тонкодисперсного гематита. Последний, распределяясь неравномерно в массе ломонтита, обуславливает столь же неравномерное прокрашивание его. Но как уже указывалось, во многих случаях отмечается диффузионно-зональное распределение окрашивающей примеси в ломонтите. В описываемых прожилках зональная окраска метаколлоидного ломонтита проявляется в чередовании темно- и светлоокрашенных полос, периодически чередующихся по падению прожилка (рис. 21). В большинстве случаев диффузионные полосы имеют большой радиус кривизны, реже несколько меньший и тогда отчетливо проявляется концентричность этих полос.

Под микроскопом метаколлоидный ломонтит при незначительных увеличениях — изотропен при максимальных — его агрегаты проявляют слабую анизотропию. Изучение под электронным микроскопом (реплики с поверхности скола) показало, что описываемый ломонтит сложен мелкими изометричными, иногда продолговатыми зернами, на которых отчетливо наблюдаются индукционно развитые гранные формы. Размеры зерен варьируют в узких пределах от 0,5 до 1 мм. Отмечается двойникование зерен по (100).

В однородной скрытокристаллической массе ломонтита часто наблюдаются неправильные, ветвящиеся очень тонкие трещинки, выполненные мельчайшими хорошо образованными кристалликами ломонтита.

Результаты химического анализа кирпично-красного метаколлоидного ломонтита, выполненные в химической лаборатории Института вулканологии аналитиком И.М. Бендер, приведены в табл. 39. После вычета данных по содержанию железа, обусловленных механической примесью, анализ был пересчитан на 100%. При пересчете на формулу (см. табл. 40) были изъяты из расчетов молекулярные количества  $\text{CaO}$  и  $\text{CO}_2$ , связанные с мельчайшей примесью кальцита. В конечном результате пересчет привел к нормальной формуле кальциевого ломонтита. В табл. 41 приведены значения межплоскостных расстояний метаколлоидного ломонтита.

Помимо резко преобладающего ломонтита, в зоне цеолитизированных вулканокластов наблюдаются вайрацит и десмин. По сравнению с ломонтитом количество указанных минералов ничтожно, тем не менее десмин наблюдался в относительно крупных полостях и в виде хорошо образованных кристаллов. Вайрацит в цеолитовой зоне редок.

**Десмин** нередок в гидротермально измененных псефитовых туфах дацитового состава. Он выполняет неправильные полости различных



Рис. 21. Диффузионное распределение гематитового пигмента в метаколлоидном помоните. Проходящий свет. Увел. 46, без анализатора



Рис. 22. Кристаллы десмина из полостей в цеолитизированных туфах дацита. На поверхности грани расположены сферические выделения опала. Косой свет, Увел. 25

Таблица 39

## Химический состав метаколлоидного ломонтита

Компонент	Содержание, %	Компонент	Содержание, %	Компонент	Содержание, %
SiO <sub>2</sub>	50,06	MnO	0,01	CO <sub>2</sub>	1,42
TiO <sub>2</sub>	0,64	MgO	0,62	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	10,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,13	CaO	12,50	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,14	Na <sub>2</sub> O	0,21		
FeO	0,34	K <sub>2</sub> O	0,36	С у м м а	100,42

Таблица 40

## Пересчет химического анализа метаколлоидного ломонтита

Компо- нент	Пересчет на 100%	Молеку- лярные количе- ства	Молек. кол. CaO+CO <sub>2</sub>	Молек. кол. по- сле вычета CaO+CO <sub>2</sub>	Атомные количест- ва кисло- рода	Атомные количест- ва катио- нов	Количест- во атомов катионов
SiO <sub>2</sub>	52,05	866	—	866	1732	866	32,48
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,93	205	—	205	615	410	15,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—
FeO	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,01	—	—	—	—	—	—
MgO	0,64	015	—	—	—	—	—
CaO	12,99	232	0,32	215	215	215	8,55
Na <sub>2</sub> O	0,22	003	—	003	3	6	—
K <sub>2</sub> O	0,38	004	—	004	4	8	—
CO <sub>2</sub>	1,48	032	0,32	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	11,30	627	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>							
С у м м а	100	—	—	—	—	—	—

Общий делитель: 2569 : 96 = 26,66. Количество воды 627 : 26,66 = 23,52.

Формула: Ca<sub>8,55</sub>Al<sub>1,5,38</sub>Si<sub>32,48</sub>O<sub>96</sub>23,52H<sub>2</sub>O; Ca<sub>1,07</sub>Al<sub>1,92</sub>Si<sub>4,06</sub>O<sub>12</sub>2,94H<sub>2</sub>O.

размеров, ассоциируя с кварцем и кальцитом. Часто отмечаются мелкие полости, средним размером в 3 мм в диаметре, но в ряде случаев отмечаются крупные щелевидные и неправильных конфигураций полости (максимальные размеры 1,6x7x4 мм), выполненные идеально образованными кристаллами десмина.

На стенки таких полостей нарастает тонкошестоватый кварц, покрывающий их сплошной однородной корочкой, мощность которой не превышает 0,3—0,4 мм. На кварце расположены относительно крупные

Таблица 41

## Межплоскостные расстояния метаколлоидного ломонтита

<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>
9,10	10	2,24	1	1,356	1
6,70	8	2,16	2	1,318	2
6,18	2	2,13	8	1,295	4
4,97	2	2,06	2	1,271	1
4,36	3	1,958	2	1,257	8
4,02	10	1,934	4	1,222	8
3,86	2	1,845	2	1,182	4
3,61	2	1,825	2	1,156	5
3,44	9	1,775	3	1,141	4
3,30	2	1,752	5	1,115	2
3,21	3	1,686	1	1,095	2
3,12	2	1,665	1	1,084	8
2,97	5	1,607	5	1,075	1
2,82	3	1,588	1	1,058	1
2,76	3	1,553	2	1,043	8
2,69	1	1,536	1	1,036	1
2,52	4	1,507	4	1,023	5
2,47	2	1,503	1	1,013	1
2,42	7	1,477	1	1,006	1
2,33	4	1,426	7	0,993	3

Таблица 42

## Химический состав десмина (аналитик И.М. Бендер)

Компонент	Содержание %	Компонент	Содержание, %	Компонент	Содержание, %
SiO <sub>2</sub>	57,98	MnO	"	K <sub>2</sub> O	Не обн.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,02	MgO	0,67	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	11,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,21	CaO	8,79	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	6,15
FeO	Сл.	Na <sub>2</sub> O	0,13	С у м м а	100,49

(до 1,5 мм) желтовато-белые с розовым оттенком кристаллы десмина. Изредка на последние иногда нарастают ромбоздрические кристаллы кальцита. Кроме того, на гранях отдельных кристаллов десмина наблюдаются скопления мельчайших сферических образований опала (рис. 22).

Кристаллы десмина пластинчатого габитуса. Размеры их колеблются от 0,1 до 1,5 мм; в единичных случаях наблюдаются кристаллы в 2,5–3 мм по оси *c*. Преобладают формы: (010), (001), (110) и (111); пластинчатый облик определяется сильным развитием второго пинакоида (010). Описываемый десмин оптически отрицателен;  $2V = 38^\circ$ ;  $cNg = 0$ . Показатели преломления, определенные в иммерсионных жидкостях, следующие:  $N_g = 1,495 \pm 0,002$ ,  $N_m = 1,490 \pm 0,002$ ,  $N_p = 1,482 \pm 0,002$ .

Таблица 43

## Пересчет химического анализа десмина

Компонент	%	Молекулярные количества	Атомные количества кислорода	Атомные количества катионов	Число атомов катионов
SiO <sub>2</sub>	57,98	965	1930	965	6,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,02	146	438	292	2,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,21	—	—	—	—
MgO	0,67	17	17	17	—
CaO	8,79	139	139	139	1,1
Na <sub>2</sub> O	0,13	2	2	4	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	11,54	982	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	6,15				
С у м м а	100,49	—	2526	—	—

Общий делитель: 2526 : 18 = 140. Количество воды: 982 : 140 = 7.

Формула: (Ca, Mg, Na)<sub>1,1</sub>Al<sub>2,08</sub>Si<sub>6,82</sub>O<sub>18</sub>7H<sub>2</sub>O.

Химический анализ (табл. 42), выполненный в химической лаборатории Института вулканологии аналитиком И.М. Бендер, показывает, что исследуемый десмин является чисто кальциевой разновидностью — стеллеритом. Пересчет анализа (табл. 43) приводит к нормальной формуле ромбического десмина. В табл. 44 приведены значения межплоскостных расстояний описываемого десмина.

В мелких изометричных полостях розовато-желтый десмин выделяется в виде листоватых радиально-лучистых агрегатов, нацело выполняющих эти полости; реже образует сноповидные сростки пластинчатых кристаллов. Изредка в таких полостях десмин в виде тончайших корочек покрывает стенки полостей, центральные части которых выполняются молочно-белым кальцитом.

Вайрацит в зоне цеолитизированных вулканокластов наблюдался автором в единичных случаях в прожилках, выполненных кварцем, ассоциирующим с вайрацитом, и кальцитовых прожилках с вайрацитом.

В одном из образцов цеолитизированных псефитовых туфов дацита наблюдались тонкие (не более 2 мм мощности) ветвящиеся прожилки кварца. При изучении под микроскопом в центральных частях прожилков был установлен вайрацит. В призальбандовых участках прожилки сложены зернистым кварцем; по направлению к центру зерна его приобретают все более и более четкие гранные формы и, наконец, в центральной части прожилков кварц представлен скоплением относительно хорошо ограненных призматических кристаллов, пространство между которыми выполнено вайрацитом.

Вайрацит представлен неправильными, ксеноморфными по отношению к кварцу, зернами с характерным резко выраженным отрицательным

Таблица 44

## Межплоскостные расстояния десмина

Десмин исследуемый		Десмин [82]		Десмин исследуемый		Десмин [32]	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
—	—	8	10,64	4	2,040	3	2,054
10	8,98	8	9,487	—	—	1	2,012
—	—	4	5,383	1	1,897	1	1,910
—	—	7	5,222	—	—	2	1,831
3	5,03	—	—	3	1,776	2	1,784
4	4,69	4	4,715	—	—	1	1,733
4	4,41	2	4,416	2	1,665	1	1,677
10	4,05	10	4,127	—	—	1	1,640
2	3,94	1	3,942	4	1,592	3	1,593
—	—	2	3,802	3	1,551	3	1,553
2	3,55	2	3,548	3	1,438	3	1,440
4	3,48	3	3,368	—	—	1	1,409
2	3,21	2	3,225	—	—	1	1,382
10	3,02	10	3,050	3	1,359	3	1,357
—	—	1	2,916	4	1,305	3	1,303
3	2,80	2	2,809	2	1,275	2	1,274
3	2,56	2	2,548	2	1,255	2	1,252
2	2,487	2	2,483	2	1,236	1	1,238
2	2,406	2	2,401	—	—	1	1,223
2	2,310	2	2,303	—	—	1	1,209
—	—	2	2,155				

рельефом. В скрещенных николях изотропен, показатель преломления  $N = 1,497 \pm 0,002$ .

Кальцитовые с вайрацитом прожилки, наблюдавшиеся в тех же породах, довольно постоянны по мощности, колеблющейся в пределах 2 — 3 мм. Контакты с вмещающими породами расплывчатые.

Вайрацит в призальбандовой зоне, образует прерывистые оторочки, сложенные более или менее хорошо образованными кристаллами, представленными комбинацией тетрагонтриоктаэдра (211) и куба (100). Обе формы наблюдаются в равном развитии; иногда (100) резко преобладает. Зерна вайракита, составляющие оторочку, со стороны вмещающей породы имеют неправильные очертания и включают в себя в виде включений большое количество мельчайших частиц породы, чем и обусловлена расплывчатость контактов прожилка с вмещающими породами. Зерна вайракита, составляющие поверхность корочки и обращенные внутрь прожилка характеризуются ясно выраженными гранными формами. Центральная часть прожилков выполнена однородно- и мелкозернистым кальцитом.

Гейландит в гидротермально-измененных породах цеолитовой зоны наблюдается довольно часто, но в крайне незначительных количествах. Как правило, он образует тончайшие оторочки в призальбандовых участ-

ках кальцитовых, реже халцедоновых прожилков. Эти оторочки представлены агрегатом мелких кристалликов гейландита мясо-красного цвета.

Кристаллы образованы плохо, но отчетливо наблюдается спайность по второму пинакoidу (010). Показатели преломления этого гейландита, определенные в иммерсионных жидкостях, следующие:  $N_g = 1,498-1,504$ ,  $N_m = 1,496-1,498$ ,  $N_p = 1,486-1,490$ .

Из других цеолитов в зоне цеолитизированных вулканокластов автором отмечались единичные выделения томсонита, выполняющего мельчайшие поры, и морденита, заполняющего небольшие пустотки и развивающегося по цементу пород. Вследствие ничтожного количества этих минералов их детального изучения не проводилось.

#### ЦЕМЕНТАЦИОННЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ В АЛЛЮВИИ

При изучении kernового материала некоторых скважин в интервале 0—10 м были обнаружены слабо цементированные галечники, отвечающие аллювию р. Паужетки. Размеры галек варьируют от 2—3 до 6—8 см и более. Они цементируются опалом, халцедоном и метаколлоидным гейландитом. Преобладающим минералом является халцедон; нередко и метаколлоидный гейландит.

**Опал** в цементационных новообразованиях наблюдается в виде плотных однородных масс белого цвета. В полых трещинках он образует иногда скопления сферических образований (таблица XXIV, а). Размеры их колеблются от 0,2 до 0,7 мм в диаметре. Характерной особенностью этих образований является наличие полости, заполненной раствором. Ввиду ничтожного количества вещества исследовать содержащиеся в опаловых пузырьках растворы не представилось возможным.

**Халцедон**, цементирующий гальку вулканогенных пород, представлен преимущественно светло-серыми однородно окрашенными разностями; изредка (в приповерхностных зонах) отмечаются буровато-желтые разности со слабо проявленной зональностью. Помимо сплошного плотного халцедона, наблюдаются почковидные и скорлуповатые его разновидности. Последние покрывают стенки неправильных полостей в аллювии. Здесь он тесно ассоциирует с морденитом, десмином, гейландитом и реже ломонитом.

**Метаколлоидный гейландит** как и халцедон цементирует гальку различных вулканогенных пород. Несмотря на то, что в количественном отношении он несколько уступает халцедону, тем не менее по размерам выделений он нередко превосходит его. Метаколлоидный гейландит выделяется в трещинах и полостях аллювия в виде плотных мелоподобных агрегатов серовато-белого с зеленоватым оттенком цвета. Для скрытокристаллических агрегатов этого гейландита характерно постоянное присутствие трещин дегидратации (таблица XIV, б).

Под микроскопом метаколлоидный гейландит при небольших увеличениях изотропен, при максимальных — его агрегаты проявляют заметную анизотропию. В однородной скрытокристаллической массе метакол-

Таблица 45

Химический состав метаколлоидного гейландита (аналитик И.М Бендер)

Компонент	%	Молекулярные количества	Компонент	%	Молекулярные количества
SiO <sub>2</sub>	57,88	963	CaO	7,05	125
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	—	Na <sub>2</sub> O	0,49	8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,65	133	K <sub>2</sub> O	0,29	3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,32	8	H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	18,71	—
FeO	0,43	5			
MgO	0,14	—	С у м м а	99,96	

Таблица 46

Пересчет химического анализа метаколлоидного гейландита

Компонент	%	Молекулярное количество	Атомное количество кислорода	Атомное количество катионов	Число атомов катионов
SiO <sub>2</sub>	57,88	963	1926	963	7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,65	133	399	266	1,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,32	—	—	—	—
FeO	0,43	5	5	5	—
MgO	0,14	—	—	—	—
CaO	7,05	125	125	125	1,1
Na <sub>2</sub> O	0,49	8	8	16	—
K <sub>2</sub> O	0,29	3	3	6	—
H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	18,71	1040	1040	—	—
С у м м а	99,96	—	3506	—	—
			1040		
			2466		

Общий делитель: 2466 : 18 = 137. Количество воды: 1040 : 137 = 5,8.

Формула: Ca<sub>1,1</sub>Al<sub>1,9</sub>Si<sub>7</sub>O<sub>18</sub>5,8 H<sub>2</sub>O.

лоидного гейландита, а также на контакте его с гальками вулканогенных пород наблюдаются тонкие ветвящиеся прожилки, выполненные тонкокристаллическим гейландитом (таблица XIV, в).

Данные химического анализа метаколлоидного гейландита, выполненные в химической лаборатории Института вулканологии аналитиком И.М. Бендер, приведены в табл. 45, а пересчет их — в табл. 46.

Рентгеновское изучение позволило получить набор значений межплоскостных расстояний, отвечающих гейландиту (табл. 47).

Таблица 47

## Межплоскостные расстояния метаколлоидного гейландита

<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>
8,81	8	3,39	3	2,516	4
6,70	2	3,29	2	2,435	3
5,11	6	3,15	2	1,958	2
4,65	4	3,11	2	1,720	1
4,33	4	2,970	9	1,686	1
3,92	10	2,787	4	1,480	1
3,67	1	2,711	4	1,415	1

Таблица 48

## Межплоскостные расстояния морденита из цементационных образований в аллювии

<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
10	8,19	1	2,99	10	1,800
4	6,42	5	2,83	3	1,651
4	5,70	3	2,68	3	1,514
9	4,45	Здв	2,54	2	1,435
1	4,34	Зш	2,49	Зш	1,401
2	4,03	3	2,027	4	1,373
3	3,91	5	1,996	3	1,295
10	3,32	3	1,861		

В мельчайших (не превышающих 3–4 мм в диаметре) полостях среди цементационных новообразований постоянно наблюдаются кристаллики кварца, морденита, десмина, гейландита и реже ломонита.

Морденит иногда нацело выполняет полости, чаще же выделяется в виде радиально-лучистых агрегатов на стенках полостей. Тончайшие игольчатые кристаллики его не превышают в длину 0,5–0,6 мм, а в поперечном сечении 0,01–0,02 мм. Часто ассоциирует с кварцем, реже с опалом. В последнем случае, как правило, полые сферические образования опала расположены на головках нескольких кристаллов морденита (таблица XV, а). Не менее часто морденит ассоциирует с десмином и в единичных случаях отмечается в ассоциации с гейландитом. В табл. 48 приведены значения межплоскостных расстояний морденита.

Десмин отмечается на стенках мельчайших полостей в виде тонких друзовых корочек, сложенных агрегатами сноповидных кристаллов. Цвет белый с желтоватым оттенком. Размеры кристаллов, слагающих корочки, варьируют от 0,4 до 0,8 мм в длину при поперечном сечении 0,1–0,2 мм. Довольно часто отмечается в ассоциации с морденитом (таблица XV, б). В возрастном отношении отчетливо более поздний, чем морденит. В

Таблица 49

Межплоскостные расстояния десмина из цементационных образований в аллювии

Десмин исследуемый		Десмин [31]		Десмин исследуемый		Десмин [31]	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
8	9,04	10	9,05	2	2,491	2	2,49
2	8,26	—	—	1	2,360	2	2,37
1	5,04	2	5,03	1	2,238	2	2,24
5	4,62	7	4,64	3	2,032	5	2,04
1	4,49	—	—	3	1,892	2	1,895
9	4,02	10	4,03	1	1,802	—	—
2	3,91	2	3,94	3	1,770	2	1,770
2	3,86	—	—	2	1,650	2ш	1,651
4	3,43	5	3,44	4	1,592	5	1,593
1	3,35	—	—	5	1,547	5	1,549
2	3,18	2	3,20	2	1,436	2	1,437
8	2,99	9	3,00	2	1,358	2	1,359
4	2,77	5	2,78	4	1,300	5	1,302
4	1,589	5	2,60	—	—	2	1,235
				1	1,243	—	—

Таблица 50

Межплоскостные расстояния хорошо окристаллизованного гейландита из цементационных образований в аллювии

Гейландит исследуемый		Гейландит [31]		Гейландит исследуемый		Гейландит [31]	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
—	—	8	9,8	6	1,971	6	1,97
8	8,68	8	8,5	5	1,776	6	1,78
1	7,76	2	7,8	—	—	2	1,74
3	6,69	4	6,7	2	1,711	2	1,70
6	5,14	6ш	5,2	2	1,658	2	1,66
5	4,65	—	—	—	—	2	1,60
—	—	4дв	4,45	2	1,564	2	1,566
5	4,31	—	—	3	1,490	4	1,492
10	3,97	10ш	3,98	4	1,452	4	1,451
4	3,44	6	3,47	3	1,416	4	1,420
4	3,12	6	3,13	4	1,359	2ш	1,362
9	2,96	8	2,95	2	1,302	2	1,309
5	2,80	6	2,81	3	1,270	4ш	1,275
3	2,72	4	2,73	3ш	1,235	4ш	1,237
4	2,54	4	2,55	—	—	2	1,166
4	2,44	4	2,45	2	1,101	2	1,091
2	2,072	2ш	2,11	1	1,052	2	1,043

табл. 49 приведены значения межплоскостных расстояний исследуемого десмина.

Гейландит выделяется на стенках полостей как в виде отдельных кристаллов, так и в виде микродрозовых образований. Друзы сложены пластинчатыми по (010) кристаллами (таблица XVI, а). Размеры индивидов в друзах не превышают 0,5 мм. Цвет белый с отчетливым зеленоватым оттенком. Размеры отдельных кристаллов варьируют от 0,2 до 0,6 мм в длину.

Следует отметить, что среди одиночно растущих кристаллов гейландита в пределах одной и той же полости наблюдается значительное разнообразие габитусных форм — от толстотаблитчатых до призматических и изометричных (таблица XVI, б). Изредка отмечается в ассоциации с морденитом. По отношению к последнему гейландит более поздний. Взаимоотношений с десмином не наблюдалось. Данные рентгеновского изучения описываемого гейландита приведены в табл. 50.

#### СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ И НАТЕЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ И РУЧЬЕВ

Минералы, образующие натечные агрегаты и отлагающиеся в виде осадков в термальных источниках, ручьях и технических сооружениях Паужетского месторождения, представлены ограниченным числом минеральных видов. Тем не менее наряду с цементационными минералами они представляют собой сугубо современную ассоциацию минералов, образование которых происходит и по ныне.

Среди седиментационных минералов преобладают кристобалит (основная составляющая гейзеритов) и гель кремнезема. В заметных количествах присутствуют ломонит и адуляр, точно диагностированные в гелях сложного состава, накапливающихся в радиаторах отопления Паужетской наблюдательной станции и, по-видимому, постоянно присутствующие в виде примесей в гейзеритах.

Значительные скопления гелей кремнезема и гелей более сложного состава в источниках и теплых ручьях позволило собрать достаточный материал для проведения их детального изучения.

#### Гейзериты Первого Парящего источника

Источник Первый Парящий расположен в пределах поймы у подножья первой правобережной террасы р. Паужетки. Воронка источника в диаметре около 1 м. Она заполнена валунами, между которыми выбивается кипящая вода (табл. 51), образуя столб брызг на высоту до 0,7 м. Над источником постоянно стоят плотные клубы пара.

Воронка источника окружена старой гейзеритовой постройкой, имеющей вид очень пологого конуса, высотой не превышающего 25—28 см. Постройка сохранилась лишь с восточной и северо-восточной стороны источника. Большая часть ее была уничтожена при проведении буровых работ на этом участке.

Таблица 51

Химический состав воды Первого Парящего источника [2] (аналитик Т.В. Ренне)

Компонент	г/л	мг/экв	мг/экв %	Компонент	г/л	мг/экв	мг/экв %
Катионы				Анионы			
$\text{NH}_4^+$	0,0002	0,01	0,02	$\text{CO}_3^{2-}$	0,0222	0,74	1,57
$\text{Na}^+$	0,9699	42,17	89,61	Сумма анионов	1,6853	—	—
$\text{K}^+$	0,0737	1,89	4,02	Недиссоциированные молекулы			
$\text{Ca}^{2+}$	0,0560	2,80	5,95	$\text{H}_2\text{SiO}_3$	0,2275	—	—
$\text{Mg}^{2+}$	0,0023	0,19	0,40	$\text{HBO}_2$	0,1548	—	—
Сумма катионов	1,1021	—	—	Общая минерализация	3,1697	—	—
Анионы				pH	8,2	—	—
$\text{Cl}^-$	1,5846	44,69	94,97				
$\text{SO}_4^{2-}$	0,0767	1,60	3,40				
$\text{HCO}_3^-$	0,0018	0,03	0,06				

Максимальная мощность гейзерита постройки около 25 см. Большая нижняя часть ее (17–18 см) состоит из перемежающихся слоев плотного белого гейзерита и рыхлых скоплений органических остатков (куски древесины, стебли трав, листья и прочее), замещенных кремнеземом.

Заслуживает внимания исключительная тонкость замещения — сохраняются тончайшие детали строения поверхности стеблей трав. Верхняя часть постройки (мощностью около 7 см) сложена очень плотным желтовато-серым гейзеритом. В осколках этот гейзерит полупрозрачен. Поверхность постройки неправильно-бугристая, фарфоровидная, местами эмалевидная.

Под микроскопом плотный желтовато-серый гейзерит изотропен. При больших увеличениях в общей изотропной массе отмечается большое количество мельчайших (~ 0,005 мм) игольчатых кристалликов, характеризующихся отчетливой анизотропией.

Химический состав этого гейзерита приведен в табл. 52. Исходя из довольно высоких содержаний алюминия, кальция и натрия, а также наблюдаемых под микроскопом мельчайших анизотропных включений можно предполагать, что в описываемом гейзерите в качестве примеси присутствует ближе неопределимый минерал из группы цеолитов.

На месте разрушенной постройки, вблизи грифона, отмечается образование современного гейзерита. На поверхности различных предметов (обломки пород, осколки бутылок, бумага) нарастают бугорчатые и стеблеобразные агрегаты рыхлого порошокватого гейзерита (рис. 23, 24). Образование стеблеобразных форм обусловлено как интенсивным разбрызгиванием раствора, так и обильным выделением паровой фазы из



Рис. 23. Столбчатые натечные образования гейзерита, возникающие в результате направленной седиментации частиц. Косой свет. Увел. 4

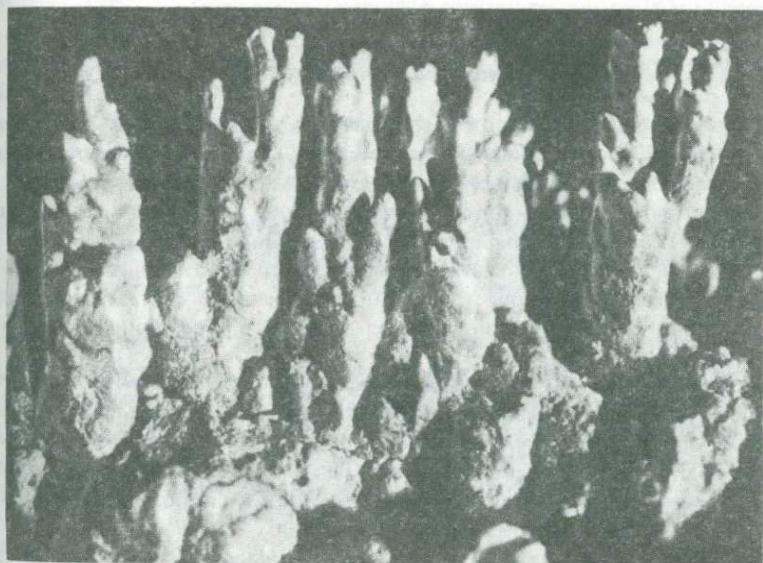


Рис. 24. Стеблевые образования гейзерита, возникающие в результате хаотической седиментации частиц аэрозоля. Косой свет. Увел. 4

Таблица 52

Химический состав гейзерита из древней постройки Первого Парящего источника (аналитик И.М. Бендер)

Компонент	%	Молекулярные количества	Компонент	%	Молекулярные количества
SiO <sub>2</sub>	69,62	1,159	CaO	2,50	0,045
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,006	Na <sub>2</sub> O	1,70	0,027
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,66	0,075	K <sub>2</sub> O	1,00	0,022
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,91	0,012	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	9,56	—
FeO	0,17	0,003	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	6,06	—
MnO	0,02	—			
MgO	0,43	0,010	Сумма	100,14	—

растворов источника, в связи с чем в воздухе вокруг последнего находится громадное количество мельчайших хаотически движущихся капель раствора.

При оседании этих мельчайших капель на поверхность предметов под различными углами и испарении их и образуются специфические стеблевидные камельно-натечные формы гейзерита.

### Современные гейзеритовые постройки

Наиболее интенсивное отложение гейзерита наблюдается в пределах северо-западной части термальной площадки, где, как уже указывалось выше, наблюдается большое количество рассредоточенных мелких кипящих источников и выходов паровых струй. Кроме того, интенсивное отложение гейзерита происходит в выположенных руслах Первого и Второго Левых ручьев, особенно в участках сосредоточения мельчайших кипящих источников. Представление о химическом составе воды подобных источников можно получить из анализа, приведенного в табл. 53 (данные Б.И. Пийпа).

На берегах ручьев, у уреза воды, источники образуют многочисленные округлые или неправильных очертаний грифоны. Размеры их колеблются от 5 до 25 см в диаметре. Каналы, как правило, завалены мелкими обломками пород. На дне грифонов наблюдаются скопления серовато-белого, желеобразного геля кремнезема. Обломки пород, окружающие такие грифончики, цементируются гейзеритом.

В руслах ручьев выходы источников и паровых струй фиксируются мельчайшими (от 2 до 5 см) грифончиками, разрабатывающимися в отложениях геля кремнеземом. Многочисленные валуны и крупная галька покрыты ажурными оторочками гейзерита. Разрастаясь подобные оторочки образуют гейзеритовые площадки и поля. Последние представляют собой несколько приподнятые от поверхности почвы площадки, сложенные обломками туфогенных пород, сцементированными плотным гейзе-

Таблица 53

Состав воды термальных источников [35]

Компонент	г/л	Компонент	г/л	Компонент	г/л
K <sup>+</sup>	0,0590	Cl <sup>-</sup>	1,7130	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	—
Na <sup>+</sup>	1,0480	Br <sup>-</sup>	0,0025	H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	0,1560
Mg <sup>2+</sup>	0,0035	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,0804	HBO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	—
Ca <sup>2+</sup>	0,0656	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,0370		

Таблица 54

Химический состав гейзеритов

Компонент	Паужетка	Гейзер Великан	Баннные Ключи	Компонент	Паужетка	Гейзер Великан	Баннные Ключи
SiO <sub>2</sub>	85,35	88,37	85,29	K <sub>2</sub> O	0,19	—	—
TiO <sub>2</sub>	сл.	0,05	—	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,12	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,45	0,61	2,14	As <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,21	0,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	3,76	0,17	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,17	0,21
FeO	1,96	—	—	SO <sub>3</sub>	—	0,11	0,06
MnO	0,02	—	—	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	5,18	5,15	Не опр.
MgO	0,21	0,06	0,50	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,74		
CaO	1,20	1,33	6,75	Σ	0,17	—	—
Na <sub>2</sub> O	0,55	—	—	Сумма	100,10	99,94	95,66

ритом. В табл. 54 приведен химический состав подобного гейзерита. Для сравнения приводятся данные по составу гейзеритов гейзера Великан (Долина Гейзеров) и Банных ключей (данные С.И. Набоко [19, 20]).

На правом берегу р. Правой Паужетки в районе ее слияния с р.левой Паужеткой, на выступе, далеко выдающемся в русло Правой Паужетки, отмечаются значительные выходы термальных источников, с температурой воды 72–97°. Выступ сложен валунно-галечниковым материалом, который прочно сцементирован мощными отложениями гейзерита. Скопления валунов и гальки практически полностью перекрываются гейзеритом, и в целом указанный выступ имеет вид панциря, приподнятого от земли на 0,8–1 м.

Поверхность гейзеритового панциря изобилует выходами многочисленных горячих источников и сообщающихся с ними лужиц, в которых и в настоящее время происходит отложение гейзерита и геля кремнезема (рис. 25).

В дебаграмме плотного, цементирующего гальку и валуны гейзерита отмечаются 9 широких несколько размытых линий, отвечающих основ-

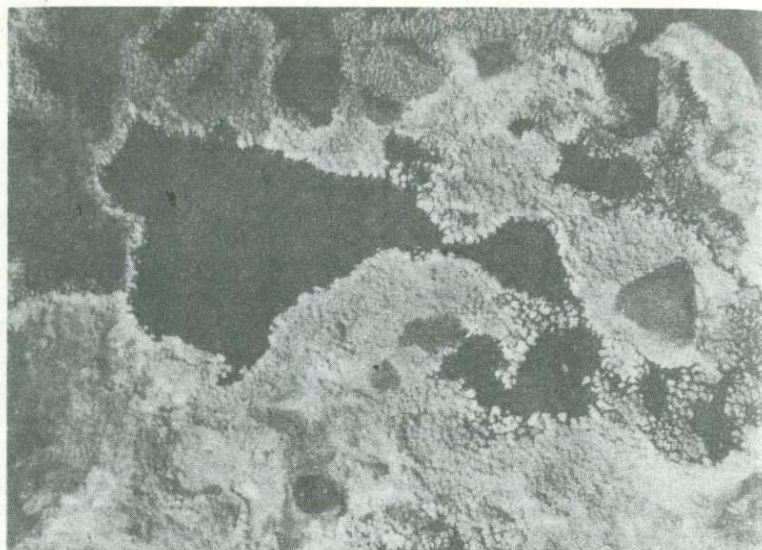


Рис. 25. Гейзерит современной гейзеритовой постройки на берегу р. Правой Паужетки. Уменьш. 10

ным линиям  $\beta$ -кристобалита<sup>1</sup>. Новообразованный мелкобугорчатый гейзерит, образующийся в лужицах, рентгеноаморфен.

В небольших мелких лужицах наблюдались отложения геля кремнезема, характеризующиеся своеобразным сотовидным строением. Плочные вертикально ориентированные образования геля кремнезема, сочленяясь между собой, образуют ячеи, несколько напоминающие соты. Размер сотобразных ячеек варьирует от 0,2 до 1,5 см; высота стенок в среднем 0,8—1 см. В одних лужицах гели кремнезема структурированы по всей площади; в других гель остается однородным в центральных частях лужиц, а в краевых участках он структурируется с образованием ячеистых форм.

Образование подобных агрегатов обусловлено, по-видимому, сокращением объема желеобразного геля в периоды временного высыхания лужиц и соответственно частичной дегидратации геля.

### Минералы теплых ручьев

Поверхность высокой поймы вблизи слияния реклевой и Правой Паужеток изобилует многочисленными мелкими источниками и выходами паровых струй. Этот участок поймы сильно прогрет и носит название термальной площадки. Наибольшее количество источников приурочено к северо-западной и юго-восточной частям площадки. Большая часть источ-

<sup>1</sup> Автор разделяет мнение В.И. Степанова о рациональности отнесения низкотемпературного тетрагонального кристобалита к  $\beta$ -кристобалиту.

ников представляет собой мельчайшие грифончики диаметром от нескольких миллиметров до 1–1,5 см. Температура воды источников колеблется от 80 до 100°. Вокруг грифончиков наблюдается интенсивное отложение гейзерита, который, цементируя породы, образует гейзеритовые площадки. Более того, отложения гейзерита настолько интенсивны, что кальматируют выходные каналы источников, вызывая их миграцию. Дебит каждого отдельного источника ничтожный, но все эти источники дают начало теплым ручьям, суммарный дебит которых достигает 12 л/сек.

Наблюдавшиеся автором теплые ручьи Левый первый, Левый второй и Левый третий являются правыми притоками р. Левая Паужетка. Протяженность ручьев невелика и лишь Левый третий ручей характеризуется большей площадью водостока, выходящей за пределы термальной площадки и более глубоким врезом русла. Питание его смешанное — гидротермальные воды, по В.М. Сугробову [35], составляют лишь половину расхода этого ручья. Напротив, ручьи Левый первый и Левый второй характеризуются слабо врезанными и выположенными руслами и питаются исключительно высокотермальными водами.

В руслах двух последних ручьев наблюдается весьма интенсивное образование гейзеритов и накапливаются значительные отложения геля кремнезема.

Наибольшие скопления геля кремнезема наблюдались в ручье Левый второй. Поэтому как особенности распределения гелей кремнезема в ручьях, так и данные по их детальному изучению, приводятся на примере отложений этих гелей в Левом втором ручье.

#### ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЕЛЯ $\text{SiO}_2$ В РУЧЬЯХ (НА ПРИМЕРЕ ЛЕВОГО ВТОРОГО РУЧЬЯ)

Левый второй ручей, в котором наблюдались значительные скопления силикагеля, является правым притоком р. Левая Паужетка. Источники питания ручья служат многочисленные горячие ключи в верховьях и среднем течении ручья. Над водой вокруг отдельных туфовых глыб развиваются тонкие ажурные корочки гейзерита. Последний как по условиям образования, так и по характеру агрегатов аналогичен гейзериту, детально описанному С.И. Набоко для поля, расположенного вблизи гейзера Ленивого, на противоположном берегу р. Левая Паужетка.

Распределение силикагеля в русле ручья закономерно. В низовьях ручья силикагель не наблюдается. В среднем течении гель кремнезема в виде студенистых пленок покрывает небольшие валуны, стебли сухой травы, занесенные ветром в ручей, а также отмечается в виде неправильных комковатых скоплений возле колоний синезеленых водорослей. По мере продвижения к верховьям ручья размеры этих скоплений значительно увеличиваются — колонии водорослей нацело покрыты и окружены плотным студнеобразным гелем кремнезема. Выделяемые в результате жизнедеятельности водорослей органические кислоты способствуют, по-видимому, интенсивной коагуляции геля кремнезема и тем самым ускоряют процесс его накопления. В ручье образуются островки

силикагеля, часто смыкающиеся друг с другом, и, наконец, в самых верхних ручья все русло заполнено силикагелем.

Благодаря достаточной плотности отложений геля кремнезема удалось сделать в них поперечный срез и изучить особенности этих отложений в разрезе.

Мощность отложений силикагеля в русле ручья в 2,5–3 м от его истоков составляет 3,5–4 см. Отмечается слабая полосчатость силикагеля, выражающаяся в чередовании темно-серых и серовато-белых полос. Темно-серая, местами до черной, окраски обусловлена разложившимися частицами погибших водорослей.

Полосчатость связана с циклическим захоронением и гибелью колоний синезеленых водорослей: покрытые со всех сторон однородной плотной массой коагулятов геля кремнезема водоросли погибают. Некоторое время на поверхности захороненных водорослевых колоний идет отложение относительно чистого силикагеля. Затем возникают и очень быстро разрастаются новые колонии водорослей, и процесс повторяется в том же порядке.

Действительно, как правило, наблюдавшаяся поверхность отложений силикагеля представлена плотной корочкой очень чистого, белого геля кремнезема. На корочке в отдельных местах начинают разрастаться ярко-зеленые кустовые колонии водорослей.

Кроме того, отмечаются существенные различия в плотности различно окрашенных полос силикагеля. Темные, пигментированные органическим веществом разности желеобразны. Степень вязкости их невысока, они обладают текучестью. Серовато-белый гель характеризуется значительно большей плотностью, слегка ломок, но хорошо режется ножом.

### Состав и морфологические особенности агрегатов геля кремнезема различной консистенции

Под микроскопом в иммерсионных препаратах силикагель наблюдается в виде неправильных комковатых стяжений изотропен. При максимальных увеличениях наблюдаются признаки глобулярной структуры. Показатель преломления, определенный в иммерсионных жидкостях, равен 1,449.

Химический анализ плотного силикагеля из поверхностной корки отложений (аналитик Е.П. Рябичкина) приведен в табл. 55.

Анализ показывает весьма незначительные примеси алюминия, кальция, натрия и других элементов. Наличие в силикагеле таких компонентов, как Al и Ca, обусловлено, по-видимому, тонкодисперсной механической примесью мельчайших кристалликов ломонтита. Соотношения молекулярных количеств Ca : Al, близкие 1 : 1, в известной степени подтверждают это предположение. В пользу этого свидетельствует также широкое развитие ломонтита в породах района, измененных современными гидротермами, где он является главным компонентом мощной зоны цеолитизации. Присутствие натрия обусловлено примесью хлористого натрия — основного компонента термальных растворов, нередко образующего выцветы на поверхности туфовых глыб на берегу ручья.

Таблица 55

## Химический состав плотного геля кремнезема

Компоненты	%	Компоненты	%	Компоненты	%
SiO <sub>2</sub>	87,67	CaO	0,85	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,36
TiO <sub>2</sub>	не опр.	MgO	0,30	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	6,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> } Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> }	1,34	Na <sub>2</sub> O	0,55	Органика	2,39
		K <sub>2</sub> O	0,18	С у м м а	100,53

Помимо указанных основных компонентов, спектральный анализ в геле кремнезема отмечает: В — О,  $n$ ; Fe — О,  $n^-$ , Sb — 0,0  $n$ ; Ti, Mn, Zn, As, Ni, Sr, Y — 0,0  $n^-$ ; Be — 0,00  $n^+$ ; Ba — 0,00  $n$ ; Cu, Cr, Ca — 0,0  $n^-$  и V — 0,000  $n$ .

На кривой нагревания, полученной в лаборатории термического анализа ИГЕМ, отмечаются одна эндотермическая и одна слабопроявленная экзотермическая реакции. Первая обусловлена выделением связанной воды, вторая, по-видимому, раскристаллизацией геля. Общая потеря в весе составляет около 10% и соответствует содержанию воды и органических соединений (9,64%) в анализируемом силикагеле.

Данные рентгеноструктурного анализа показывают, что какие-либо кристаллические фазы отсутствуют. Описываемый силикагель рентгеноаморфен.

Гели кремнезема, характеризующиеся различной плотностью от почти жидких, студнеобразных до плотных и твердых, а также раствор, в котором они находились, были изучены методами электронной микроскопии.

В растворе во взвешенном состоянии находится большое количество мельчайших (размером 25–50 мкм) глобуль кремнезема. Как правило, большая часть глобуль образует цепочечные агрегаты и неправильные скопления. Среди последних наблюдаются глобули, находящиеся в различных стадиях коалесценции. И как результат этого процесса отмечают редкие, более крупные, одиночные глобули размером 0,3 — 0,5 мк (рис. 26).

Вязкий студневидный гель кремнезема представляет собой скопление цепочечных агрегатов довольно крупных глобуль, размеры которых колеблются в пределах 0,1–0,4 мк (таблица XVII, а). В одних случаях эти агрегаты представлены линейно-ориентированными сростками единичных глобуль; в других — так же ориентированными групповыми сростками многих глобуль. В последнем случае агрегаты приобретают гроздевидные формы. Цепочечные агрегаты, состоящие из линейносросшихся одиночных глобуль, часто ветвятся и образуют кольцевые и каркасные (трехмерные) постройки.

Здесь же в студневидных гелях нередко наблюдаются трубчатые образования. Последние, по-видимому, представляют собой осмотические волокна двуокиси кремния. Как правило, окончания наблюдавшихся мембранных трубок имеют неровные обломанные края. Реже отмечаются ветвящиеся, законченные формы трубок, окончания которых с одной



Рис. 26. Характер частиц в золе кремнезема. Обволакивающая угольная реплика. Увел, 40 000

стороны имеют полусферические ограничения (таблица XVII,б). Окончания отростков также округлые. Длина обломанных мембранных трубок колеблется от 1 до 17 мк. Размеры внешнего диаметра варьируют от 0,3 до 0,8 мк. Минимальная толщина их стенок 0,01 мк, максимальная — 0,05 мк.

В отдельных случаях наблюдались продольно расколотые трубки, на которых можно было видеть их внутреннюю сторону, которая характеризуется относительно ровной поверхностью. Реже отмечается слабо выраженная бугорчатость. На поверхности внутренней стороны трубок удается заметить иногда небольшие углубления диаметром приблизительно 7 мкм. Эти углубления, по-видимому, — реликты первичных пор полупроницаемых мембранных волокон двуокиси кремния.

Если исходить из данных Тинкера [53], который установил, что диаметр пор составляет 0,16 диаметра частиц, образующих мембраны, то можно рассчитывать вероятные размеры частиц для описываемых мембранных трубок. Произведенные расчеты показывают, что размеры частиц находятся в пределах 43—45 мкм, что почти соответствует толщине стенок мембранных трубок (50 мкм), для которых отмечались указанные углубления.

С внешней стороны трубки характеризуются неровной, часто почковидной поверхностью. Кроме того, на поверхности мембранных трубок в одних случаях нередко наблюдаются скопления многочисленных обособленных глобуль, в других — слившихся (таблица XVIII,а).

Помимо мембранных трубок, нередко наблюдаются неправильно-округлые образования типа мембранных ячеек. Изучение под электрон-

ным микроскопом показало, что подобные округлые образования, значительно крупнее, чем глобулы, возникают в результате слияния последних. Это подтверждается нахождением образований переходного типа, представленных полуслившимися глобулами, причем в ряде случаев именно от такого рода образований ответвлялись трубчатые отростки (таблица XVIII, б).

Представляется следующий механизм образования мембранных волокон геля кремнезема. Образовавшиеся (в результате коалесценции глобуль) более крупные неправильно-сфероидальные ячейки при определенных условиях могут вести себя подобно мембранным ячейкам. Определяющим фактором здесь будет разбавление содержащих гели растворов (а это периодически наблюдается для большинства термальных источников и ручьев). Внутри сферических ячеек концентрация растворов дисперсионной среды в отношении насыщения их  $H_2SiO_3$  максимальная. Этой концентрации отвечает определенное значение осмотического давления. При нормальном состоянии системы, растворы с внешней стороны ячейки и растворы внутри ее приблизительно равно насыщены  $H_2SiO_3$  (или  $HSiO_3^-$ ). При разбавлении вмещающих гели растворов это равновесие нарушается, осмотическое давление внутри сфероидальных ячеек оказывается большим, начинается образование трубчатых отростков — осмотических волокон.

В твердом силикагеле поверхностной корки наблюдается чередование плотных опаловидных прослоев с более рыхлыми, порошковатыми.

Порошковатый силикагель представлен однородным агрегатом относительно крупных (0,4–0,6 мк) глобуль. Отмечаются участки, сложенные обособленными одиночными глобулами, среди которых наблюдаются двоянные полуслившиеся глобулы, а также колломорфные образования, характеризующиеся неправильными очертаниями и возникающие в результате слияния многих глобуль (рис. 27). Некоторые участки порошковатого геля кремнезема сложены несколько более плотными микропочковидными агрегатами. Среди последних иногда отмечаются полигональные глобулы, приобретающие в местах соприкосновения гранную форму. На поверхности почек наблюдается огромное количество более или менее равномерно распределенных, мельчайших (0,025 мкм) бугорков (рис. 28). При больших увеличениях электронного микроскопа устанавливается, что указанные бугорки представляют собой пузырчатые образования в приповерхностной части геля, слагающего почку (рис. 29). Эти образования отражают, по-видимому, положение частиц воды, которая появляется в указанных формах вследствие специфических условий получения угольных реплик (вакуум  $10^{-4}$  мм рт.ст.).

Среди глобулярной массы порошковатого силикагеля изредка отмечаются включения кристаллических частиц. Представлены они сростками клиновидных кристаллов, весьма схожих по облику с кристаллами ломонтита, крустифицирующими обломки измененных туфогенных пород в верхних горизонтах зоны цеолитизации (скв. 13). Размеры кристаллических частиц колеблются в широких пределах, от 7–9 до 40–50 мк в диаметре.

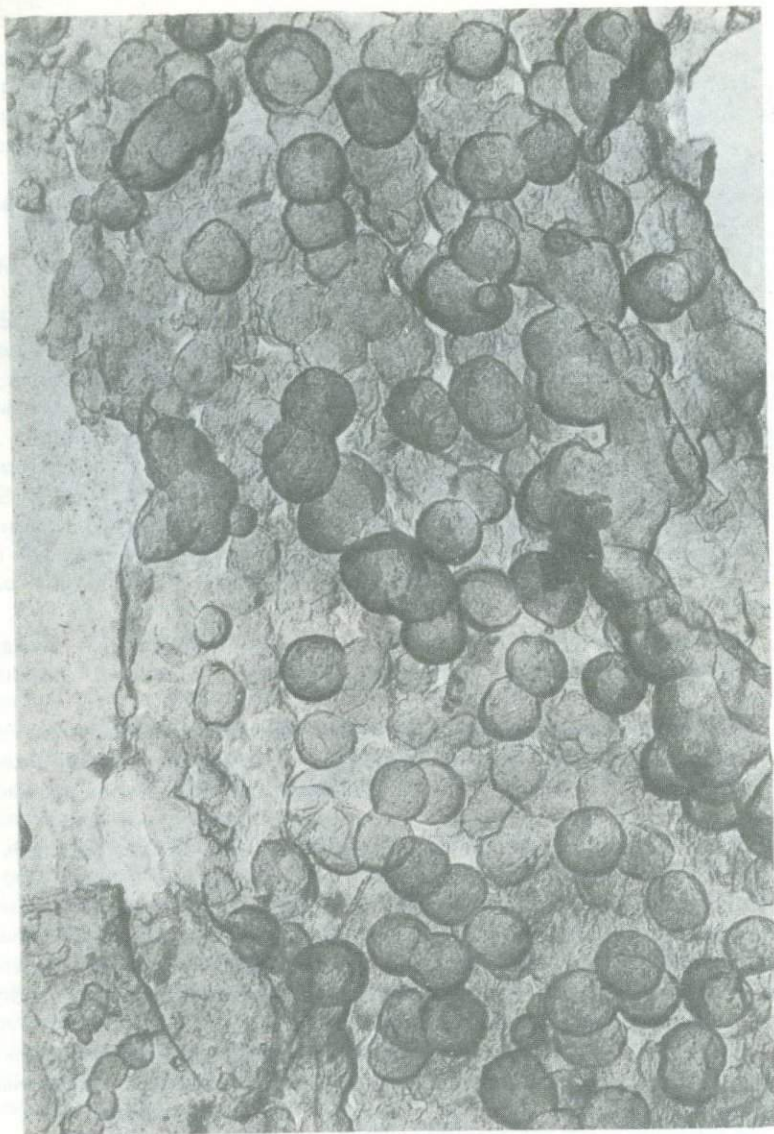


Рис. 27. Однородный глобулярный агрегат порошкового геля кремнезема. В правой части снимка — неправильно коллоидные образования, возникающие в процесса слияния глобуль. Обволакивающая углеродная реплика. Увел. 24 000

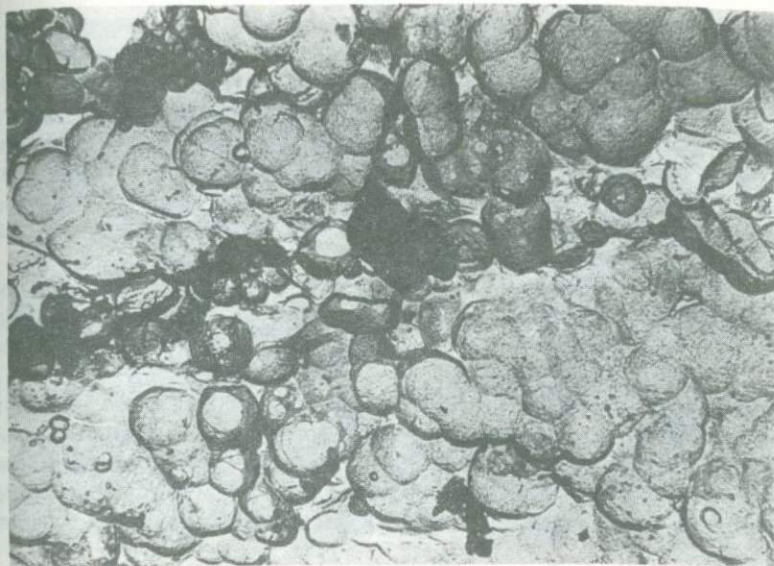


Рис. 28. Микрочковидные агрегаты порошкового геля кремнезема. Обволакивающая угольная реплика. Увел. 18 000



Рис. 29. Распределение воды в приповерхностных участках порчкового геля кремнезема. Обволакивающая угольная реплика. Увел. 36 000

Опаловидные разности твердого силикагеля представлены очень плотными агрегатами слившихся глобуль. В общих чертах в них повторяются особенности строения порошковатых разностей и отмечаются все морфологические типы глобулярных агрегатов, описанных для порошковатого силикагеля. Отличие заключается в более полном, завершенном слиянии глобуль и в более высокой плотности агрегатов. Слияние глобуль и их уплотнение приводят к затушевыванию глобулярной структуры. На сколовых поверхностях опаловидных разностей силикагеля появляются признаки раковистого излома.

Таким образом, изучение геля кремнезема разных консистенций под электронным микроскопом позволило выявить морфологические особенности частиц кремнезема и их агрегатов, характерные для каждой разности.

Установленные мельчайшие (25–50 мкм) частицы кремнезема в растворах, содержащих коагуляты силикагеля, отвечают, по-видимому, мицеллам кремнезема. Нахождение последних в виде агрегатов, состоящих из десятков и сотен частиц, свидетельствует о начавшихся явлениях коагуляции. Сами же растворы могут рассматриваться как сильноразбавленные золи.

Для всех коагулятов геля кремнезема независимо от их консистенции устанавливается глобулярное строение. Начальные стадии диагенеза коагулятов геля кремнезема выражаются в коалесценции глобуль с укрупнением их размеров, в образовании агрегатов — цепочечных, гроздевидных и почковидных, и, наконец, в уплотнении указанных агрегатов при переходе к опаловидным разностям. С уплотнением связано также образование полигональных глобуль.

Следует особо отметить морфолого-генетическую взаимосвязь между глобулярными и более сложными микроколломорфными агрегатами. Микропочковидные и другие колломорфные агрегаты изученного геля кремнезема образуются в процессе диагенеза глобулярных агрегатов, без какого-либо участия кристаллизационных процессов.

Ниже кратко охарактеризуем агрегаты хризоколлы, возникшие в отложениях геля кремнезема в результате технической деятельности человека.

### Современное образование хризоколлы среди отложений геля кремнезема Левого второго ручья

Хризоколла наблюдалась автором настоящей работы в среднем течении Левого второго ручья, где она образовывала пленочные выделения голубовато-зеленого цвета на поверхности геля кремнезема. Источником меди послужил моток медной проволоки, занесенный в ручей человеком. Хризоколла в виде пленки толщиной 1 мм развивается вокруг мотка в радиусе 11 см. Здесь же она нередко покрывает тонкими корочками сухие стебли трав, занесенных ветром в отложения геля кремнезема.

Под микроскопом в иммерсионных жидкостях хризоколла характеризуется голубой с зеленоватым оттенком окраской изотропна, показатель преломления  $N = 1,538$ .

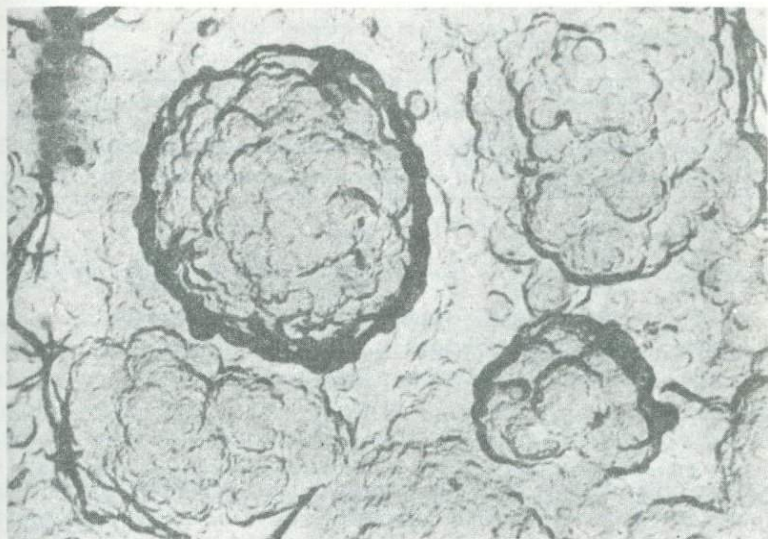


Рис. 30. Глобулярно-почковидное строение плотной корочки хризоколлы. Обволакивающая угольная реплика. Увел. 48 000



Рис. 31. Участок хризоколлы сферолитового строения. Обволакивающая угольная реплика. Увел. 36 000

Таблица 56

## Химический состав хризоколлы

Компонент	%	Молекулярные количества	Атомные количества	Компонент	%	Молекулярные количества	Атомные количества
SiO <sub>2</sub>	50,33	0,838	0,838 = Z	Na <sub>2</sub> O	1,08	0,018	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,42	0,014	0,028 = A	K <sub>2</sub> O	0,56	0,006	0,048 = E
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,24	0,007	0,014 = B	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	12,06	0,669	—
CuO	24,91	0,392	0,392 = D (Cu)	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	3,90	0,216	—
MgO	1,27	0,031	0,031 = D (Mg)				
CaO	2,58	0,046	0,046 = D (Ca)	С у м м а	99,35	—	—

Изучение хризоколлы под электронным микроскопом методом обволакивающих угольных реплик показало, что в основном ее агрегаты сложены аморфными частицами — глобулями и глобулитами, которые сливаясь, образуют микропочковидные и гроздевидные агрегаты (рис. 30). Размеры глобуль колеблются от 25 до 75 мкм, размеры глобулитов — в пределах 0,1–0,2 мк.

Изредка в отдельных препаратах наблюдаются признаки раскристаллизации глобулярных агрегатов хризоколлы. В основной глобулярной массе отмечаются участки, где отдельные почки в одних своих частях состоят из полуслившихся глобулитов, а в других — из радиально-ориентированных кристаллических частиц. В этих же участках отмечаются единичные сферолиты с отчетливо выраженным радиально-лучистым строением (рис. 31). Размеры сферолитов варьируют в пределах 2–3 мк в диаметре; размеры кристаллических индивидов, составляющих сферолиты, колеблются от 1 до 1,5 мк в длину и от 0,1 до 0,2 мк в поперечном сечении. Последние в геометрическом выражении отвечают искаженному шестиугольнику. В периферической части сферолитов, между радиально-ориентированными кристаллическими индивидами, всегда отмечается свободное пространство.

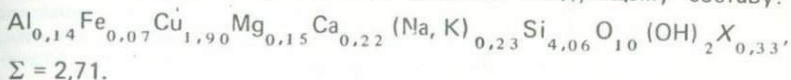
Следует отметить, что процесс раскристаллизации хризоколлы далеко не пошел, так как описываемая хризоколла рентгеноаморфна.

Химический состав описываемой хризоколлы приведен в табл. 56 (анализ выполнен в химической лаборатории Института вулканологии аналитиком И.М. Бендер).

Данные анализа были пересчитаны по способу Росса и Хендрикса [51], исходя из допущенной структурной аналогии хризоколл с монтмориллонитами. Вычислены коэффициент пересчета  $K = 4,854$  и сумма ионов в октаэдрической координации,  $\Sigma = 2,71$ . Содержание обменных оснований принято условно за 0,33 ( $x_{0,33}$ ). Расчет количества Al в тетраэдрической координации приводит к  $y = 0$  и выявляет некоторый избыток кремнезема. Последнее согласуется с визуальным определением механи-

ческой примеси порошкового геля  $\text{SiO}_2$  в пределах 5–6%, образующего тончайший прослой в срединной части хризокolloвой корочки.

Рассчитанная формула хризокolloлы отвечает следующему составу:



Таким образом, описываемая хризокolloла может быть отнесена к разностям, в которых почти весь алюминий в октаэдрических позициях замещен медью.

### Современное минералообразование в технических сооружениях

В процессе технических и режимных испытаний скважин часто наблюдается нарастание плотных опаловидных корок кремнезема на оголовках скважин, а также отложения столь же плотных корочек его на стенках отводных труб. Кроме того, в связи с тем, что парогидротермы месторождения используются для отопления жилых помещений наблюдательной станции, в радиаторах отопления накапливаются значительные количества гелей, несколько более сложного состава, чем гели термальных источников и ручьев.

#### *Гели сложного состава в радиаторах отопления Паужетской наблюдательной станции*

Описываемые ниже гели были извлечены из радиаторов отопления в августе 1963 г. Период их накопления не превышал 6 месяцев.

Химическим анализом (табл. 57) в подсушенном до порошкового состояния геля было обнаружено значительное содержание железа, алюминия, кальция и калия. Наличие железа обусловлено примесью мельчайших частичек железной окалины, образующейся при коррозии радиаторов. В связи с этим данные по содержанию железа были из анализа исключены и количество оставшихся компонентов приведено к 100%. Рассмотрение возможных соотношений молекулярных количеств трех последних компонентов позволили предположить присутствие в геле кремнезема кристаллических фаз, представленных адуляром и ломонтитом. Предварительное изучение описываемых гелей кремнезема под электронным микроскопом подтвердило наличие кристаллических фаз двух типов, представленных игольчатыми и более или менее изометричными кристаллическими частицами.

Для окончательной диагностики кристаллических фаз, последние были выделены из общей массы геля путем многократной отмывки. Из выделенных кристаллических фаз методом электромагнитной сепарации были удалены частицы железной окалины. Фазовый рентгеновский анализ неэлектромагнитной фракции (табл. 58) показал, что кристаллические фазы в геле кремнезема представлены адуляром и ломонтитом.

Детальное изучение под электронным микроскопом очищенного от железной окалины геля кремнезема позволило выявить особенности морфологии частиц как самого геля, так и присутствующих в нем кри-

Таблица 57

## Химический состав сложных гелей из радиаторов отопления

Исходный материал		Данные анализа, пересчитанные на 100%		Исходный материал		Данные анализа, пересчитанные на 100%	
Компонент	%	%	Молекулярные количества	Компонент	%	%	Молекулярные количества
SiO <sub>2</sub>	63,86	67,05	1,188	K <sub>2</sub> O	3,84	4,03	43
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,32	—	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,92	4,11	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,60	15,33	150	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,51	2,63	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,11	—	—	CO <sub>2</sub>	Нет	—	—
FeO	1,14	—	—	F <sup>-</sup>	"	—	—
MnO	Нет	Нет	—	Cl <sup>-</sup>	0,16	0,16	—
MgO	1,41	1,48	20		99,52		
CaO	3,25	3,41	61	-O=Cl <sub>2</sub>	-0,04	—	—
Na <sub>2</sub> O	1,41	1,48	24	С у м м а	99,48	100	—

сталлических фаз, а также получить некоторые данные о взаимоотношениях кристаллических частиц адуляра и ломонтита с частицами геля кремнезема.

Основная масса геля SiO<sub>2</sub> представлена полуслившимися глобулями, образующими гроздевидные или близкие к ним агрегаты. Единичные глобули отмечаются редко. Размеры глобуль колеблются от 0,03 до 0,1 мк. В целом для изучаемых гелей характерны далеко зашедшие явления коалесценции. Об этом свидетельствуют наблюдающиеся переходы от гроздевидных и однородно-глобулярных агрегатов, сложенных полуслившимися глобулями, к своеобразным пленочным образованиям, состоящим из нацело слившихся глобуль.

Специфической особенностью этих пленочных образований является их микрочковидная поверхность и постоянная приуроченность к ним мембранных волокон геля кремнезема. Последние представляют собой трубчатые выросты с характерной сегментно-бугорчатой поверхностью и завершенными полусферическими окончаниями (рис. 32). Преобладают небольшие, различно ориентированные в пространстве, трубчатые выросты длиной в 0,8—1 мк; реже отмечаются мембранные трубки длиной 3,5—4 мк. Диаметр для всех наблюдавшихся трубок постоянен и колеблется в пределах 0,4—0,5 мк. В единичных случаях были встречены обломанные трубки, в которых удалось измерить толщину их стенок, составляющую 45 мкм. Следует отметить, что толщина стенок мембранных волокон в гелях кремнезема из второго Левого ручья также не превышала 50 мкм.

В основной глобулярной массе геля кремнезема более или менее равномерно распределены мельчайшие кристаллики адуляра и ломонтита.

Таблица 58

Межплоскостные расстояния кристаллических фаз, выделенных из скоплений геля  $\text{SiO}_2$  в радиаторах отопления Паужетской станции

Обр. 105		Адуляр		Ломонтит	
<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>
9,251	6	—	—	9,251	6
6,863	5	—	—	6,863	5
5,068	1	—	—	5,068	1
4,651	2	4,651	2	—	—
4,203	9	4,203	9	—	—
3,688	2	—	—	3,688	2
3,445	5	—	—	3,445	5
3,326	10	3,326	10	—	—
3,252	9	3,252	9	—	—
3,00	5	3,000	5	—	—
2,855	4	—	—	2,855	4
2,748	3	2,748	3	—	—
2,581	6	2,581	6	—	—
2,473	3	—	—	2,473	3
2,332	1	2,332	1	—	—
2,246	2	2,246	2	—	—
2,138	7	—	—	2,138	7
1,976	5	—	—	1,976	5
1,928	2	1,928	2	—	—
1,851	2	—	—	1,851	2
1,799	1	—	—	—	—
1,780	7	1,780	7	—	—
1,694	1	1,694	1	—	—
1,665	1	1,665	1	—	—
1,614	3	—	1	1,614	3
1,538	3	1,538	3	—	—
1,514	2	1,514	2	—	—
1,456	2	—	—	1,456	2
1,431	2	1,431	2	—	—
1,402	1	1,402	1	—	—
1,370	5	—	—	—	—
1,340	1	1,340	1	—	—
1,301	1	—	—	1,301	1
1,257	5	—	—	1,257	4
1,227	3	—	—	1,227	3
1,195	3	—	—	—	—
1,180	5	—	—	1,180	5
1,143	1	—	—	1,143	1
1,076	1	—	—	1,076	1
1,067	1	—	—	—	—
1,043	3	—	—	1,043	1
1,036	2	—	—	1,036	2
1,017	1	—	—	1,017	1
0,989	1	—	—	0,889	1



Рис. 32. Мембранные трубки геля кремнезема на поверхности пленочных образований. Обволакивающая угольная реплика, Увел. 9000

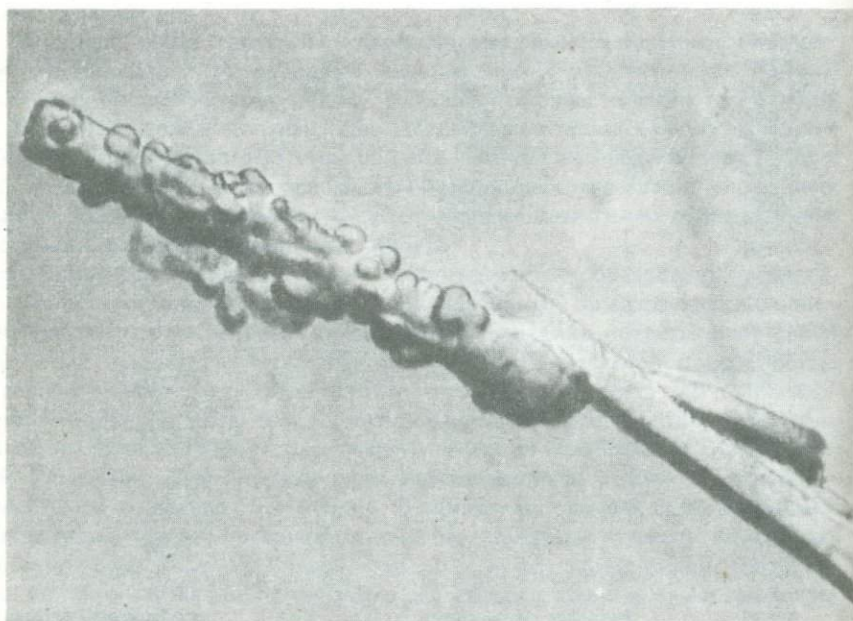


Рис. 33. Кристаллы ломончита, покрытые глобулями геля кремнезема. Обволакивающая угольная реплика, Увел. 27 000

Таблица 59

Химический состав плотного опаловидного минерала (аналитик И.М. Бендер)

Компонент	Содержание, %	Компонент	Содержание, %	Компонент	Содержание, %
SiO <sub>2</sub>	64,34	MnO	0,08	K <sub>2</sub> O	3,12
TiO <sub>2</sub>	1,27	MgO	1,54	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	6,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,89	CaO	3,25	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	3,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,74	Na <sub>2</sub> O	1,61	Сумма	100,61
FeO	1,20				

В отдельных случаях наблюдались участки, обогащенные преимущественно одним из указанных минералов.

**Адуляр** распространен в виде клиновидных кристаллов, часто образующих сложные неправильные сростки. Реже отмечаются изометричные формы. Максимальные размеры наблюдавшихся сростков 7 × 4 мк; размеры срастающихся индивидов 2 × 1,5 мк. Равномерно распределенные в геле кремнезема отдельные очень мелкие индивиды адуляра, как правило, характеризуются отчетливым клиновидным обликом. Для многих индивидов отмечаются элементы скелетного роста. В отдельных случаях удается наблюдать мельчайшие сростки кристалликов адуляра с отчетливо выраженными скелетными формами (таблица XIX, а).

**Ломонтит**, так же как и адуляр, довольно равномерно распределен в глобулярной массе геля кремнезема. Наблюдается он в виде мельчайших игольчатых кристалликов. Размеры их варьируют — в длину от 5 до 12 мк, в поперечном сечении от 0,25 до 0,8 мк. Одиночные кристаллы ломонтита встречаются относительно редко. Чаще наблюдаются сростки двух или трех различно ориентированных кристаллов. Нередки неправильные "крупные" сростки многочисленных кристаллов (таблица XIX, б).

Кристаллы ломонтита характеризуются, как правило, идеальными гранными формами. Изредка отмечаются обломанные и корродированные кристаллы. На рис. 33 приведена электронная микрофотография сростка корродированных кристаллов ломонтита, покрытых скоплениями глобуль кремнезема.

Помимо скоплений описанного выше геля, на внутренних стенках радиаторов наблюдаются плотные кремово-серые натечные коры. Толщина их варьирует от 2 до 5 мм. Поверхность кор ровная, реже слабо бугорчатая. В табл. 59 приведены результаты химического анализа этого минерала. Данные анализа показывают, что этот плотный опаловидный минерал по составу практически аналогичен описанным выше гелям, т.е. представляет собой более плотный гель кремнезема с включениями ультрамикроскопических фаз адуляра и ломонтита.

Изучение под электронным микроскопом показывает, что в этом уплотненном геле кремнезема преобладают мембранные формы. Размеры мембранных трубок: в длину от 0,6 до 3,5 мк, диаметр их всегда постоя-

нен и равен 0,36—0,38 мк. Наблюдавшиеся отдельные, хорошо образованные, кристаллы адуляра имеют размеры от 3 × 2,4 м до 5,3 × 3,2 мк. Грани кристаллов покрыты пленками тонкоглобулярного геля кремнезема, с ответвляющимися от них мембранными трубками.

Таким образом, в радиаторах отопления Паужетской наблюдательной станции и в настоящее время образуются минералы, весьма характерные для минеральных новообразований цеолитовой зоны при гидротермальном изменении туфов дацитового состава.

В результате изучения современного минералообразования в районе разгрузки Паужетских гидротерм выявляются некоторые его основные особенности, определяющиеся главным образом факторами физико-химической дифференциации растворов. Наблюдавшиеся основные парагенетические ассоциации минералов пропилитовой и цеолитовой зон отражают закономерности химической дифференциации растворов, установленные В.В. Аверьевым [1]. По данным последнего, растворы ниже зоны парообразования характеризуются хлоридно-натриевым составом и значительным содержанием растворенных газов —  $\text{CO}_2$  до 70 мг и  $\text{H}_2\text{S}$  до 10 мг/л (интервал 200—300 м). Растворы имеют слабокислую реакцию.

В породах ниже зоны парообразования происходит интенсивное разложение темноцветных компонентов, образование пирита, хлорита, и широко осуществляется карбонатизация полевых шпатов. В зоне парообразования газовая составляющая выделяется из растворов и концентрируется в паровой фазе. Растворы приобретают щелочную реакцию. Значительное изменение рН растворов (от 5,5 до 7,8), по В.В. Аверьеву [1], приводит к резкому нарушению равновесия в растворах. В связи с этим неизбежно должно происходить образование коллоидно-дисперсных минеральных фаз и заполнение ими пор и трещин в породах этой зоны. В данном конкретном случае происходит отложение гелей ломонтитового состава.

Локализация метакolloидного ломонтита в интервале глубин 181—262 м, по-видимому, контролируется границами зоны парообразования.

Растворы выше зоны парообразования характеризуются щелочной реакцией (рН 8—9) и ничтожным содержанием  $\text{H}_2\text{S}$ .

В породах выше зоны парообразования происходит разложение полевых шпатов и стекол с образованием цеолитов в основном ломонтита. Кроме того, крайне характерна переработка гематита в магнетит при ничтожном образовании пирита, что резко отличает зону цеолитизации от пропилитовой зоны, где процесс мушкетовитизации гематита сопровождается образованием пирита.

В заключении следует отметить, что Паужетские гидротермы выносят на поверхность значительное количество кремнезема, который отлагается в термальных источниках и ручьях и при благоприятных условиях накапливается в виде гелей и различного вида гейзеритов.

## МИНЕРАЛЫ СОВРЕМЕННЫХ МЫШЬЯКОВО-СУРЬМЯНЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ В КАЛЬДЕРЕ УЗОН (КАМЧАТКА)

Термальные источники и озера кальдеры Узона, с которыми связано формирование современных рудопроявлений мышьяка и сурьмы, издавна привлекали внимание исследователей. Они посещались К. Дитмаром в 1854 г. и В.Л. Комаровым в 1909 г. Б.И. Пийп в 1933 г., исследуя источники в районе оз. Фумарольного, установил выходы термальных хлоридно-натриевых вод, содержащих значительные количества рудных микрокомпонентов и бора [28]. В последующие годы исследованием Узонских термальных вод занимались В.В. Иванов, О.Н. Толстихин, В.И. Кононов. По инициативе и под руководством В.В. Аверьева на кальдере Узон, были поставлены детальные комплексные исследования по изучению соотношения вулканизма и современных гидротерм. В западной части кальдеры, к которой приурочена область разгрузки металлоносных гидротерм, С.И. Набоко и С.Ф. Главатских [23] было обнаружено современное мышьяково-сурьмяное рудопроявление. Детальное исследование условий разгрузки и химизма гидротерм Узона, а также изучение закономерностей гидрохимической зональности их в очаге разгрузки было проведено Г.Ф. Филиппенко [29]. Большой объем физико-химических исследований проведен Ю.В. Алехиным, А.В. Зотовым, и Н.Н. Колпаковой [4]. Аналогичные исследования проводились Г.А. Карповым и А.Л. Павловым. Минералогия рудных новообразований в очагах разгрузки Узонских гидротерм освещалась в работах С.И. Набоко, С.Ф. Главатских и др. [24] и Л.М. Лебедевым и др. [17].

В настоящем разделе характеризуются преимущественно основные преобладающие, рудные минералы Восточного термального поля и Фумарольного озера (IV озерко).

### КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА<sup>1</sup>

Узонско-Гейзерская гидротермальная система — одна из крупнейших на Камчатке. По данным Э.Н. Эрлиха [39] в структурном плане она контролируется одноименной кольцевой вулканотектонической депрессией, расположенной в пределах центрального Карымско-Семячинского участка грабен-синклинали Восточной вулканической зоны. Образование депрессии обусловлено обрушением кровли очага, после извержения огромных масс игнимбритов и пеплов. Она представляет собой

<sup>1</sup> Приводится по данным Э.Н. Эрлиха, О.А. Брайцевой и Г.Е. Богоявленской.

овальную котловину размером 15 x 7,5 км, выполненную туфогенно-слоистыми отложениями кальдерно-озерного генезиса. Окончательное формирование Узонско-Гейзерской гидрогеологической системы было завершено в верхнем плейстоцене, когда произошло разделение кольцевой структуры на две автономные впадины, что в значительной степени изменило условия разгрузки подземных вод в кальдере Узон и в долине р. Гейзерной [8, 39].

По данным Г.Е. Богоявленской и Э.Н. Эрлиха наиболее характерной особенностью Узонского района является параллельное развитие в нем центров как основного, так и кислого вулканизма на протяжении всего четвертичного времени.

Основные породы представлены базальтовыми лавами серого и темно-серого цвета. В них отчетливо макроскопически отмечаются вкрапленники плагиоклаза, пироксена и оливина. При общем однородном составе вкрапленников относительные количества темноцветных минералов среди базальтов различны. По этому признаку отчетливо выделяются две разновидности: оливин-двупироксеновые базальты (содержание оливина варьирует от 2 до 4%) и двупироксеновые базальты, в которых оливин практически отсутствует, встречаясь лишь в единичных зернах. Отмеченные разновидности базальтов различаются также и по структуре основной массы. В оливин-пироксеновых разностях структура основной массы интерсертальная. Стекла мало, оно чистое и прозрачное. Для основной массы двупироксеновых плагиоклазовых базальтов характерна меньшая степень раскристаллизации, структура ее мелкозернистая, близкая к микролитовой. Стекло темное, переполнено включениями тонкодисперсного магнетита.

Кислые породы представлены дацитами и липаритами. Вулканические продукты дацитового состава развиты как в докальдерном комплексе пород, так и в отложениях кальдерообразующей фазы вулканизма. Среди первых распространены лавы и игнимбриты, для вторых характерны широко развитые игнимбритовые покровы.

Дациты лавовых потоков это серые и темно-серые плотные породы с хорошо выраженной столбчатой отделенностью, с заметными фенокристаллами плагиоклаза и пироксена. Структура породы порфиристая; основная масса характеризуется гиалитовой, иногда микролитовой, структурой.

Игнимбритовые покровы кальдерообразующей фазы вулканизма, при значительном разнообразии текстурных разновидностей; характеризуются постоянством состава. Они относятся к типичным дацитам и содержат от 65 до 68% кремнекислоты. Преобладающими разновидностями игнимбритов этих покровов являются пористый фьямме-игнимбрит с черными линзами дацитового стекла и серый игнимбрит, представленный спекшимися частицами светло-бурого стекла с тонкими линзочками черного обсидиана. Обе разновидности характеризуются преобладанием стекловатой основной массы, небольшим количеством кристаллической фазы и большим количеством обломков чужеродных пород.

Для основной массы типична пеплово-пемзовая структура; стекло часто в значительной степени девитрифицировано; полости заполнены

полевыми шпатами, кристобалитом и тридимитом. Из кристаллических фаз преобладает плагиоклаз (андезин); в незначительных количествах отмечаются пироксены и магнетит.

Липариты представляют собой породы последней стадии вулканической активности, проявлявшейся после образования Узонско-Гейзерной депрессии. Ими сложены молодые экструзии и вершинные экстрозивные монолиты небольших липаритовых вулканов. По текстурным особенностям разделяются: пемзовидные светлые зеленовато-серые липариты перлитового типа, плотные массивные стекла обсидианового типа красного и черного цвета, полустекловатые сферолитовые полосчатые липариты, массивные флюидалные раскристаллизованные разновидности. Преобладающим минералом среди вкрапленников служит плагиоклаз (андезин); вкрапленники пироксенов-роговой обманки не превышают 1,5% общего числа вкрапленников. Г.Е. Богоявленской и Э.Н. Эрлихом отмечается, что, по-видимому, со взрывной деятельностью, сопровождавшей рост липаритовых экструзий, связано образование толщи пирокластических отложений кроющихся игнимбриты.

Особенности геологического строения Узонско-Гейзерной депрессии — вулканизм, петрологические особенности вулканических пород, литология, а также тектоническое строение подробно охарактеризованы в работах Э.Н. Эрлиха, Г.Е. Богоявленской и О.А. Брайцевой [7, 8, 39].

Современная гидротермальная деятельность в кальдере Узон проявляется в ее самой пониженной северо-западной части, в пределах основной зоны широтного разлома, контролирующего как проявления гидротерм, так и распределения гидротермально-измененных пород в пределах депрессии (рис. 34). Формы проявления гидротермальной деятельности разнообразны — множество воронок и грифонов с кипящей водой от нескольких сантиметров до нескольких метров в диаметре, многочисленные грязевые котлы и вулканчики, прогретые парящие площадки с рассредоточенными выходами термальных вод и газопаровых струй. Температура воды источников варьирует от 45 до 96°. Большинство источников характеризуется пульсирующим режимом излива.

Специфической формой гидротермопроявлений в кальдере Узона являются кратероидные воронки диаметром от 25 до 150 м и глубиной до 40 м, связанные с тектоническими нарушениями, подводящими термальные растворы. Эти воронки заняты горячими озерами на дне которых разгружаются перегретые (115–126°) воды.

Особенности гидрогеологии кальдеры Узона, а также основные вопросы гидрохимии термальных вод этого района глубоко и всесторонне освещены в работах Г.Ф. Пилипенко [30]. Ею выделены и детально охарактеризованы основные участки гидротермальной активности: 1) Восточное термальное поле; 2) термальные площадки, локализованные севернее Восточного поля; 3) Озерное термальное поле и Западное термальное поле.

В пределах этих полей в различных по форме очагах разгрузки формируются современные рудопроявления сульфидов мышьяка, сурьмы и железа.

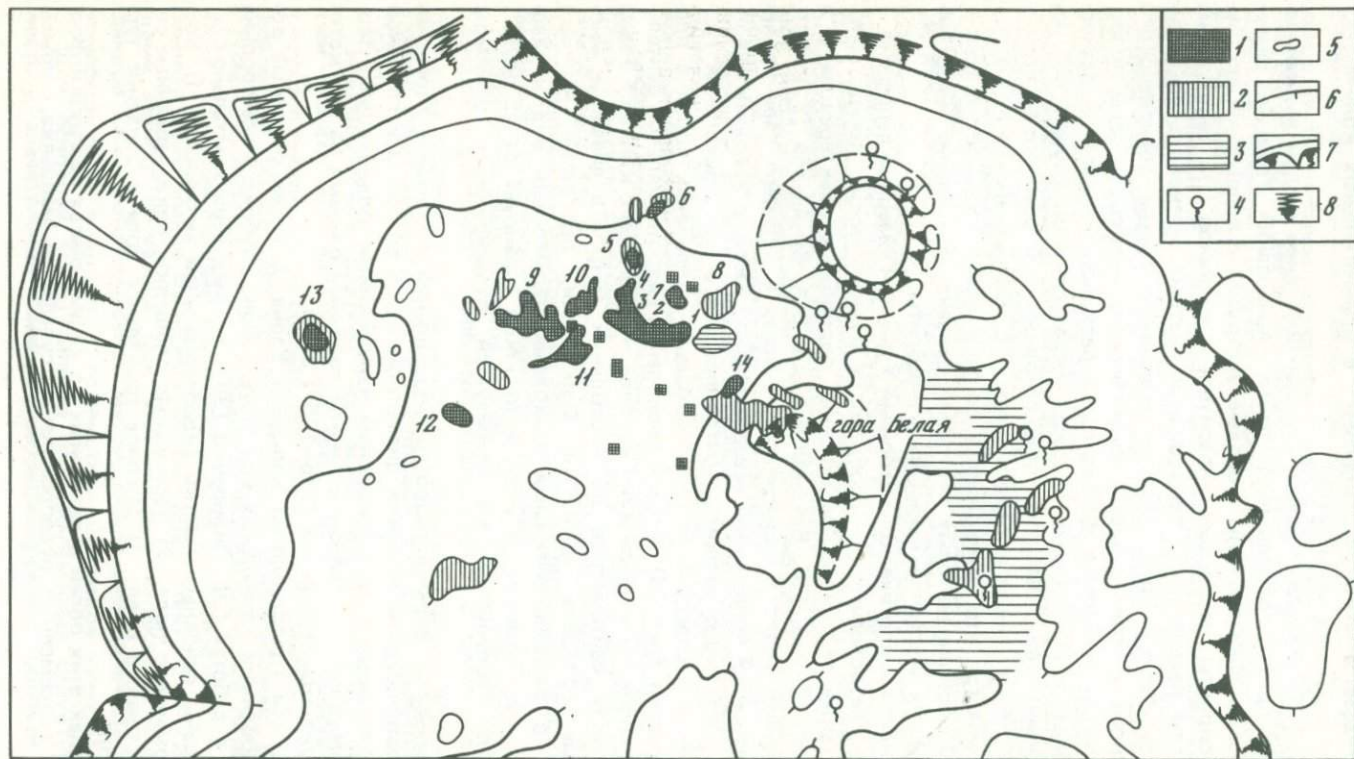


Рис. 34. Схема термопроявлений кальдеры Узон по Г.Ф. Пилипенко [30]

1 — участки проявления современной гидротермальной деятельности; 2—3 — участки гидротермального изменения пород; 4 — холодные грязевые источники; 5 — пресные озера; 6 — горизонталы (условные) через 100 м; 7 — скальные обрывы, сопки Узон; 8 — обрывы внутренних склонов борта кальдеры и мелких вулканических аппаратов. Цифры на рисунке (названия термальных участков); 1, 2, 3 — участки Восточного поля; 4, 5, 6 — площадки Цепочка, Оранжевая, Северная; 7, 8 — площадки Восьмерка и Крайняя; 9 — участок оз. Фумарольного; 10, 11 — участки Теплых болот и Южный; 12 — участок Береговой; 13 — Западное поле; 14 — участок горы Белой

## МИНЕРАЛЫ СОВРЕМЕННЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ

Восточное термальное поле представляет собой сильно выположенную, местами заболоченную, поверхность с многочисленными бурлящими воронками — озерами, грязевыми котлами и парящими малодебитными источниками, расположенными на одном гипсометрическом уровне. Широко распространены в различной степени прогретые термальные площади с рассредоточенными в их пределах выходами паро-газовых струй. Зеркало термальных вод расположено практически у самой поверхности. Воды, по данным Г.Ф. Пилипенко [30], хлоридно-натриевые с минерализацией, варьирующей от 1,5 до 4,5 г/л. Они характеризуются высокими температурами и повышенным содержанием редких щелочей, бора, мышьяка и сурьмы; значения pH колеблются от 6 до 8. В табл. 60 приведены данные химического анализа воды источника Центральный, являющейся типичной для термальных вод этого участка.

По данным А.В. Зотова и др. [11] скважинами ручного бурения на глубинах 2—4 м вскрываются термальные воды с температурой до 105°С. Главными компонентами служат  $\text{Na}^+$  (1,5 г/л) и СГ (2,3 г/л), содержание  $\text{SO}_4^{2-}$  не превышает 100 мг/л; общая минерализация около 4 г/л. Содержание сероводорода (по потенциометрическим данным) не превышает 0,1—0,3 мг/л (преимущественно в виде  $\text{HS}^-$ ). Концентрации мышьяка варьируют в узких пределах: от 5 до 7 мг/л, а сурьмы в более широких — от 0,005 до 0,5 мг/л. Этими авторами указывается на резкое обогащение термальных вод в приповерхностной зоне сероводородом — на 1—2 порядка, в отдельных участках мышьяком — до 30—50 мг/л. На основании проведенных исследований и расчетов А.В. Зотов и др. приходят к выводу, что в целом для гидротерм Узона из всего растворенного мышьяка доля гидросульфидного комплекса ( $\text{HAs}_2\text{S}_4$ ) не превышает 1—5%. Роль аналогичного комплекса в переносе сурьмы также невелика. Они отмечают, что найденные значения pH и Eh соответствуют условиям существования гидроксокомплексов и конкретно для мышьяка комплекса  $\text{H}_3\text{AsO}_3$ , как в зоне отложения аурипигмента, так и на глубине (1—4 м). Для сурьмы, по-видимому, также преобладающим служит комплекс —  $\text{H}_3\text{SbO}_3$ .

Наибольшие скопления рудных новообразований в пределах Восточного термального поля локализуются в зоне повышенной трещиноватости гравелитов, слагающих поле. В пределах указанного участка отмечается значительное количество небольших грифонов, в которых наблюдаются скопления илистых осадков ярко-желтого цвета, а также множество сочащихся проколов с характерными шлейфами ярко-желтых осадков. Закопушками, глубиной 0,5—0,6 м, на этом участке выявляется мышьяково-сурьмяное оруденение. В разрезах указанной выше глубины наблюдается отчетливо выраженная зональность в распределении рудных минералов, цементирующих, как правило, терригенный материал.

В осевой части центрального участка, к которой приурочены основные выходы хлоридно-натриевых гидротерм, на поверхности широко развиты гейзеритовые коры. Толщина их невелика и варьирует от 1,5—2 мм

Таблица 60

Химический состав воды источника Центральный [30], (аналитик Г.Д. Вейнребе)

Компонент	мг/л	Компонент	мг/л	Компонент	мг/л
H <sup>+</sup>	Не обн.	Tl <sup>4+</sup>	Не обн.	H <sub>2</sub> AsO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Не обн.
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	6,7	As <sup>3+</sup>	2,0	HPO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	0,08
K <sup>+</sup>	98,0	F <sup>-</sup>	1,5	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	Не обн.
Na <sup>+</sup>	1144,0	Cl <sup>-</sup>	1853,5	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	"
Mg <sup>2+</sup>	2,2	Br <sup>-</sup>	3,5	CO <sub>2</sub>	17,6
Ca <sup>2+</sup>	47,5	I <sup>-</sup>	0,5	H <sub>2</sub> S	Не обн.
Fe <sup>3+</sup>	0,3	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	124,3	H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	211,6
Fe <sup>2+</sup>	Не обн.	HSO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	Не обн.	в том числе	103,6
Al <sup>3+</sup>	0,2	HS <sup>-</sup>	"	коллоидная	
Mn <sup>2+</sup>	0,2	S <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	"	HBO <sub>2</sub>	265
Cu <sup>2+</sup>	0,002	SO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	"	Общая минерализация	3778,7
Pb <sup>2+</sup>	Не обн.	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	17,7		
Zn <sup>2+</sup>	0,3	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	Не обн.		

до 2—3 см. Гейзеритовые коры образуют разобщенные островки и пространство поверхности между ними покрыто мелкой щебенкой, состоящей из плоских обломков различных пород (дациты, андезиты, игнимбри-ты и др.), покрытых тончайшими корочками гейзерита. Мощность гейзеритов и щебенки не превышает 2,5—3 см.

Под щебенкой и гейзеритами расположены глины, в верхней части (4—6 см) темно-серые, в нижней (7—10 см) — зеленовато-желтого и лимонно-желтого цвета.

Изучение отмытого от глинистых частиц тонкодисперсного рудного пигмента, составляющего от 6 до 18% общего веса исследованных проб, показало, что он преимущественно представлен аурипигментом с примесью реальгара, антимонита и пирита.

Исследование тяжелой фракции под электронным микроскопом (метод суспензий) показало, что 90% исследуемого вещества состоит из мельчайших (до 1 мкм) клиновидных и копьевидных кристалликов аурипигмента. Одиночные кристаллы присутствуют в ограниченном количестве, чаще они, срастаясь, образуют дендритовидные агрегаты (таблица XX, а). Несмотря на чрезвычайно мелкий размер частиц, удалось тем не менее отобрать под микроскопом около 2 мг аурипигмента. В табл. 61 приведены значения его межплоскостных расстояний.

Реальгар составляет не более 5—6% исследуемой массы вещества. Он представлен очень мелкими (0,1 мкм) короткопризматическими кристаллами. Отмечаются как отдельные индивиды, так и их линейные и петьчатые сростки (таблица XX, б). В единичных случаях отмечаются более крупные кристаллы реальгара, размером до 8 мкм (таблица XX, в). Количество пирита в исследованных пробах не превышает 3—4%. Он представлен чрезвычайно тонкодисперсными (0,2 мкм), но всегда хорошо

Таблица 61

Межплоскостные расстояния аурипигмента (центральная часть Восточного поля)

Аурипигмент, Узон, Восточное поле		Аурипигмент из Аллхара		Аурипигмент, Узон, Восточное поле		Аурипигмент и Аллхара	
<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>
4,79	9	4,775	10	—	—	2,341	2
3,72	1	3,704	2	—	—	2,294	1
3,20	1	3,181	2	—	—	(2,126)	1
3,09	2	3,077	2	2,10	4	2,085	4
—	—	(2,933)	1	2,05	2	2,031	2
2,86	2	2,839	2	1,927	2	(1,923)	2
2,80	4	2,785	4	—	—	(1,864)	1
2,72	7	2,707	6	1,744	9	1,743	8
—	—	(2,550)	1	—	—	1,710	1
2,46	6	2,446	6	1,690	4	1,684	4

окристаллизованными частицами. Антимонит хотя и отмечается постоянно, но не превышает 1–2% общей массы вещества. Он наблюдается как в виде отдельных тончайших игольчатых кристалликов (не превышающих в длину 5 мкм), так и в виде метельчатых радиально-лучистых сростков. Отмечаются также сложные сростания его кристаллов, образующих комковатые войлокообразные агрегаты.

Таким образом, эта поверхностная зона (основные нерудные минералы: монтмориллонит, рентгеноаморфный кремнезем, сера) обогащена аурипигментом и ниже будет именоваться аурипигментовой. Мощность ее в различных закопушках в пределах центральной части поля варьирует в широких пределах — от 1–2 до 15–16 см.

Следует отметить, что нередко даже в близко расположенных (0,5–0,7 м) друг от друга закопушках в одной аурипигментовая зона присутствует, а в другой ее нет.

Ниже глинистой, обогащенной аурипигментом зоны расположена песчано-гравийная. Пролувиально-делювиальный материал этой зоны представлен окатанными обломками базальта, андезита, дацита, пемзы, опализированных разновидностей этих пород, кварца, различных пироксенов и др. В верхней части размеры обломков этих пород не превышают 1–2 мм, ниже размеры их резко увеличиваются, достигая 1–3 см.

Окатанные обломки пород цементируются опалом и агрегатом тонкоигольчатого реальгара. Характер цементации различен — в одних случаях гравийный материал нацело цементируется оранжево-желтым, иногда с черными пятнами и полосами, опалом; в других — окатанные обломки покрываются тонкой оторочкой опала, на поверхности которого расположены мелкие длиннопризматические кристаллы реальгара. Рыхлые агрегаты аналогичных кристаллов его заполняют полое пространство между обломками пород, слабо цементируя их (таблица XX, 2).

Таблица 62

Межплоскостные расстояния реальгара (Восточное термальное поле)

Исследуемый реальгар		$\beta$ -AsS Кларк [44]		Исследуемый реальгар		$\beta$ -AsS Кларк [44]	
<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>
—	—	6,02	3	3,21	9	3,20	8
5,77	3	5,75	4,5	3,09	2	3,08	3
5,41	9	5,40	10	3,00	5	3,00	4
4,68	1	4,65	2	2,95	7	2,93	6
4,47	1	—	—	2,90	2	2,88	3
4,30	2	4,28	2	—	—	2,84	2
4,08	1	4,05	2	2,80	1	2,79	1
—	—	3,75	1	2,74	7	2,73	6
3,70	2	3,68	2	2,72	3	2,71	3
3,63	2	3,61	1	2,67	1	2,65	1

Таблица 63

Химический состав реальгара (Восточное термальное поле), аналитик Т.И. Лосева

Компонент	%	Атомные количества	Компонент	%	Атомные количества
As	72,30	0967	S	28,86	901
Hg*	Нет	—	Se	Нет	—
Tl*	"	—	Сумма	101,1	—
Sb**	"	—			

\* Чувствительность — 0,1 — 0,2%.  
 \*\* Чувствительность — 0,05%.

Размеры кристаллов реальгара из этой зоны в различных участках термального поля широко колеблются — от десятых долей до миллиметра и до 3—4 мм по оси *c*. Визуально отмечаются следующие простые формы: *l* (120), *m* (110), и *c* (001); наиболее развиты — *l* (120) и *n* (011). Очень часто отмечаются полые (по оси *c*) кристаллы. От обычных они отличаются тем, что форма *n* (011) развивается лишь в виде узкой полоски, а центральная часть занята полостью, имеющей в поперечном разрезе гранные очертания, отвечающие комбинации форм *n* (011) и *l* (120). Образование подобных форм обусловлено, по-видимому, очень быстрым ростом кристаллов по оси *c* и резким прекращением их роста впоследствии. Там, где дорастание кристаллов еще происходит, форма *n* (011) образует нормальную головку кристалла.

В табл. 62 приведены значения межплоскостных расстояний описываемого реальгара, снятые и расшифрованные в рентгеноструктурной

Таблица 64

Химический состав пирита (Восточное термальное поле)

Компонент	%	Атомные количества	Компонент	%	Атомные количества
Si	Нет	—	Co	Нет	—
Fe	45,32	811	Zn	0,03	—
Cu	Нет	—	As	Нет	—
Au	"	—	S	52,46	1636
Ni	"	—	Сумма	97,81	—

лаборатории ВИМС Г.А. Сидоренко. Полученный набор линий отвечает низкотемпературной  $\beta$ -модификации [44].

Особенности химического состава изучались с помощью рентгеновского микроанализатора MS-46 фирмы "Самеса" (табл. 63). Полученные данные показывают несколько заниженное, против стехиометрии, содержание серы, а также отсутствие сколь-нибудь ощутимых изоморфных примесей ртути, таллия, сурьмы и селена.

Мощность реальгаровой зоны в различных участках термального поля варьирует от 6–7 см до 10–12 см. В нижней части ее встречается пирит, покрывающий тонкими пленками поверхность опаловых оторочек.

На глубине 30, реже 35 см, реальгаровая зона переходит в пиритовую. Размерность окатанных обломков пород в этой зоне заметно увеличивается до 2–2,5 см в общей массе гравелитов, с отдельными более крупными обломками до 5–6 см в диаметре. В различных закопушках размерность окатанных обломков пород неоднородна, в одних они несут следы сортировки, в других, наряду с крупными обломками, присутствует большое количество мелких (0,3–0,5 см).

Обломочный материал слабо цементируется пиритом, в верхней части зоны тесно ассоциирующим с реальгаром, а в нижней — с антимонитом. Опаловые корочки, покрывающие поверхность окатанных обломков пород, столь характерные для реальгаровой зоны, здесь присутствуют в виде тончайших пленок или отсутствуют вовсе. Обломки пород, как правило, покрыты тончайшими (сотые доли миллиметра) корочками пирита. Поровые пространства в гравелитах этой зоны заполняются мелким, в значительной части замещенным пиритом, терригенным материалом и мельчайшими кристаллами (0,1–0,5 мм) пирита. Кристаллы представлены преимущественно гексаэдрами, реже комбинацией их с октаэдрами.

В табл. 64 приведены результаты анализа пирита из этой зоны, выполненные с помощью рентгеновского микроанализатора MS-46. Как видно из анализа, пирит характеризуется простотой состава, отсутствием заметных количеств как изоморфных примесей, так и отсутствием микровключений других минеральных фаз<sup>1</sup>. Это согласуется с размерами элементарной ячейки  $a = 5,422 \pm 0,002 \text{ \AA}$ .

<sup>1</sup> Подобное заключение относится только к хорошо окристаллизованным разновидностям пирита, входящим в состав цемента.

Как уже отмечалось, в нижней части зоны (в 40–45 см от поверхности) с пиритом тесно ассоциирует антимонит. На поверхности обломков пород он образует тонкие шероховатые корочки, в отдельных случаях с отчетливой микрочковидной поверхностью. Кроме того, в полостях между обломками, антимонит наблюдается в виде войлокообразных, спутанно-волоконистых агрегатов, часто нацело заполняющих эти полости.

Изучение антимонитовых корочек и тончайших налетов на поверхности обломков под растровым электронным микроскопом показало, что это микродрузы прекрасно образованных кристаллов антимонита (таблица XXI). Размеры кристаллов варьируют от тысячных долей до 1 мм по оси *c*. Визуально определяются следующие формы: *m* (110), *b* (010), *s* (113) и *p* (111); находясь в комбинации: в одних случаях резко преобладает *m* (110), в других — *b* (010). В последнем случае кристаллы резко уплощены по *b*. Грани, как правило, гладкие, но в отдельных случаях отмечается, столь характерная для антимонита, грубая вертикальная штриховка (рис. 35). Часто на поверхности ранее образованных кристаллов наблюдается большое количество вновь зарождающихся более мелких кристалликов. Таких зарождений множество, поскольку процесс образования антимонита продолжается и в настоящее время. Особенно ярко это проявляется в рыхлых агрегатах антимонита (рис. 36).

Значение межплоскостных расстояний, полученных и расшифрованных А.А. Анисимовой в рентгеноструктурной лаборатории ИГЕМ АН СССР, приведены в табл. 65.

Особенности химического состава антимонита из центральной части Восточного термального поля изучались с помощью рентгеновского микроанализатора MS-46 фирмы "Самеса". Результаты анализа приведены в табл. 66. Изучение особенностей распределения установленных примесей Fe и As показало, что примесь железа обусловлена мельчайшими микровключениями. Примесь мышьяка изоморфная. При этом обнаружено, что в различных зернах антимонита содержание As неодинаковое; есть зерна, где он отсутствует вовсе, но в большинстве исследованных зерен его содержание варьирует от десятых долей до 4,5%.

В этой же зоне с антимонитом ассоциирует игольчатый минерал светло-желтого цвета, находящийся на поверхности обломков в виде скоплений длиннопризматических кристаллов или образующий радиально-лучистые агрегаты (таблица XXII, а). По внешнему виду кристаллы этого минерала близки к длиннопризматическим кристаллам реальгара (отличие — цвет), с очень сильным блеском. В зоне, обогащенной антимонитом, описываемый минерал встречается довольно часто, но в ничтожно малых количествах. Качественно, в отдельных зернышках, определены мышьяк и сера. Для рентгеноструктурного анализа удалось отобрать небольшое количество вещества. Полученные значения межплоскостных расстояний (табл. 67) не отвечают ни одному из известных сульфидов мышьяка (учитывая и модификации). Учитывая возможный дефицит серы в системе, не исключено образование мышьякового аналога кермезита ( $Sb_2S_2O$ ) —  $As_2S_2O$ .

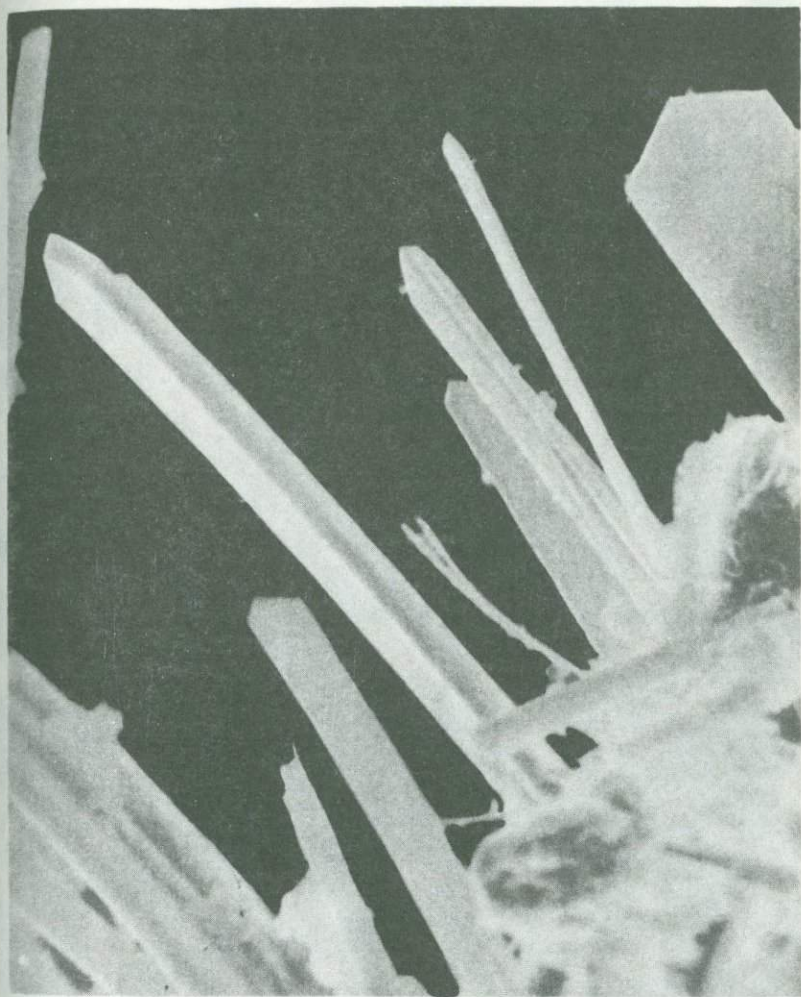


Рис. 35. Характерные формы кристаллов антимонита. Растровый электронный микроскоп. Увел. 3000

Изложенная выше характеристика разреза рудопоявлений сурьмы и мышьяка, формирующихся в приповерхностной зоне (от 0 до 0,6 м) гравелитовых отложений Восточного термального поля, — сводная по материалам 22 разрезов. В одних разрезах присутствуют все три зоны (аурипигментовая, реальгаровая и антимонит-пиритовая), последовательно сменяя одна другую с глубиной; иногда выпадает аурипигментовая зона, а реальгаровая при этом приближается практически к самой поверхности. Нередко отсутствует антимонитовая минерализация и под реальгаровой зоной в этом случае расположена чисто пиритовая зона. Следует отметить, что такие минералы как киноварь, метациннабарит, арсенопирит, халькопирит

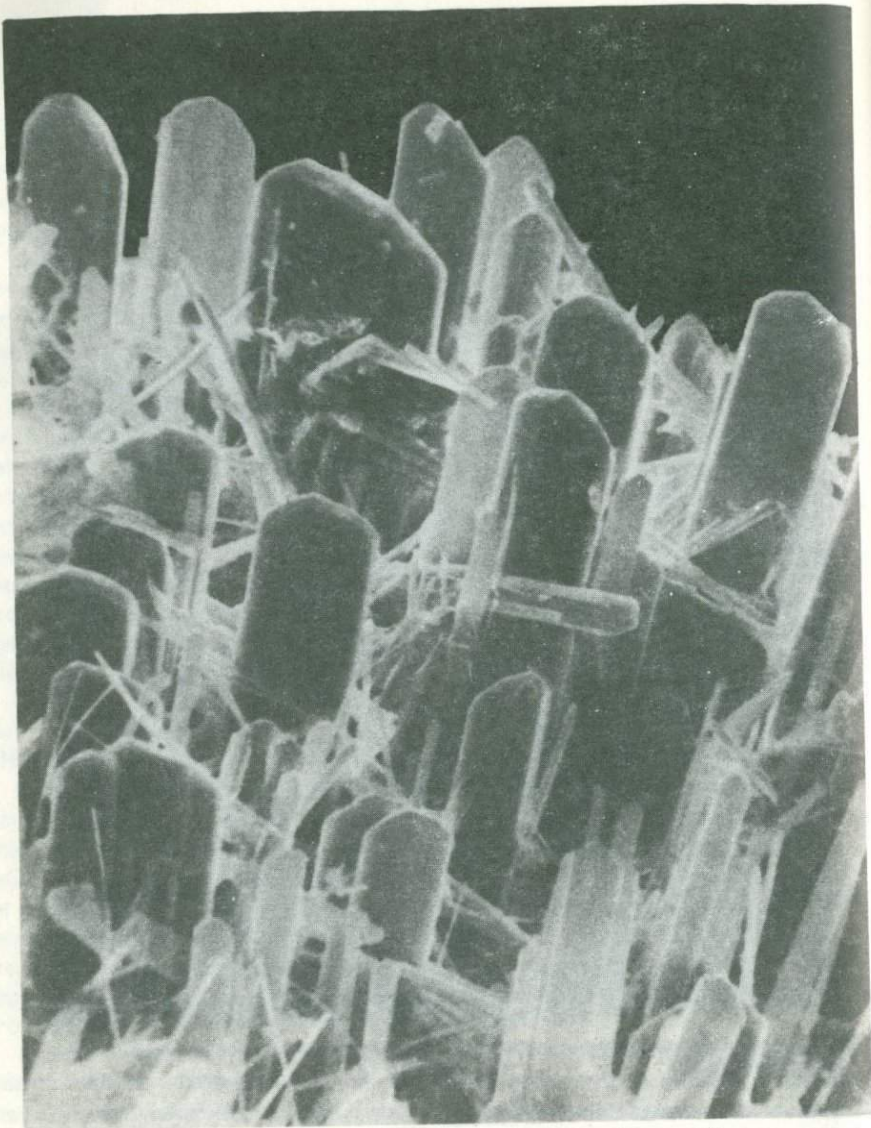


Рис. 36. Строение цементационных агрегатов антимонита. Растровый электронный микроскоп. Увел. 2000

(и другие сульфиды меди), Sb–Pb сульфосоли, скородит и, тем более, пентландит, ни в одном из изученных разрезов среди современных рудных новообразований нами не были встречены.

В нескольких закопушках, как единичные находки, отмечаются сфалерит и галенит.

Сфалерит в ничтожных количествах был обнаружен в двух закопушках у самого уреза воды оз. Хлоридное, на глубине 12–15 см от поверхности.

Таблица 65

Межплоскостные расстояния антимонита из современных рудопроявлений  
Узона

Антимонит				ASTM [40]		Берри, Томпсон [43]		В.И. Михеев [31]	
Восточное термальное поле		Фумарольное озеро		<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
—	—	—	—	16	7,99	—	—	—	—
—	—	1	(5,63)	36	5,654	3	5,64	2	(5,60)
1	5,08	2	5,05	57	5,022	4	5,07	3	5,076
—	—	—	—	—	—	—	—	1	4,558
1	3,962	1	(3,95)	28	3,987	2	4,00	2	3,933
—	—	—	—	29	3,632	—	—	—	—
6	3,558	9	3,58	67	3,573	10	3,58	9	3,566
—	—	—	—	72	3,556	—	—	—	—
1	3,472	—	—	25	3,458	—	—	—	—
2	3,411	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	1	3,371	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	18	3,178	—	—	—	—
—	—	1	3,135	37	3,128	2	3,14	4	3,121
10	3,053	10	3,04	95	3,053	2	3,06	9	3,045
9	2,772	8	2,766	100	2,764	3	2,76	9	2,757
5	2,679	1	2,684	52	2,680	1	2,67	6	2,670
1	2,620	—	—	—	—	—	—	—	—
4	2,542	4	2,531	46	2,525	4	2,52	4	2,598
—	—	—	—	—	—	—	—	9	2,511
—	—	—	—	22	2,426	1	2,43	3	2,427
—	—	—	—	44	2,227	1	2,26	5	2,271
—	—	1	2,226	25	2,233	2	2,22	5	2,217
—	—	—	—	7	2,202	—	—	—	—
—	—	—	—	6	2,185	—	—	—	—
2	2,098	2	2,105	21	2,101	3	2,10	8	2,087
—	—	—	—	12	2,088	—	—	—	—
—	—	—	—	10	1,992	1/2	1,994	—	—
6	1,943	5	1,943	46	1,940	5	1,933	10	1,933
3	1,917	2	1,914	36	1,920	—	—	7	1,912
—	—	—	—	9	1,885	1/2	1,881	—	—
—	—	—	—	9	1,871	—	—	—	—
1	(1,859)	—	—	5	1,858	1/2	1,852	2	1,854
—	—	—	—	9	1,846	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1/2	1,781	1	1,789
4	1,730	1	1,732	19	1,729	3	1,728	7	1,720
6	1,693	—	—	34	1,6906	4	1,692	10	1,687
—	—	—	—	8	1,6358	1/2	1,639	2	1,623
—	—	—	—	10	1,5431	1	1,528	3	1,539
2	1,526	—	—	16	1,5280	—	—	6	1,518

Таблица 65 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
—	—	—	—	5	1,4837	2	1,484	2	1,478
—	—	—	—	5	1,4617	—	—	—	—
—	—	—	—	7	1,4441	2	1,445	—	—
—	—	—	—	5	1,4937	—	—	3	1,437
—	—	—	—	—	—	1/2	1,402	3	1,394
—	—	—	—	—	—	1/2	1,361	2	1,352
1	1,312	4	1,309	—	—	3	1,312	7	1,305
—	—	—	—	—	—	1	1,293	1	1,287
1	1,241	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	4	1,236
—	—	—	—	—	—	—	—	3	1,197
—	—	—	—	—	—	—	—	4	1,183
—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,167
—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,142
1	1,109	—	—	—	—	—	—	5	1,108
—	—	—	—	—	—	—	—	3	1,079

Таблица 66

Химический состав антимонита (Восточное термальное поле), аналитик Т.И. Посева

Компонент	%	Атомные количества	Компонент	%	Атомные количества
Si	Нет	—	Tl	Нет	—
Fe	0,15	—	As	1,60	0021
Sb	69,85	0573	S	27,68	0863
Bi	Нет	—	Se	Нет	—
Hg	"	—	С у м м а	99,28	—

Таблица 67

Межплоскостные расстояния желтых игольчатых кристаллов, ассоциирующих с антимонитом

<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
1	5,72	4	3,02	1	1,742
9	5,64	4	2,93	2	1,710
1	5,41	10	2,82	1	1,683
10	5,16	2	2,69	3	1,612
2	4,64	2	2,31	1	1,541
1	4,19	1	2,16	1	1,513
9	3,77	1	2,05	2	1,433
2	3,58	2	1,871	1	1,407
8	3,30				

Содержание цинка и кадмия в воде, отобранной с глубины 0,5 м вблизи указанных закопшек, варьировало в различных пробах: Zn от 0,3 до 0,8 мг/л; Cd от 0,006 до 0,01 мг/л. В обоих случаях он тесно ассоциирует с пиритом и реальгаром. Визуально отмечались несколько кристаллов, размером 0,2–0,3 мм в диаметре, представленные комбинацией двух, более или менее одинаково развитых, тетраэдров, с сильно корродированными гранями и притупленными ребрами. Четких возрастных взаимоотношений с пиритом не отмечалось. Реальгар более поздний, так как отчетливо наблюдается нарастание мелких призматических кристалликов его на корродированную поверхность кристаллов сфалерита.

В табл. 68 приведены результаты анализа сфалерита, выполненного на микрозонде MS-46 фирмы "Сатеса". Приведенные данные показывают, что сфалерит из закопшек у оз. Хлоридное представлен маложелезистыми разновидностями, содержащими небольшую примесь кадмия и ничтожную — меди. В табл. 69 приведены значения межплоскостных расстояний этого сфалерита.

Галенит в крайне незначительных количествах был обнаружен в закопшках в западной части поля в районе Пульсирующего источника. Здесь, на глубине 10–12 см от поверхности, среди пиритизированных гравелитов были обнаружены корочки опала в 2–2,5 см толщиной, крайне неравномерно окрашенного в темно-серый и черный цвет. Изучение этого опала под микроскопом показало, что его окраска обусловлена включениями тонкодисперсного глобулярного пирита. Глобули его размером в 1–3 мк неравномерно распределяются в массе опала, обуславливая тем самым пятнистость окраски. Глобули пирита в описываемом опале нередко образуют неправильные стяжения и сферические агрегаты (глобулиты) (таблица XXII, б). В краевых частях корочек в опаловой массе изредка отмечаются мельчайшие (5–8 мк) неправильные зернышки сфалерита и почти таких же размеров (от 2 до 12 мк) выделения галенита. По характеру взаимоотношений сфалерита и галенита, последний явно более поздний (его мельчайшие зернышки иногда нарастают на поверхность несколько более "крупных" зерен сфалерита).

В табл. 70 приведены данные по определению основных компонентов сфалерита, выполненные на микрозонде MS-46, единичными замерами с очень мелкого (7–8 мк) зерна.

На поверхности темных, пигментированных пиритом, опаловых корочек отмечаются редкие очень мелкие кристаллы галенита (таблица XXII, в).

Их размеры варьируют от 50 до 0,1 мм в поперечнике. Облик кристаллов гексаэдрический. Химический состав этого галенита был изучен с помощью рентгеновского микроанализатора MS-46 (табл. 71). В пределах точности метода, исследуемый галенит является беспримесным сульфидом свинца. В табл. 72 приведены значения межплоскостных расстояний описываемого галенита.

В центральной части Восточного термального поля наблюдаются многочисленные парящие проколы и небольшие (около 30 см в диаметре) грифоны малодобитных источников. На стенках каналов указанных проколов и на дне ряда грифонов наблюдается желтый тонкодисперсный оса-

Таблица 68

Химический состав сфалерита (Восточное термальное поле, район оз. Хлоридное), аналитик Т.И. Лосева

Компонент	%	Атомные количества	Компонент	%	Атомные количества
Zn	66,23	1012	Hg	"	—
Fe	0,57	1	Cu	0,02	—
Mn	Нет	—	As	Нет	—
Cd	0,32	—	S	32,9	1096
Tl	Нет	—	С у м м а	99,83	—

Таблица 69

Межплоскостные расстояния сфалерита (Восточное термальное поле, район оз. Хлоридное)

Сфалерит исследуемый		Сфалерит Берри, Томпсон [43]		Сфалерит исследуемый		Сфалерит Берри, Томпсон [43]	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
4	3,24	—	—	1	1,552	—	—
10	3,13	10	3,12	3	1,358	3	1,352
3	2,71	2	2,70	1	1,340	—	—
3	2,89	—	—	1	1,214	1	1,212
9	1,904	8	1,910	6	1,088	5	1,106
3	1,782	—	—	4	1,060	3	1,042
10	1,628	7	1,631	4	1,020	—	—

Таблица 70

Химический состав сфалерита (Восточное термальное поле, район источника Пульсирующий), аналитик А.И. Цепин

Компонент	%	Атомные количества	Компонент	%	Атомные количества
Zn	62,37	0953	S	29,07	0906
Fe	0,21	—			
Cd	0,23	—	С у м м а	91,88	—

Таблица 71

Химический состав галенита (Восточное термальное поле, район источника Пульсирующий), аналитик А.И. Целин

Компонент	%	Атомные количества	Компонент	%	Атомные количества
Pb	85,90	0414	Tl	"	—
Ag	Нет	—	Sb	"	—
Bi	"	—	S	13,48	0420
Hg	"	—	С у м м а	99,38	—

Таблица 72

Межплоскостные расстояния галенита (Восточное термальное поле, район источника Пульсирующий)

Галенит исследуемый		Галенит Берри, Томпсон [43]		Галенит исследуемый		Галенит Берри, Томпсон [43]	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
8	3,43	9	3,44	3	1,636	—	—
2	3,10	—	—	2	1,485	2	1,486
10	2,96	10	2,98	5	1,322	4	1,321
9	2,096	8	2,10	4	1,206	4	1,206
2	1,904	—	—	1	1,051	2	1,050
6	1,792	5	1,791	2	1,005	3	1,003
3	1,714	3	1,710	2	0,992	3	0,989

док, отложение которого происходит и в настоящее время. Полуколичественным спектральным анализом в осадке отмечается большое количество кремния и мышьяка, а также постоянная примесь сурьмы (до 1%). Цвет осадка предполагал присутствие в нем аурипигмента. Попытка выделить последний путем простой отмывки водой не увенчалась успехом. Тогда методом отмучивания в воде этот осадок был разделен на три фракции. Размер наиболее крупной составлял не более 0,05–0,1 мм. В количественном отношении эта фракция составляла не более 10–12% общей массы вещества.

Другая средняя фракция, размером в 0,01–0,05 мм, составляла около 15–20% и, наконец, третья — самая тонкая (менее 0,01 мм) преобладающая (не менее 70% общей массы осадка). При отстаивании третьей фракции в течение суток осадок заметно дифференцировался на три, постепенно переходящих один в другой и отличающихся по цвету слоя. Верхняя часть осадка серовато-белого цвета составляла около половины его объема, ниже он приобретает желтовато-серый цвет (около 1/4) и в самой нижней части, составляющей также около 1/4 объема, осадок окрашен в

Таблица 73

Межплоскостные расстояния светло-желтого минерала из грифонов Восточного термального поля (тяжелые фракции)

Данные Л.М. Лебедева [17]		Данные А.В. Зотова [11]		Данные А.В. Зотова [11]	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
1	5,32	1	5,61	1	5,69
2	5,34	—	—	—	—
10	5,18	10	5,15	10	5,19
—	—	—	—	2	5,05
1	4,15	—	—	1	4,20
2	3,85	—	—	—	—
9	3,74	8	3,73	8	3,78
—	—	7	3,60	—	—
2	3,49	—	—	—	—
8	3,29	7	3,28	7	3,31
3	3,22	—	—	—	—
2	3,11	7	3,09	5	3,12
5	3,03	4	3,01	5	3,05
5	2,92	6	2,91	4	2,94
8	2,82	9	2,82	9	2,83
—	—	2	2,19	—	—
3	2,12	2	2,12	—	—
4	2,03	5	2,02	2	2,02
2	1,893	2	1,870	1	1,862
1	1,740	2	1,741	1	1,739
2	1,701	4	1,687	1	1,708
1	1,680	—	—	—	—
2	1,610	—	—	—	—
1	1,514	—	—	—	—
1	1,437	—	—	—	—

желтый цвет. Осадок, составляющий нижнюю и часть промежуточной зоны был отделен от его верхней (серовато-белой) части.

Изучение минерального состава разделенных фракций показало, что первая (самая крупная) фракция представлена мелкими обломками опализированных пород и очень редкими призматическими кристаллами реальгара и метельчатыми сростками антимонита. Средняя фракция состоит преимущественно из мельчайших комочков тонкокристаллической серы (около 60%), короткопризматических кристаллов реальгара (~ 15%), радиально-лучистых и губчатых агрегатов антимонита (около 10%) и тончайшего дисперсного вещества третьей фракции (~ 15%). Здесь же наблюдаются очень редкие кристаллики призматического габитуса с сильным блеском блекло-желтого цвета. Изредка они отмечаются в виде радиально-лучистых сростков. Эти кристаллы не отличаются от аналогичных кристаллов, отмечавшихся в ассоциации с антимонитом в нижних зонах рудопроявлений. В табл. 73 приведены значения межплоскостных расстояний

для светло-желтых призматических кристаллов из грифонов. Сравнивая их с данными, приведенными в табл. 67, видим, что дебаэграммы этих минералов очень близки.

В аналогичных осадках А.В. Зотовым [11] путем центрифугирования в жидкости  $M = 45$  выделена тяжелая фракция, представленная смесью призматических кристаллов реальгара, тончайшими игольчатыми кристалликами антимонита и

очень мелкими (сотые доли миллиметра) призматическими кристаллами светло-желтого цвета. Рентгеновское исследование последних (см. табл. 73) показывает полную идентичность с описанными выше блекло-желтыми кристалликами. Химический анализ, выполненный на рентгеноспектральном микроанализаторе показывает, что исследуемый минерал по составу близок к реальгару с отчетливым дефицитом серы (табл. 74).

Просмотр двух частей третьей фракции под бинокулярной лупой показал, что верхняя часть ее состоит преимущественно из мельчайших хлопьевидных частиц, составляющих основную массу осадка с примесью столь же тонких частиц желтовато-серого цвета. Вещество рентгеноаморфно.

Спектральным анализом отмечаются очень сильные линии Si, средние линии Na, As и Fe и слабые линии Ca, Mg, Sb, Al, Ba, Li. Таким образом, верхняя часть осадка представлена силикагелем. Нижняя часть его представляет собой смесь частиц желтовато-серого и яркого лимонно-желтого цвета, приблизительно в равных отношениях с некоторым преобладанием последних. Эта смесь была разделена в бромформе. Легкая фракция представлена тонкодисперсной серой. На дебаэграммах отмечаются в основном лишь главные, несколько размытые, линии 3,83 (8), 3,54 (2); 3,20 (6), 3,09 (6); 2,84 (5); 2,32 (3); 2,10 (5); 1,89 (5); 1,730 (3).

Осадок тяжелой фракции, представленной минеральной фазой лимонно-желтого цвета, оказался рентгеноаморфным. Изучение его под электронным микроскопом показало, что он состоит из мельчайших хлопьевидных частиц, которые, сливаясь между собой и уплотняясь, образуют глобулы (рис. 37). Размеры последних, за редким исключением, составляют 0,06 мк в диаметре. Единичные глобулы достигают размеров до 0,8 микрона.

Характерно постоянное присутствие тончайших волосовидных частиц (по-видимому, кермезита —  $Sb_2S_2O$ ).

В табл. 75 приведены данные химического анализа этой минеральной фракции, выполненного в центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР И.Б. Никитиной. Отношения мышьяка к сере отвечают стехиометрии аурипигмента, при некотором избытке серы. Он вполне законо-

Таблица 74

Химический состав желтых призматических кристаллов из тяжелой фракции (аналитик В.А. Боронихин) [11]

Компонент	%	Атомные количества
As	69,08	0,922
S	26,43	0,824
Сумма	95,51	—

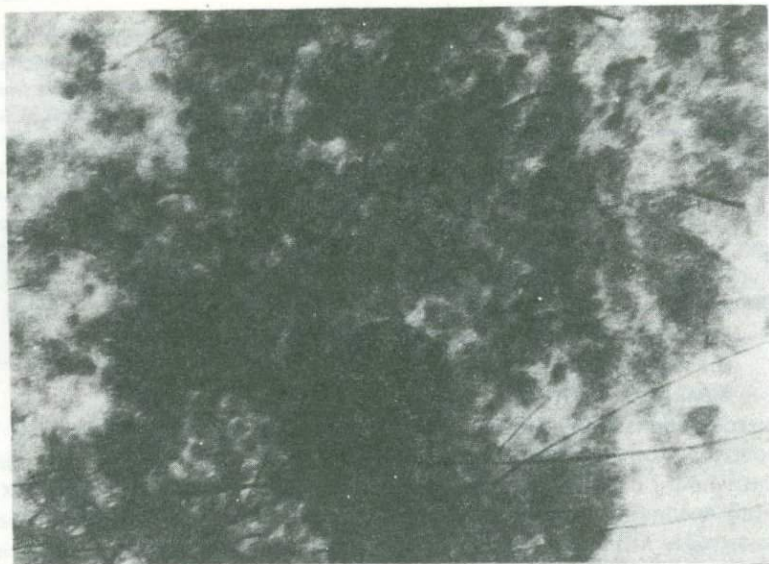


Рис. 37. Хлопьевидные и глобулярные частицы коллоидного сульфида мышьяка ( $As_2S_3$ ) — метаурипигмента. Тонкие игольчатые частицы — предположительно кермесит. Метод суспензий. Увел. 30 000

мерен, так как при разделении тонкодисперсной смеси аурипигмента и серы, некоторое количество частичек последней было неизбежно вовлечено в тяжелую фракцию. Таким образом, исследуемая фаза может рассматриваться как аморфная разновидность аурипигмента. По аналогии с аморфной разновидностью антимонита (стибнита) — метастибнитом, ее, по-видимому, следовало бы называть метаурипигментом.

Иногда в грифонах, где осаждается коллоидный сульфид мышьяка, наблюдаются занесенные ветром листья и обломки древесных веток, в различной степени замещенные сульфидами мышьяка. В одном из таких грифонов, в трещинках отслоенной древесины, частично замещенной суль-

Таблица 75

Химический состав метаурипигмента из грифона в центральной части Восточного термального поля (аналитик И.Б. Никитина)

Компонент	%	Атомные количества	Компонент	%	Атомные количества
As	50,48	0673	$Fe_2O_3$	0,06	—
Sb	5,36	0044	CaO	0,65	—
S	34,98	1093	$H_2O$	4,29	—
$SiO_2$	3,85	—	Сумма	99,91	—
$Al_2O_3$	0,24	—			

фидами мышьяка, были обнаружены мономинеральные скопления дисперсного ярко-желтого минерала. В дебаеграммах его отмечаются единичные широкие линии, отвечающие основным линиям аурипигмента: 4,76 (8), 2,69 (5), 2,45 (5) и 1,741 (8). По-видимому, коллоидный сульфид мышьяка со временем постепенно раскристаллизовывается, переходя в аурипигмент.

В пределах Восточного термального поля расположен ряд небольших кипящих грязевых котлов с обильной сульфидной пеной, накапливающейся на поверхности глинистой эмульсии. Изучение минеральных фаз сульфидных пен еще не закончено и поэтому в настоящей работе они не характеризуются.

#### СОВРЕМЕННЫЕ РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ ОЗ. ФУМАРОЛЬНОГО (IV ОЗЕРКО)

Озеро Фумарольное — крупнейшее из термальных озер в кальдере Узон. По данным Г.Ф. Пилипенко [30], его размер 600 × 300 м. Образовано оно на месте многочисленных гидротермальных воронок, на дне и в стенках которых происходит разгрузка перегретых хлоридно-натриевых вод. Размеры этих воронок различны — от нескольких десятков до 150 м в диаметре и до 25 м глубины. Температура придонного слоя ила до 126°С. К озеру прилегают небольшие озерки, отделенные от него узкими сухими перемычками. В одном из таких озерков (IV озерко) на стенках подводных воронок отмечаются современные образования пирита, антимонита, реальгара, аморфного реальгара и аморфного аурипигмента.

IV озерко примыкает к Фумарольному озеру с северо-восточной стороны. Район этого озерка характеризуется наиболее активной гидротермальной деятельностью, особенно в пределах северного и северо-восточного берегов (площадка Грязевая). Здесь отмечаются небольшие водяные воронки и широко рассредоточенная разгрузка горячих вод в виде обильного высачивания в поверхностный грязевой слой. В самом озерке отмечается несколько подводных активных воронок. Перемычки между воронками находятся ниже уровня воды в озерке на 0,3—1 м. Перемычки между северо-восточной и северной воронкой на небольшом отрезке возвышаются над уровнем воды на 10—15 см. В пределах этой перемычки в 0,5—0,7 м ниже поверхности, отмечаются трещинные высачивания очень горячих вод с температурой от 80 до 95° (при  $t$  поверхностного слоя воды в озерке в 35—36°).

Ниже уровня воды на стенках воронок отлагаются рудные минералы. Следует отметить, что здесь, так же как и в рудопроявлениях центрального участка Восточного термального поля, наблюдается отчетливая вертикальная зональность в распределении рудных минералов. В приповерхностной зоне (на глубине 0,5 м) на стенках воронок наблюдаются пленки и корочки светло-желтого (до лимонно-желтого) сульфида мышьяка, аналогичного метаурипигменту из грифонов Восточного термального поля. Он также крайне тонкодисперсен и рентгеноаморфен. Ниже (от 0,5 до 2 м глубины) метаурипигмент сменяется корочками минерала

оранжевого и оранжево-красного цвета, состоящими преимущественно из смеси аморфного и слабо окристаллизованного реальгара с различным соотношением этих фаз на различных участках стенок как в вертикальном, так и в горизонтальном плане. Отмечено, что определяющим фактором преобладания окристаллизованных фаз в этой смеси служит высокая температура, нарастающая в глубину воронки и локально повышающаяся в участках высачивания гидротерм в стенках воронок на одном гипсометрическом уровне.

Корочки реальгара очень рыхлые и в связи с этим плохо полируются. Тем не менее было все же изготовлено несколько полированных шлифов. Под микроскопом в отраженном свете отчетливо наблюдается губчатое строение этих кор, сложенных слабо сцементированными комковатыми, иногда сфероидальными, агрегатами тонкокристаллического реальгара (рис. 38). В табл. 76 приведены данные рентгеноспектрального анализа окристаллизованных разностей реальгара этих кор, выполненные с помощью микроанализатора MS-46 фирмы "Сатеса". Некоторый дефицит суммы объясняется значительной микропористостью анализированных агрегатов. Дебаграмма, приведенная в табл. 77, свидетельствует, что описываемый реальгар представлен типичной низкотемпературной  $\beta$ -модификацией. Вне всякого сомнения он является продуктом раскристаллизации аморфного реальгара, который широко распространен среди новообразованных корочек в этой зоне. Исследование пудрообразного аморфного AsS под электронным микроскопом показало, что он представлен цепочечными агрегатами мельчайших (0,05 мк) глобуль. Цепочечные агрегаты, в свою очередь, соединяясь между собой, образуют пелльчатые образования сложной конфигурации (рис. 39). В их массе в отдельных участках отмечаются более крупные частицы кристаллического реальгара. Количество их невелико и вещество практически рентгеноаморфно. Очищенная с помощью бромформа от примеси глинистых частиц эта рентгеноаморфная минеральная фаза была проанализирована аналитиком Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР И.Б. Никитиной. Из анализа (табл. 78) следует, что отношение  $As : S = 1 : 1$ , т.е. отвечает стехиометрии реальгара и, таким образом, исследуемая фаза является коллоидным аналогом. В отличие от кристаллической фазы AsS — реальгара коллоидную разновидность предлагается называть метареальгаром.

На больших глубинах (от 2 м и глубже) встречаются пирит и антимонит. Сплошных пленок или корочек пирита на стенках воронок нами не наблюдалось. Антимонит в виде относительно сплошной коры отмечался только в одной воронке.

Новообразованные антимонит и пирит отмечались нами в двух подводных воронках — в Северной и Восточной, на глубине 3–5 м и 3–4 м соответственно.

Северная стенка воронки Северной характеризуется отрицательным углом наклона и с глубиной уходит под берег в районе западной части Грязевой площадки. В обнажающихся в стенке гидротермально-измененных (опализация, монтмориллонитизация) пепловых туфов в интервале от 0 до 5 м глубины наблюдается обильное высачивание горячих

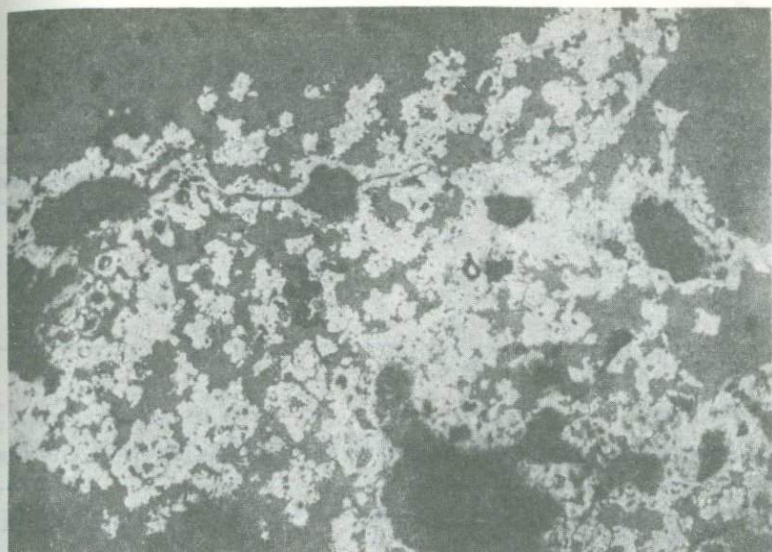


Рис. 38. Пористая корочка тонкокристаллического реального. Отраженный свет, Увел. 90



Рис. 39. Губчатые агрегаты глобуль коллоидного сульфида мышьяка ( $As_2S_3$ ) метареального. Угольная реплика. Увел. 20 000

Таблица 76

Химический состав окристаллизованного реальгара (оз. Фумарольное, IV озерко)

Компонент	%	Атомные количества	Компонент	%	Атомные количества
As	67,56	0901	S	28,92	0902
Hg	—	—	Se	—	—
Tl	—	—	С у м м а	96,48	—
Sb	—	—			

Таблица 77

Межплоскостные расстояния реальгара из подводных грифонов IV озерка

Реальгар, IV озерко		$\beta$ -AsS Кларк [44]		Реальгар, IV озерко		$\beta$ -AsS Кларк [44]	
<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>
—	—	6,02	3	—	—	3,08	3
5,78	4	5,75	4,5	3,02	4	3,00	4
5,46ш	10	5,40	10	2,96	6	2,93	6
—	—	4,65	2	2,91	3	2,88	3
4,31	2	4,28	2	2,86	2	2,84	2
—	—	4,05	2	—	—	2,79	1
—	—	3,75	1	2,75	6	2,73	6
3,70	2	3,68	2	2,71	3	2,71	3
—	—	3,61	1	—	—	2,65	1
3,22	9	3,20	8				

Таблица 78

Химический состав метареальгара из подводных воронок IV озерка (аналитик И.Б. Никитина)

Компонент	%	Атомные количества	Компонент	%	Атомные количества
As	55,37	0739	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,11	—
Sb	0,01	—	CaO	3,82	—
S	24,70	0770	H <sub>2</sub> O	3,09	—
SiO <sub>2</sub>	7,61	—	С у м м а	95,31	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,60	—			

Таблица 79

Химический состав пирита (Фумарольное озеро, IV озерко). Аналитик Т.И. Лосева

Компонент	%	Атомные количества	Компонент	%	Атомные количества
Si	Нет	—	Tl	Нет	—
Fe	46,23	0828	As	"	—
Cu**	Нет	—	S	53,96	1683
Au*	"	—	Se	Нет	—
Co	"	—	С у м м а	100,19	—

\* Чувствительность 0,1%.

\*\* Фиксируется в виде микровключений.

хлоридно-натриевых вод с температурой 80–100°С. На поверхности стенки и в пронизывающих ее тонких трещинках отмечается большое количество мелких кристалликов пирита и сферолитов антимонита.

Пирит представлен как отдельными кубическими кристалликами, так и их сростками (рис. 40). Поверхности граней гладкие и блестящие, штриховки не отмечается. В единичных случаях в кристаллах пирита, зарождение которых происходило в тончайших волосных трещинках, а рост продолжался в вязкой глинистой массе, наблюдаются отчетливые признаки расщепления, выражающиеся в мозаичноблоковой скульптуре и искривлении граней. Подобное расщепление позволяло предполагать влияние изоморфных примесей и, в частности, мышьяка, но исследования параметров элементарных ячеек в двух образцах пирита, оказавшихся равными  $5,418 \pm 0,002$  и  $5,417 \pm 0,002$ , показали, что они отвечают нормальному беспримесному пириту.

Изучение химического состава проводилось с помощью рентгеновского микроанализатора MS-46. Данные анализа (табл. 79) показывают отсутствие каких-либо изоморфных примесей в исследуемом пирите. В единичных случаях в пирите отмечаются микровключения, в которых определяются значительные количества меди и таллия (до 1%).

Сферолиты антимонита в больших количествах встречаются как на поверхности стенки этой воронки, так и в микротрещинках слагающих ее пород (таблица XXIII, а). Размеры их варьируют от 0,2 до 0,3 мм в диаметре. Центральное ядро сферолитов плотное радиально-лучистой структуры, но по направлению к периферии осуществляется избирательный рост отдельных радиально ориентированных индивидов, с образованием игольчатой поверхности.

Практически сплошные корочки антимонита толщиной от 1,5 до 3 мм наблюдались на стенках небольшой (2 м в диаметре) подводной воронки у восточного берега озера. Антимонит начинает встречаться на глубине 1,5–2 м, ассоциируя с реальгаром; ниже 2 и до 4 м отмечаются мономинеральные корочки его (таблица XXIII, б). Внешне они войлокообразны. Исследование под растровым электронным микроскопом показывает,

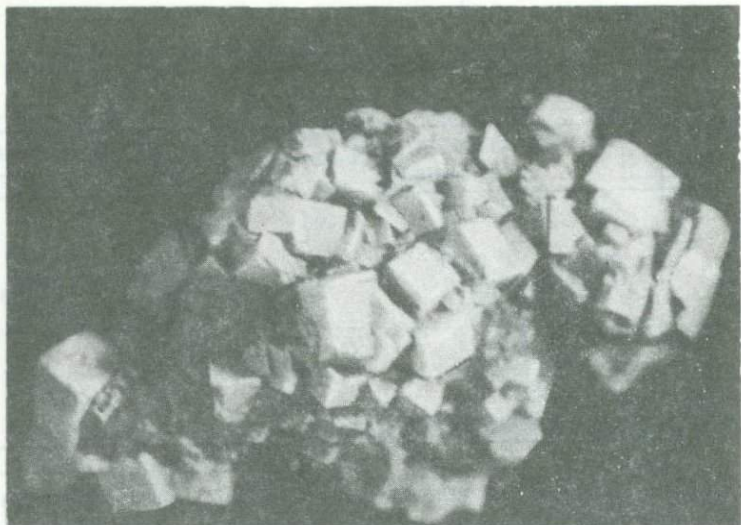


Рис. 40. Сrostок кристаллов пирита из подводных воронок 4-го озера. Косой свет. Увел. 5

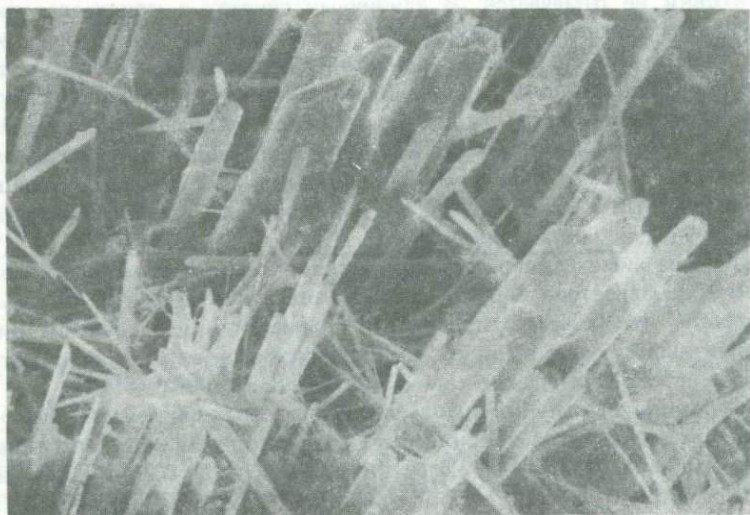


Рис. 41. Периферическая часть сферолита; отчетливо наблюдается несколько зарождений антимонита. Увел. 1000

что основная масса антимонита, слагающего корочки, представляет собой довольно плотный агрегат сферолитов (таблица XXIV). В каждом из сферолитов, в отличие от сферолитов Северной воронки, ядра менее плотные, а в периферической части отмечаются радиально ориентированные, хорошо ограненные кристаллы. На их поверхности расположены

Таблица 80

Химический состав антимонита (Фумарольное озеро, IV озерко, восточная воронка). Аналитик Т.И. Посева

Компонент	%	Атомные количества	Компонент	%	Атомные количества
Si	Нет	—	Tl	Нет	—
Fe	"	—	As	0,20	0003
Sb	72,30	0596	S	29,30	0913
Bi*	Нет	—	Se	Нет	—
Hg	"	—	С у м м а	101,80	—

\* Чувствительность 0,3%.

хаотически ориентированные тончайшие кристаллиты антимонита, относящиеся к более поздним зарождениям (рис. 41).

Дебаграмма этого антимонита соответствует эталонной (см. табл. 65). Химический анализ (табл. 80), выполненный на микросзонде MS-46, показывает, что описываемый антимонит, в отличие от антимонита Восточного термального поля, содержит весьма незначительные количества изоморфного мышьяка.

Таким образом, в подводных воронках IV озерка отлагаются рудные минералы, аналогичные минералам, образующимся в центральной части Восточного термального поля. В вертикальном плане здесь отмечается такая же зональность, т.е. в приповерхностной зоне отлагается метаурипигмент ( $As_2S_3$ ); глубже он сменяется отложениями  $\beta$ -реальгара и метареальгара и, наконец, на еще больших глубинах отлагаются пирит и антимонит.

Процессы образования сульфидов сурьмы и мышьяка в очагах разгрузки хлоридно-натриевых гидротерм в кальдере Узон, на наш взгляд, представляют характерный пример сопряжения разгрузки гидротерм, содержащих As и Sb, с термами или газовыми струями, содержащими сероводород. Это ярко проявляется на Восточном термальном поле, где в непосредственной близости расположено большое количество мелких грифонов и проколов с весьма различными минеральными новообразованиями: в одних грифонах отлагаются сульфиды мышьяка, в других — только дисульфиды железа, в третьих — преимущественно сульфурит. Кроме того, на этом же поле (северная и северо-западная его часть) отмечаются значительные участки с рассредоточенными выходами сероводородсодержащих вод, где в многочисленных грифонах отлагаются дисульфиды железа и сера, но абсолютно отсутствуют сульфиды мышьяка и сурьмы. Это свидетельствует о наличии в пределах кальдеры автономной системы терм или, что вероятнее всего, газовых струй, обогащенных сероводородом.

Влияние сопряженной разгрузки сероводородсодержащих растворов и хлоридно-натриевых гидротерм на образование сульфидов и достаточно отчетливо проявляется и в воронках IV озерка Фумарольного озера,

в районе которых фиксируются выходы сероводородсодержащих вод. Там, где последние отсутствуют, образования сульфидов мышьяка и сурьмы не происходит. Аналогичное явление в Фумарольном озере отмечается А.В. Зотовым и др. в районе термальной площадки Уступ, в пределах которой обильно высачиваются сероводородсодержащие термальные воды (источник Трещинный) [11].

Следует отметить, что вопросы автономности сероводородсодержащих термальных вод (или газовых струй) в пределах кальдеры Узон изучены еще крайне недостаточно и должны стать предметом обстоятельного исследования, поскольку, по мнению автора, именно сопряжение разгрузки двух автономных систем, (хлоридно-натриевых гидротерм, содержащих гидроксокомплексы As и Sb и сероводородсодержащих вод или газовых струй, служит определяющим фактором рудоотложения.

Таким образом, в очагах разгрузки хлоридно-натриевых гидротерм в кальдере Узон в участках их сопряжения с сероводородсодержащими водами, формируются современные рудопроявления мышьяка и сурьмы. Основные и наиболее распространенные рудные минералы — аурипигмент, реальгар, антимонит и пирит. Достаточно широко распространены коллоидные аналоги аурипигмента и реальгар<sup>2</sup>. Значительно реже встречаются сфалерит и галенит. Пирит, реальгар и галенит характеризуются простотой состава и отсутствием сколько-либо ощутимых изоморфных примесей. Сфалерит маложелезистый, с максимальным содержанием Fe до 0,57% и кадмия от 0,2 до 0,32%. Антимонит IV озерка характеризуется небольшой изоморфной примесью мышьяка. В антимонитах Восточного термального поля содержание изоморфного мышьяка варьирует от десятых долей до 4,5%. В рудопроявлениях этого термального поля не исключена находка вакабаяшилита (As, Sb)<sub>11</sub>S<sub>18</sub>.

Следует отметить, что минералогия современных мышьяково-сурьмяных рудопоявлений в кальдере Узон изучена крайне поверхностно и требует дальнейших углубленных исследований.

СОВРЕМЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ  
АПАПЕЛЬСКИХ ИСТОЧНИКОВ

В основу настоящей главы положены ранее опубликованные совместно с Н.А.Озеровой данные [26], дополненные изучением образцов, любезно переданных автору Е.К.Мархининым.

Апапельские источники (по Б.И.Пийпу [28] — верхне-анаунские) расположены в Срединном хребте, в долине ключа Апапель — притока р. Анавгай. Они приурочены к мощной зоне вторичных кварцитов, развивающихся вдоль Центрально-Камчатского глубинного разлома, по породам вулканогенной толщи неогена. Эта зона выделяется в обособленную срединно-камчатскую рудную зону, входящую в состав Корякско-Камчатской рудной провинции. Для нее, как и для провинции в целом, ртуть — главный элемент, определяющий ее металлогению.

Зона ртутных рудопроявлений прослежена по коренным выходам на протяжении 150 км [36]. Центральное место в ней занимает Чемпуринское месторождение. Возраст ртутного оруденения — плиоценовый, но, возможно, и четвертичный.

Г.М.Власов и М.М.Василевский [10], изучавшие зону вторичных кварцитов Центральной Камчатки, показали отчетливую приуроченность разного по составу оруденения к различным типам кварцитов. Так, ртутное, мышьяково-сурьмяно-ртутное и серное оруденения находятся почти исключительно во вторичных кварцитах, а полиметаллическое и медно-молибденовое локализуются в пропилитах. В районе Апапельских источников известны ртутное и мышьяково-сурьмяно-ртутное оруденение, а также рудопроявления самородной серы. В районе источников развиты слабо измененные туфы липаритов, андезиты и серицитовые кварциты. Встречаются натечные кальцитовые коры толщиной до 10 см. В настоящее время подобные коры не образуются. Апапельские источники приурочены к зоне нарушений, имеющей простирание  $60^\circ$ . Отмечается около 14 грифонов и лишь в нескольких наблюдается отложение киновари.

В.В.Ивановым [12], изучавшим особенности формирования и распространения термальных вод на Камчатке, воды Апапельских источников относятся к азотно-щелочным кремнистым термам хлоридно-сульфатного типа (см. табл. 81). В 1963 г. Н.А.Озеровой отобрана проба воды из грифона, в котором И.И.Щегловым была обнаружена киноварь. Особенности химического состава этой воды приведены в табл. 81. Температура ее в этом грифоне составляла  $95^\circ\text{C}$ ;  $\text{pH} = 8,1$ .

Из приведенных анализов видно, что содержание ртути в водах исследованного в 1963 г. грифона составляло  $4 \cdot 10^{-6}$  г/л. Характерно также

Таблица 81

## Химический состав вод Апапельских источников, в мг/л

Компонент	Данные Н.А. Озеровой, Л.М. Лебедева [26]	Данные В.В. Иванова [12]	Компонент	Данные Н.А. Озеровой, Л.М. Лебедева [26]	Данные В.В. Иванова [12]
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	—	Не обн.	I <sup>-</sup>	0,03	Не обн.
K <sup>+</sup>	61,3	22,3	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	587,0	498,7
Na <sup>+</sup>	426,3	371,8	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	165,0	174,0
Mg <sup>2+</sup>	7,0	5,2	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	18,0	Не обн.
Ca <sup>2+</sup>	16,0	16,4	H <sub>2</sub> S	—	—
Fe <sup>2+</sup>	—	0,0007	H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	160,0	236,9
Fe <sup>3+</sup>	—	Не обн.	HBO <sub>2</sub>	—	66,6
Hg	0,004	—	CO <sub>2</sub> (лаб.)	—	0,06
Sb	0,15	—	Общая минерализация	1567	1564
As	2,50	1,20	pH	8,1	8,1
F <sup>-</sup>	—	0,80	t <sup>o</sup> C	95	96
Cl <sup>-</sup>	126,5	167,8			
Br <sup>-</sup>	—	0,07			

присутствие сурьмы в количествах от  $1,5 \cdot 10^{-4}$  до  $4,5 \cdot 10^{-4}$  г/л, а также повышенных количеств мышьяка — до 2,5 мг/л, в связи с чем эти воды могут быть отнесены к слабомушьяковистым термам. Общий дебит Апапельских источников примерно 4 л/сек.

В 1958 г. Г.М.Власов [9] на основании находок киновари в шлихах из осадков одного из грифонов этих источников высказал предположение о возможности современного отложения киновари в нем. И.И.Щегловым [38] визуальными наблюдениями и качественными реакциями на ртуть установлено присутствие киновари в современных осадках источников.

Наиболее интересен грифон, изученный И.И. Щегловым, в котором отчетливо наблюдается выделение киновари. Грифон находится в правом борту ключа Апапель, в коренных породах. Он расположен на высоте 1,7 м и на расстоянии 1 м от русла ключа. Диаметр воронки 20–30 см, глубина до 80 см, уровень воды 10–25 см. Вода слабо фонтанирует. Как в самом грифоне, так и на участках стока, коренные породы превращены иногда в глинисто-опалитовую породу со щебенкой кварцита, окрашенную в красновато-коричневый цвет гидроокислами железа. В такой глинисто-опалитовой породе и на щебенке кварцитов, извлеченных из грифона, наблюдаются мелкие пленочные выделения киновари, размером до нескольких миллиметров. При высыхании породы отчетливо виден ее ярко-красный цвет, иногда с малиновым оттенком. То, что киноварь не обнаружена в других грифонах Апапельских источников, может быть связано с трудностью ее визуальной диагностики в подобном красно-буrom глинистом материале.

На такой породе в описываемом грифоне часто можно видеть отложения геля кремнезема в виде тонких светлых корочек и бугорчатых наростов. В небольшом количестве отмечается кальцит. Выше уровня воды наблюдаются налеты хлористого натрия. Поверхность пород, по которой стекает вода из грифона до впадения в ключ, покрыта шлейфом сажистых черных осадков и корочками, состоящими из пиролюзита и геля кремнезема. Корочки тонкие, до 5–6 мм толщиной. Длина шлейфа около 2 м, ширина 10–30 см. На стенках грифона и по бортам стока наблюдается широкое развитие колоний термофильных водорослей. Иногда наблюдается точечное выделение киновари на зеленых водорослях, что указывает на ее отложение в настоящее время.

В других грифонах наблюдаются подобные же образования красновато-коричневой глины (в одном из них — с киноварью), небольшие черные шлейфы гидроокислов марганца, отложения геля кремнезема, налеты хлористого натрия и колонии термофильных водорослей.

Для детально изученной киновари, собранной в одном из грифонов, отмечаются два типа образований: глинисто-сульфидные и карбонатно-сульфидные корочки.

Первые развиты более широко. На поверхности обломков окварцованных пород, реже на обломках шестоватого кальцита наблюдаются тонкие корочки сложного состава толщиной до 3 мм. Они сложены в основном глинисто-опаловым материалом красновато-коричневого цвета, который переслаивается в определенной последовательности с тонкими пленками метациннабарита, киновари и реальгара. Самый ранний — метациннабарит. Он образует на обломках пород тончайшие пленки (0,05 – 0,1 мм), которые перекрываются тонким слоем киновари (0,2–0,3 мм). Над слоем киновари изредка встречается тончайшая пленка реальгара (0,05–0,1 мм). Все это перекрывается глинистой корочкой (0,5–1 мм), на которой вновь наблюдаются пленки метациннабарита и киновари. Такое переслаивание киновари с глинистым материалом отмечается, по крайней мере, трехкратно. Реальгар наблюдается только в нижней зоне, в двух последующих он не встречается. В верхних зонах иногда отсутствует метациннабарит. В отдельных случаях пленочные выделения киновари покрыты гелями кремнезема, образующего разобщенные сгустковые выделения. В полупрозрачной массе геля кремнезема, изредка отмечаются мельчайшие точечные выделения киновари.

Карбонатно-сульфидные корочки имеют следующее строение. На обломках пород наблюдаются тонкие пленки метациннабарита (0,1 мм), которые в свою очередь перекрываются такой же тонкой пленкой киновари. На последней развиты пленочные выделения геля кремнезема, а сверху нарастают тонкошестоватые корочки белого кальцита (1–10 мм). На раскристаллизованной поверхности кальцитово-кварцевой коры отмечаются тонкие присыпки мельчайших кристалликов пирита, среди которых постоянно наблюдаются точечные обособления киновари. Все это вновь перекрыто тонкой корочкой кальцита (0,3 мм), на поверхности которой встречаются примазки пиролюзита.

Кроме описанных типов кристаллизационных образований с киноварью, часто наблюдаются ее пленочные выделения непосредственно на обломках пород. Часть киновари, по-видимому, замещает метацинна-

барит, так как непосредственно в пленках последнего иногда наблюдается тончайшая вкрапленность киновари. Вкрапленники последней, сгущаясь, образуют местами пятнообразные выделения в пределах метациннабаритовой пленки.

Ниже остановимся на краткой характеристике этих минералов.

**Метациннабарит** образует тонкие пленочные обособления очень плотных агрегатов черного цвета с характерным синеватым оттенком и сильным блеском. Под бинокулярной лупой (увел. 40) иногда наблюдается микропочковидное строение поверхности пленки. Изучение под электронным микроскопом показало, что пленки метациннабарита сложены сферическими частицами, не более 1,5 мк в поперечнике. Изолированные частицы редки; обычно они сливаются друг с другом, образуя цепочечные и гроздевидные агрегаты (таблица XXV,а). Иногда при слиянии образуются более крупные почковидные образования размером до 6—7 мк. Поверхность сферических частиц и почковидных образований метациннабарита раскристаллизована (таблица XXV,б). Степень раскристаллизации невелика (не превышает 50%). Кристаллические частицы изометричны: на некоторых отчетливо отмечаются грани ромбододекаэдра. Размеры частиц 0,005—0,08 мк. Пространство между ними выполнено однородной массой тонкоглобулярного строения. Слабая степень раскристаллизации метациннабарита фиксируется и рентгенометрически. На дебаеграмме проявились лишь основные линии метациннабарита (табл. 82).

**Киноварь** наблюдается в виде пленочных выделений двух морфологических типов: 1) однородные порошковатые землистые скопления и 2) микропочковидные агрегаты. Кроме того, изредка встречаются корочки, сложенные мелкокристаллической киноварью с отчетливыми гранными формами. Порошковатые разности преобладают. Под бинокулярном при увеличении в 40 раз отчетливо видно их тонкокристаллическое строение. Изучение под электронным микроскопом показало, что они неоднородно зернисты и представлены скоплением довольно крупных кристаллических частиц, размеры которых изменяются от 1 до 10 мк (таблица XXVI,а). Форма частиц уплощенная, несколько округлая. Характерно срастание частиц с образованием более крупных зерен с неправильными очертаниями. Значения межплоскостных расстояний для порошковатой киновари приведены в табл. 83.

Микропочковидные образования киновари отмечаются значительно реже. Они выполняют поры в измененных туфах и глинистом материале. Изучение поверхности почек под электронным микроскопом показало, что слагающая их киноварь представлена мельчайшими кристаллическими индивидами, размер которых составляет 2—3 мк в поперечнике. Очертания зерен неправильные, лапчатые. При срастании они образуют характерную структуру взаимных границ (таблица XXVI,б). Внутреннее строение почек неизвестно, так как реплики с радиального скола получить не удалось.

Корочки мелкокристаллической киновари сложены индивидами, размеры которых не превышают 0,1—0,2 мм. Поверхность корочек хорошо раскристаллизована (микродрузовая) и представлена хорошо образованными темно-красными кристаллами с гладкими блестящими гранями.

Таблица 82

## Межплоскостные расстояния метациннабарита

Метациннабарит Апапель*		Метациннабарит [31]		Метациннабарит [6]	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
4	3,78	4	3,769	3	3,70
4	3,36	10	3,396	10	3,35
—	—	4	3,250	1	3,20
4	3,02	8	2,943	6	2,899
2	2,50	—	—	—	—
—	2,30	5	2,294	5	2,268
4	2,04	10	2,071	10	2,058
2	1,948	4	1,955	—	—

\* Fe-излучение,  $D = 114$  мм; аналитик А.С. Анисимова (ИГЕМ АН СССР).

Преобладающее большинство (до 86%) кристаллов представлено одним ромбоэдром  $r$  (1012); значительно реже они осложняются гранями пинакоида  $c$  (0001), призмы  $m$  (1010) и второго ромбоэдра  $n$  (1011). Дебаеграмма этой, хорошо окристаллизованной, киновари приведена в табл. 83. Следует отметить присутствие в описываемой киновари железа (до 0,4%) и довольно высокое содержание цинка (1,4%).

**Реальгар** наблюдается в виде порошковатых пленочных обособлений оранжево-желтого цвета. Под бинокляром (при увел. 40) в пленке реальгара отмечаются редкие пятнообразные выделения аурипигмента. Исследование под электронным микроскопом показало, что порошковатый реальгар образует микропочковидные агрегаты, характеризующиеся слабо раскристаллизованной поверхностью (рис. 42). На тангенциальном склоне одной из таких микропачек при больших увеличениях наблюдается, что основная масса почки сложена веществом тонкоглобулярного строения, в котором равномерно распределены короткопризматические кристаллы реальгара (рис. 43). В табл. 84 приведены значения межплоскостных расстояний реальгара исследованного под электронным микроскопом. Полуколичественным спектральным анализом вещества реальгаровых пленок (в целом), помимо мышьяка, не отмечено высоких содержаний каких-либо других элементов, отмечаются: Si, Al- $\sigma$ ,  $n^-$ ; Fe- $\sigma$ ,  $on$ ; Mn- $\sigma$ ,  $on^-$ ; Zn, Sb и Ge- $\sigma$ ,  $ool^+$ ; Ni, Cu, Mo — следы линий. Таким образом, глобулярные агрегаты, составляющие более 50% основной массы почек, представляют собой аморфный аналог реальгара (метареальгар), находящийся в стадии раскристаллизации.

**Гель кремнезема** в виде тонкопорошковатых масс образует обособленные сгусткообразные выделения на поверхности обломков пород, часто располагаясь также на поверхности пленок киновари и метациннабарита и выполняя пространство между микропочковидными агрегатами киновари. Изучение под электронным микроскопом позволило определить особенности его строения. Преобладают в основном глобулярные формы частиц, изредка отмечаются обломки мембранных трубок (рис. 44 и 45). Единичные глобулы редки. Чаще отмечаются частицы, представленные не-

Таблица 83

## Межплоскостные расстояния киновари из Апапельского источника

Порошковая киноварь*		Кристаллическая киноварь**		Киноварь [31]	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
2	(3,72)	5	(3,69)	3	3,70
—	—	1	3,49	—	—
10	3,36	10	3,35	10	3,372
5	3,16	6	3,15	8	3,168
—	—	1	3,02	—	—
10	2,87	10	2,84	10	2,869
1	(2,29)	2	(2,28)	1	(2,294)
—	—	1	2,22	—	—
—	—	3	(2,19)	—	—
4	2,07	7	2,07	8	2,074
2	2,03	3	2,02	2	2,028
4	1,970	8	1,98	8	1,980
—	—	1	1,949	—	—
1	(1,917)	4	1,908	2	(1,908)
1	(1,840)	3	1,843	2	(1,852)
3	1,766	6	1,764	8	1,765
4	1,734	8	1,737	8	1,732
5	1,677	9	1,680	8	1,678
—	—	1	1,638	—	—
1	1,585	4	1,584	3	1,582
1	1,567	2	1,563	3	1,561
—	—	1	1,546	—	—
1	(1,476)	1	1,482	1	1,481
2	1,431	7	1,434	5	1,432
—	—	2	1,402	—	—
3	1,342	7	1,346	5	1,343
—	—	1	1,327	—	—
3	1,302	8	1,307	5	1,305
1	1,270	2	1,270	—	—
—	—	5	1,261	—	—
2	1,255	2	1,250	4	1,255
1	1,176	—	—	2	1,178
2	1,130	3	1,136	3	1,126
1	1,119	—	—	—	—
3	1,102	7	1,105	3	1,104
1	1,081	5	1,089	2	1,082
3	1,029	7	1,032	3	1,031
3	1,014	1	1,013	—	—
3	0,990	8	0,991	—	—

\* Fe-излучение;  $D = 57,3$  мм, аналитик Г.А. Сидоренко (ВИМС).\*\* Fe-излучение;  $D = 114$  мм, аналитик А.С. Анисимова (ИГЕМ АН СССР).

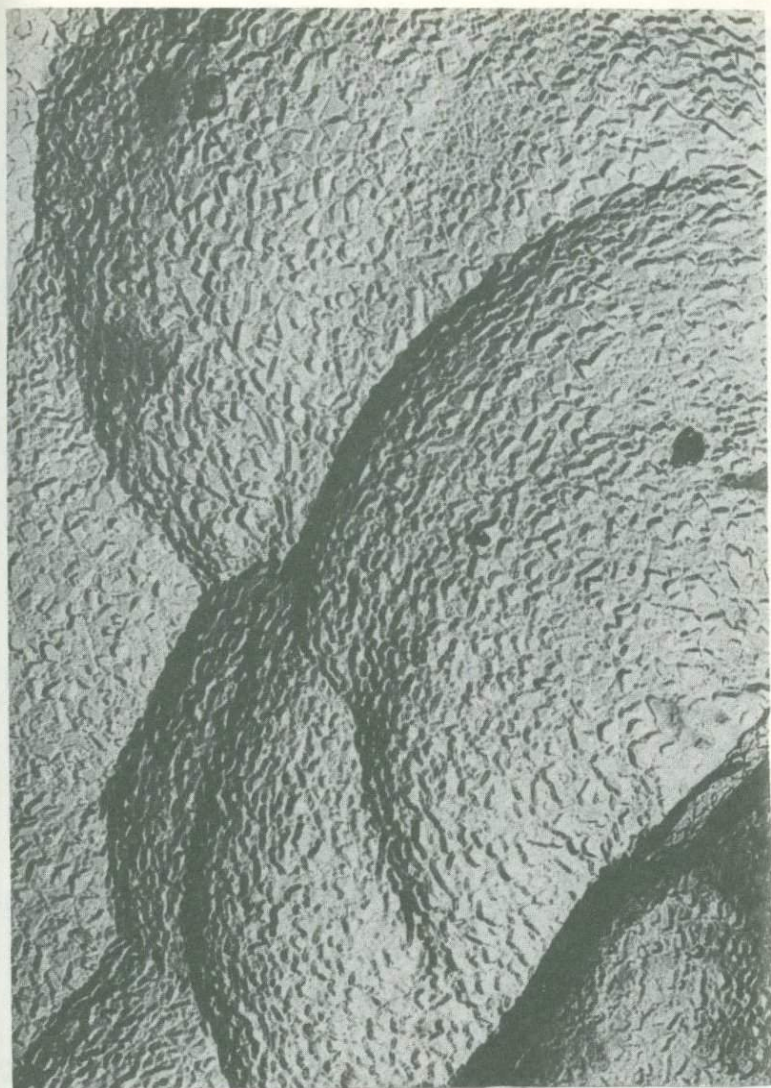


Рис. 42. Раскристаллизованная поверхность микропочковидных агрегатов реальгара; целлюлозно-угольная реплика. Увел. 10 000

сколькими (от 3 до 8) полуслившимися глобулями. Кроме того, для последних характерны цепочечные агрегаты, достигающие 15–18 мк в длину. Наиболее распространены плотные скопления, представленные в значительной степени слившимися между собой глобулями, с характерной глобулярно-почковидной поверхностью.

Кальцит представлен двумя генерациями: древними дорудными кальцитовыми корами, широко развитыми в районе источников, и кальцито-

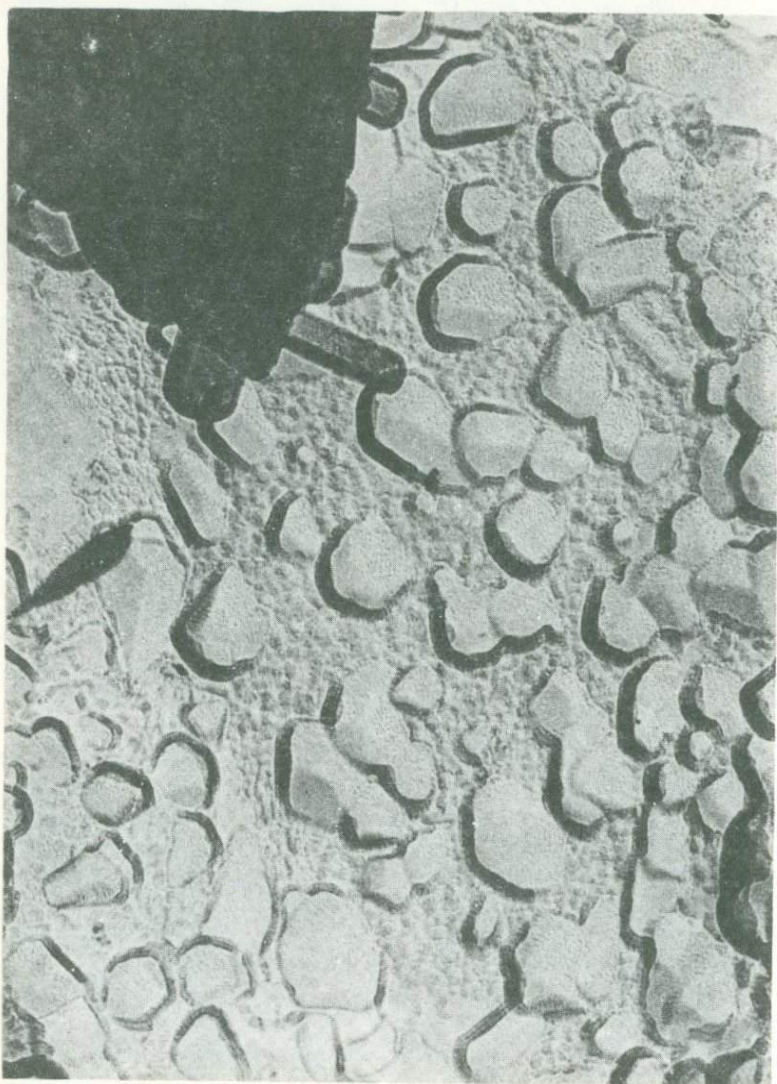


Рис. 43. Короткопризматические кристаллы реальгара в тонкоглобулярной массе аморфного сульфида мышьяка; целлюлозно-угольная реплика. Увел. 60 000

выми корочками, ассоциирующими с ртутными минералами, распространенными незначительно. Первый образует тонкошестоватые агрегаты буровато-серого цвета, в которых наблюдается полосчатость благодаря чередованию светлых и темных полос. Его дебаграмма соответствует таковой для эталона кальцита. Химический анализ<sup>1</sup> показал, что в кальците первой генерации содержится (в %):  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0,45;  $\text{MnO}$  — 0,72;  $\text{MgO}$  — следы,

<sup>1</sup> Анализ выполнен Т.А. Беловой и А.И. Крыловой в ИГЕМ АН СССР.

Таблица 84

## Межплоскостные расстояния реальгара Апапельских источников

Реальгар исследуемый		Реальгар N 9-441 ASTM [40]		Реальгар исследуемый		Реальгар N 9-441 ASTM [40]	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
10	5,97	20	6,11	2	2,22	40	2,20
10	5,49	100	5,40	2	2,14	50	2,14
10	4,35	80	4,65	—	—	10	2,04
2	4,05	20	4,08	—	—	10	2,02
4	3,77	10	3,71	3	1,869	60	1,859
9	3,37	—	—	4ш	1,809	30	1,805
8	3,19	90	3,19	—	—	10	1,716
1	3,10	20	3,08	4	1,677	40	1,684
8	2,91	80	2,94	3	1,637	30	1,639
7	2,73	80	2,73	1	1,555	20	1,588
1	2,61	20	2,60	—	—	5	1,551
2	2,50	50	2,49	1	1,522	30	1,512
1	2,40	5	2,40	2	1,381	10	1,373
2	2,27	30	2,26				

Условия съемки: Fe-излучение;  $D = 57,3$  мм;  $d = 0,6$  мм; рассчитана А.С. Анисимовой.

Таблица 85

## Межплоскостные расстояния и интенсивности линий на дебаграмме пиролюзита из Апапельских источников

Пиролюзит, Апапель*		Пиролюзит [31]		Пиролюзит, Апапель*		Пиролюзит [31]	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
10	2,40	9	2,40	1	1,922	4	1,95
4	2,19	2	2,20	10	1,425	6	1,43

\* Дебаграмма снята в рентгеноструктурной лаборатории ИГЕМ АН СССР, условия съемки: Fe-излучение;  $D = 57,3$ ;  $d = 0,6$ ; рассчитана А.С. Анисимовой.

SrO — 0,27; по составу он отвечает кальциту. Киноварь в нем не отмечена, содержание ртути составляет  $2,10^{-4}\%$  [26]. Из других микропримесей присутствует мышьяк (около 0,02%).

Более поздний рудный кальцит представлен тонкошестоватыми агрегатами, значительно более светлыми, чем ранний. На поверхности этих агрегатов наблюдаются более темноокрашенные ромбоздры, вершины которых притуплены сильно развитым пинакоидом. На поверхности этих кристаллов наблюдаются присыпки мельчайших кристалликов пирита и киновари.



Рис. 44. Скопление глобуль и обломок мембранной трубки порошкового геля кремнезема. Обволакивающая угольная реплика. Увел. 22 000

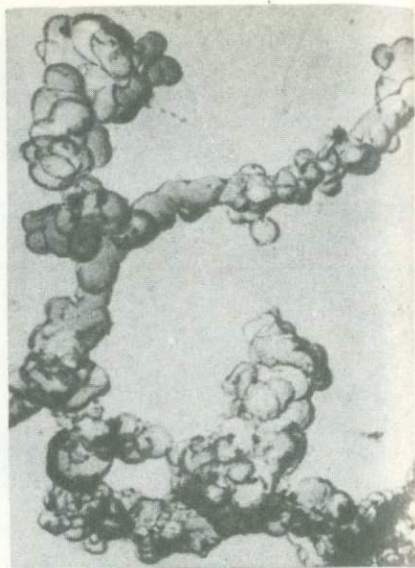


Рис. 45. Цепочечные агрегаты полуслившихся глобуль геля кремнезема. Обволакивающая угольная реплика. Увел. 8000

**Гидроокислы марганца** обычно встречаются в виде корочек в смеси с гелем кремнезема. На дебаэграмме отчетливо проявляются основные линии пиролюзита (табл. 85). Спектральный анализ показал присутствие Mn — десятки процентов; As — 0,1; Sb — 0,3 и Hg — 0,065%.

Изучение с помощью рентгеноспектрального микроанализатора показало, что приповерхностные участки корочек гидроокислов марганца обогащены сульфидом ртути [27]. Установить принадлежность этих сульфидов к какой-либо модификации из-за малого количества вещества не представляется возможным.

Для того, чтобы составить представление о среднем содержании ртути в отложениях грифона, было проанализировано несколько валовых проб красновато-коричневой глины со щебенкой вторичных кварцитов, которые показали соответственно 0,02, 0,03, 0,042, 0,1% ртути. Из других элементов в значительно повышенных концентрациях встречаются сурьма и мышьяк — до 0,5% — и в меньшей мере свинец — 0,08, цинк — 0,02, молибден — 0,002, германий — 0,005—0,01%. Одни из этих элементов могут сорбироваться из воды глинистым материалом, гидроокислами марганца и железа, сорбционная способность которых очень велика, другие — осаждаются в виде сульфидов или соосаждаются с ними.

В прошлом деятельность этих источников была значительно более интенсивной. Л.П. Новограбленов [25] указывал, что гейзер Апапельских источников фонтанировал на высоту примерно 20 см. Кроме того, судя

по широкому развитию древних кальцитовых кор, в водах содержалось больше карбонатов и свободной углекислоты. Киноварь не отлагалась, но кальцит обогащался ртутью и мышьяком. Впоследствии воды источников становятся кремнистыми; в отложениях наряду с кальцитом присутствует гель кремнезема. Происходит ритмичное выпадение метациннабарита и киновари, причем метациннабарит обычно начинает ритм, хотя наблюдаются случаи полного отсутствия этого минерала. Образование реальгара и пирита имеет резко подчиненное значение. Ртутные минералы отлагаются из растворов с малой концентрацией ртути.

КРАТКИЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ  
СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ  
В ИСТОЧНИКАХ И СКВАЖИНАХ  
ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РАЙОНОВ НОВОЙ ЗЕЛАНДИИ

В последние десятилетия в Новой Зеландии проводились широкие исследования по программе выявления и использования гидротермальных вод для производства электроэнергии. Среди этих исследований особое внимание было уделено вулканической зоне Таупо, в пределах которой были выявлены районы локализации высокотемпературных гидротерм. В пределах этой зоны из вод многочисленных источников и скважин выделяются кремнистые осадки, обогащенные сурьмой, ртутью, таллием, мышьяком, вольфрамом, золотом, серебром и другими металлами. Все эти элементы связаны с тонкодисперсными минеральными фазами, которые с различной степенью равномерности распределяются в основной массе гейзеритов, окрашивая их в желтые, красные, бурые и другие цвета.

В основу настоящей главы положены литературные материалы, главным образом данные Б.Г. Вайссберга [54] по геологии и геохимии указанных районов. Минеральные осадки ряда источников и скважин, любезно представленные Б.Г. Вайссбергом, изучались автором настоящей работы.

Вулканическая зона Таупо представляет собой вулcano-тектонический грабен северо-восточного направления. По простиранию он прослеживается на 160 км, ширина его около 30 км, а глубина колеблется от 2,5 до 3,7 км. Грабен заполнен вулканическими породами позднечетвертичного и четвертичного возраста. Последние представлены преимущественно риолитами и игнимбритами, переслаивающимися в верхней части толщи с маломощными прослоями осадочных пород озерного происхождения.

Указанные выше породы в пределах грабена подстилаются преимущественно граувакками мезозойского возраста или их метаморфизованными разностями, выходящими на поверхность за пределами восточных флангов зоны.

Основные геотермальные районы — Ваймангу, Вайотапу, Охаки-Бродлендз и Ротокава расположены вдоль восточного края вулканической зоны.

ГЕОТЕРМАЛЬНЫЙ РАЙОН ВАЙМАНГУ

Гидротермальная деятельность района Ваймангу связана с южными побочными кратерами, образовавшимися во время извержения вулкана Таравера в 1886 г. В одном из этих кратеров — в кратере Эхо некоторое время действовал очень мощный гейзер Ваймангу. После очень мощного гидротермального извержения этого гейзера в 1917 г. кратер заполнился водой

Таблица 86

Химический состав воды термального оз. Фраинг-Пэн Лейк [48]

Компонент	мг/л	Компонент	мг/л	Компонент	мг/л	Компонент	мг/л
Li <sup>+</sup>	3,2	Mg <sup>2+</sup>	—	Br <sup>-</sup>	—	SiO <sub>2</sub>	380
Na <sup>+</sup>	545	As	—	I <sup>-</sup>	—	NH <sub>3</sub>	2,6
K <sup>+</sup>	49	F <sup>-</sup>	—	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	320	CO <sub>2</sub>	139
Ca <sup>2+</sup>	10	Cl <sup>-</sup>	762	HBO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	26	H <sub>2</sub> S	0,2

pH — 3,8, t — 67°С.

Таблица 87

Содержание металлов в гейзерите из оз. Фраинг Пэн Лейк (данные спектрального анализа). Концентрации, кроме указанных в процентах, даны в промилях (г/т) [54]

Компонент	Содержание	Компонент	Содержание	Компонент	Содержание	Компонент	Содержание
SiO <sub>2</sub>	~80%	As	>1,5%	Tl	<1	P	3%
Au	<1	Sb	400	Pb	10	W	3%
Ag	<5	Hg	He опр.	Zn	25	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10%

и образовалось озеро, названное Фраинг Пэн (Сковорода), которое практически без изменений сохранилось до нашего времени.

Озеро имеет два источника питания. Один из них представляет собой многочисленные малодобитные ключи слабощелочных (pH 7–8) горячих (95°С) вод, выходящих по берегам озера. Другой и несомненно более мощный, поскольку суммарный дебит щелочных источников во много раз ниже общего выноса из озера, представлен подводными грифонами, в которых разгружаются термальные воды с более низкими температурами и значениями pH, по-видимому, существенно ниже трех. Химический состав воды оз. Фраинг-Пэн приведен в табл. 86. Это существенно кислая (pH 3,8) сульфатно-хлоридная вода с температурой 58°С.

На дне озера отлагается гейзерит коричневого цвета, выстилающий, по-видимому, все дно озера, или по крайней мере большую часть его. Этот осадок визуально прослеживается под слоем воды 3 м. Отложения, отобранные Б.Г. Вайсбергом у юго-восточного берега озера, в 15 см ниже уровня воды, представлены кремнистой корой бурого цвета, толщина которой варьирует от 2 до 4 мм. В поперечном сечении она характеризуется тонко-слоистым строением, обусловленным чередованием как различно окрашенных полос, так и различной плотности слоев опалового кремнезема. Вещество бурой коры рентгеноаморфно. Данные валового химического состава этой коры приведены в табл. 87. В анализированных осадках отмечается высокое содержание вольфрама, фосфора и мышьяка.

Система источников геотермального района Вайотапу расположена в 8 км южнее Ваймангу. Наиболее крупный источник района — термальное оз. Шампан-Пул, для которого характерны сравнительно недавно образованные отложения гейзерита с очень высокими концентрациями золота, серебра, мышьяка, сурьмы и таллия.

Район детально изучался с целью выявления и оценки ресурсов геотермального пара. В его пределах были пробурены семь скважин, вскрывших глубинные высокотермальные воды (в забое скв. 7 была установлена самая высокая температура для вод Новой Зеландии — 295°С).

Скважинами вскрыта толща вулканогенных пород. Верхний горизонт этой толщи от поверхности до 80 м сложен современными отложениями: аргиллитами и риолитовыми песчаниками. Ниже до глубины, примерно 180 м, расположены последовательно чередующиеся слои пемзовых брекчий, игнимбритов и риолитовых туфобрекчий. Далее, в интервале 200—400 м вскрыты мощные линзообразные тела игнимбритов, которые ниже до 800 м чередуются с пемзовыми брекчиями, туфобрекчиями риолитов и пемзовыми туфами. В интервале от 800 до 870 м вскрыты плотные андезиты, под которыми с 870 м и до забоя скважин лежат игнимбриты.

Гидротермальные изменения пород этой толщи, по данным А. Стейнера, выражаются широко развитыми процессами альбитизации, адуляризации, образования гидрослюд и в меньшей степени цеолитизации и карбонатизации. По разрезу толщи эти изменения выглядят следующим образом.

Породы (риолитовые песчаники) верхнего горизонта практически не изменены, лишь в приповерхностной части незначительно наблюдается алунификация аргиллитов. В пачке пород интервала глубин от 80 до 400 м широко развиты гидрослюды; в верхней ее части пемзовые брекчии, прослой игнимбритов и туфобрекчии риолитов подверглись значительной адуляризации и местами слабой карбонатизации. Слой пемзовых брекчий в интервале 400—450 м практически не изменен. Породы в интервале глубин от 450 м и до забоя в значительной степени альбитизированы и лишь в отдельных горизонтах (туфобрекчии риолитов) цеолитизированы с широким развитием вайракита. В отдельных участках туфобрекчии риолитов значительно карбонатизированы.

В керне гидротермально-измененных пород в небольших количествах присутствуют пирит и пирротин. В одном из образцов керна скв. 7 в ассоциации с пиритом отмечены сфалерит и галенит (единичная находка).

Основные черты химизма термальных вод, вскрытых скв. 6 и 7, проведены в табл. 88. Какая-либо информация об осадках отлагающихся из указанных вод, отсутствует.

Как отмечалось выше, к наиболее значительному естественному термальному источнику в пределах района Вайотапу, в котором происходит интенсивное отложение минеральных осадков, относится горячее оз. Шампан-Пул. Площадь его составляет 7000 м<sup>2</sup>. Уровень воды в озере на 30 см выше окружающей гейзеритовой террасы, благодаря ограничивающему его кольцеобразному барьеру, сложенному плотным серовато-белым гей-

Таблица 88

Химический состав термальных вод из скважин района Вайотану, в мг/л [57]

Компонент	Скв. 6	Скв. 7	Компонент	Скв. 6	Скв. 7
Li <sup>+</sup>	6,6	6,1	I <sup>-</sup>	—	—
Na <sup>+</sup>	860	765	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	52	—
K <sup>+</sup>	158	87	HBO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	56	61
Ca <sup>2+</sup>	14	3,7	SiO <sub>2</sub>	357	356
Mg <sup>2+</sup>	3,7	3,7	NH <sub>3</sub>	0,9	—
As	4	—	CO <sub>2</sub>	84	106
F <sup>-</sup>	4,9	7,3	H <sub>2</sub> S	16	11
Cl <sup>-</sup>	1447	1260	pH	8,8	8,7
Br <sup>-</sup>	—	—	t, °C	285	295

Таблица 89

Химический состав воды термального оз. Шампан-Пул, в мг/л

Компо- нент	По Л.И. Грэнджу [47]	По С.Х. Уилсону [57]	По У.А. Мэхону [48]	Компо- нент	По Л.И. Грэнджу [47]	По С.Х. Уилсону [57]	По У.А. Мэхону [48]
Li <sup>+</sup>	—	8	9	I <sup>-</sup>	—	2,4	0,4
Na <sup>+</sup>	1215	1146	1220	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	119	99	145
K <sup>+</sup>	164	160	160	HBO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	97	11	117
Ca <sup>2+</sup>	39	29	35	SiO <sub>2</sub>	448	385	490
Mg <sup>2+</sup>	0,3	2,4	—	NH <sub>3</sub>	39	4,8	11,5
As	—	6	4,9	CO <sub>2</sub>	31	168	170
F <sup>-</sup>	—	4,0	5,5	H <sub>2</sub> S	17,7	22	6
Cl <sup>-</sup>	1990	1879	2000	pH	4,9	6,5	5,7
Br <sup>-</sup>	—	3,5	7,2	t, °C	75	75	75

зеритом. Температура воды на поверхности 70–75°C. По внутреннему периметру озера протягивается полоса мелководья (10–20 см), ширина которой варьирует от 1 до 2 м. По направлению к центру озера эта шельфовая полоса образует вертикальный уступ. В центральной части отчетливо фиксируется восходящее движение потоков воды, сопровождающееся ее дегазацией. Дебит озера 10–20 л/сек.

Особенности химического состава воды озера отражены в табл. 89. Приведенные данные показывают, что основной состав воды практически не менялся с 1937 г. Единственное отличие заключается в отсутствии

мышьяка в данных Л.И. Грэнджа [47]. Следует отметить также значительное отличие воды озера от перегретых вод, вскрытых пробуренными вблизи озера скв. 6 и 7 и имеющих более низкую минерализацию, а также характеризующихся более высокими значениями рН. Есть основание полагать (это также отмечается и Б.Г. Вайссбергом), что питание озера обусловлено водами автономных трещинных систем.

В юго-восточной части шельфа в воде наблюдается небольшое количество мельчайших взвешенных частиц желтовато-оранжевого цвета. Отлагаясь на шельфе, они образуют рыхлый порошокатый осадок толщиной от десятых долей миллиметра до 3—4 мм. С глубиной этот осадок постепенно уплотняется и постепенно переходит в плотный слоистый гейзерит красновато-оранжевого цвета, покрывающий сплошной корой пористые коллоидные кремнистые туфы. Мощность коры красновато-оранжевых слоистых гейзеритов около 2 см.

Основу описываемого гейзерита составляет опаловидный, рентгеноаморфный кремнезем. Под электронным микроскопом она представлена однородной массой с обильными контракционными полостями, характерными для опалов молодого возраста. Преобладающие размеры этих полостей (в плане) варьируют от  $5 \times 10$  до  $15 \times 30$  мк, очертания неправильные. Распределение в основной массе более или менее равномерное. Внутренние поверхности полостей все да почковидные.

Исследование под электронным микроскопом различно окрашенных участков новообразованной коры позволило выявить особенности морфологии пигментирующих частиц. Так, в зонах окрашенных в ярко-желтый цвет установлено, что в массе аморфного кремнезема с различной степенью равномерности распределяются сферические частицы. Размер их варьирует от 2 до 8 мк. Преобладают одиночные сферические частицы, но в отдельных участках они образуют сложные цепочечные сращения (таблица XXIX, а). На отдельных сфероидах отчетливо наблюдается глобулярное строение. Размер составляющих их глобуль не превышает 0,2 мк. Таким образом, относительно крупные сферические частицы — типичные глобулиты. Глобули аналогичной фазы неравномерно рассеяны также в основной опаловой массе. Сканирование этого же участка на микроанализаторе М-46 фирмы "Сатеса" показало, что описанные выше глобули и глобулиты в опаловой массе представлены сульфидом мышьяка (таблица XXIX, б). Исходя из ярко-желтой окраски зоны это, вероятно, аурипигмент.

В зонах, окрашенных в красновато-оранжевый цвет, глобули и глобулиты аурипигмента практически отсутствуют. Пигментирующая фаза представлена кристаллическими частицами таблитчатого габитуса (рис. 46). Размеры их варьируют от  $6 \times 3 \times 1$  до  $12 \times 5 \times 3$  мкм. Распределение в основной опаловой массе более или менее равномерное. Сканирование этого участка на микрозонде MS-46 показало, что и эти кристаллические фазы представлены сульфидами мышьяка. В отличие от глобулярных сульфидов мышьяка, эти сульфиды как по морфологии частиц, так и по цвету (красновато-оранжевая окраска полос) без сомнения могут быть отнесены к реальгару.



Рис. 46. Кристалл реальгара в пористой массе новообразованного опала. Целлюлозно-угольная реплика. Увел. 6000



Рис. 47. Распределение включений пирита в темно-сером опале. Целлюлозно-угольная реплика. Увел. 10 000

Таблица 90

Содержание металлов в гейзерите из оз. Шампан-Пул (данные спектрального анализа). Концентрации, кроме указанных в процентах, даны в промилях (г/т) [54]

Компонент	Содержание	Компонент	Содержание	Компонент	Содержание	Компонент	Содержание
SiO <sub>2</sub>	Преобл.	As	29	Tl	320	P	Нет
Au	80	Sb	2%	Pb	15	W	"
Ag	175	Hg	50	Zn	50	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	"

В основании новообразованной коры наблюдаются полосы темно-серого (с зеленоватым оттенком) цвета. Под электронным микроскопом в этих зонах отмечается обильная вкрапленность мельчайших кристаллических фаз изометричного облика, не имеющих четких кристаллографических очертаний (рис. 47). Размеры вкрапленников колеблются от 0,3 до 1,5–2 мкм.

Сканированием на микрозонде MS-46 устанавливается, что указанные вкрапленники представлены сульфидом железа, по-видимому, пиритом. Б.Г. Вайсбергом, в тяжелой фракции нерастворимого остатка (после выщелачивания кремнезема разбавленной плавиковой кислотой) рентгенографически установлен пирит. Кроме того, он отмечает редкую вкрапленность мельчайших сферолитов антимонита в лишенных окраски светлых прослоях опала, а также присутствие очень мелких ярко-красных кристалликов киновари. Особенности химического состава слоистого красновато-оранжевого гейзерита (среднее для всей коры) приведены в табл. 90. Следует отметить исключительно высокие содержания в описываемом гейзерите золота и серебра. К сожалению, минеральные фазы этих элементов остались неизученными, так как автор не располагал достаточным количеством материала для исследования.

Как отмечает Б.Г. Вайсберг, общее количество обогащенного металлами гейзерита, отложившегося в озере, оценить трудно в виду изменчивой мощности осадка, а также невозможности определения всей площади его распространения. На плоском шельфе озера описываемый осадок покрывает площадь около 50 м<sup>2</sup>, при средней мощности 1 м. Общее количество обогащенного металлами гейзерита в пределах шельфа определяется В.Г. Вайсбергом в 1000 кг. Площадь распространения этих гейзеритов и их мощность на дне большей (глубокой) части озера остаются неизвестными.

Интересно, что Л.И. Грендж в 1937 г. обстоятельно характеризуя гейзеритовые осадки озера и вокруг него, не отмечал присутствие красновато-оранжевых гейзеритов на его шельфовой части. Поскольку осадки такой яркой окраски практически невозможно не заметить, даже при беглом осмотре озера, остается предположить, что гейзерит, обогащенный сульфидными мышьяка, сурьмы и ртути начал отлагаться в оз. Шампан-Пул после 1937 г.

## ГЕОТЕРМАЛЬНЫЙ РАЙОН РОТОКАВА

Район Ротокава расположен в южной части бассейна Рапороа, примерно в 16 км юго-западнее района Бродлендз-Охаки и в 13 км северо-восточнее оз. Таупо. Термальное поле охватывает площадь около  $1,2 \text{ км}^2$  на северо-восточном берегу оз. Ротокава, включая прогретую, парящую площадку (площадью  $36000 \text{ м}^2$ ), в пределах которой на местах рассредоточенных выходов паро-газовых струй отлагается сублимационная сера.

Пробуренные в районе три разведочные скважины показали, что слагающие его породы аналогичны таковым других геотермальных районов в вулканической зоне Таупо. Они представлены игнимбритами, риолитами, вулканическими брекчиями, пемзовыми песчаниками, аргиллитами и кристаллокластическими туфами. В скв. Ротокава-2 толща этих пород перекрыта чехлом алевритов мощностью 274 м.

Гидротермальное изменение пород представлено в верхней части толщи их сернокислотной переработкой с образованием опалитов и опал-алунитовых метасоматитов. Ниже расположена неоднородная зона пятнистой аргиллизации с широким развитием монтмориллонита. В интервале 290—518 м отмечаются новообразованные: калиевая слюда (весьма обильна), адуляр и вайрацит. Расположенные ниже риолитовые породы очень мало изменены.

В пределах указанной выше термальной площадки, в близповерхностных участках пемзовых отложений, отмечаются значительные скопления серы. Только в окрестностях скв. Ротокава-2 ее количество оценивается в 11000 т. В содержащей серу пемзе определены высокие концентрации мышьяка, достигающие 15% всей массы породы. Такие высокие количества мышьяка обусловлены присутствием в пемзовых отложениях реальгара и аурипигмента, выполняющих обильные полости и поры. Особенности выделения этих минералов в полостях свидетельствуют об изменении температурного режима в растворах, отлагающих сульфиды мышьяка [54]. На стенках полостей, здесь имеется корочка призматических кристаллов реальгара, которая перекрывается колломорфным аурипигментом. На поверхности последнего расположены сферолитовые агрегаты аурипигмента, на которые вновь нарастают призматические кристаллы реальгара II генерации. Антимонит в ассоциации с реальгаром и аурипигментом не отмечался.

В процессе техногенной разгрузки парогидротерм одной из трех пробуренных скважин, а именно Ротокава-2, наблюдалось отложение тонкодисперсного темно-красного вещества. Эта скважина пробурена до глубины 880 м. Максимальные температуры, замеренные на забое скважины составляли  $280^\circ$  и  $290^\circ\text{C}$ . Особенности химического состава воды этой скважины приведены в табл. 91. И если по основным компонентам парогидротермы скважины Ротокава-2 близки к таковым в других геотермальных районах вулканической зоны Таупо, то по высокому содержанию  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$  они резко отличаются от гидротерм других районов.

Выпадающий из перегретых вод осадок покрывает тонким слоем различные предметы — обломки пород, кусочки древесины и т.д. Его состав

Таблица 91

Химический состав термальной воды из скв. Ротокава

Компонент	мг/л	Компонент	мг/л	Компонент	мг/л	Компонент	мг/л
Li <sup>+</sup>	11	Mg <sup>2+</sup>	—	Br <sup>-</sup>	—	SiO <sub>2</sub>	400
Na <sup>+</sup>	1785	As	—	I <sup>-</sup>	0,7	NH <sub>3</sub>	3,2
K <sup>+</sup>	186	F <sup>-</sup>	6,6	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	125	CO <sub>2</sub>	2000
Ca <sup>2+</sup>	50	Cl <sup>-</sup>	2915	HBO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	446	H <sub>2</sub> S	885

pH — 7,8, t — 285°С.

Таблица 92

Содержание металлов в опаловых осадках из вод скв. Ротокава-2 (данные спектрального анализа). Концентрации, кроме указанных в процентах, даны в промиллях (г/т) [54]

Компонент	Содержание	Компонент	Содержание	Компонент	Содержание	Компонент	Содержание
SiO <sub>2</sub>	Преобл.	As	0,4%	Tl	0,5%	P	—
Au	70	Sb	~30%	Pb	50	W	<10
Ag	30	Hg	15	Zn	100	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—

приведен в табл. 92. Несмотря на то, что преобладающей минеральной фазой в осадке служит аморфный кремнезем, тем не менее он содержит исключительно большие количества сурьмы. Кроме того, для него характерны высокие содержания золота и таллия.

Автором исследовался образец, представляющий собой кусочек древесной ветки, покрытой с поверхности тонким слоем порошковатого вещества красного цвета.

Под микроскопом в отраженном свете наблюдается, что корочка, отрачивающая кусочки древесины, представлена скоплением неправильно-округлых образований рудного вещества белого цвета (таблица XXX, а). Подобные же образования иногда отмечаются и в мелких полостях древесины (таблица XXX, б). Описываемый рудный минерал изотропен; внутренние рефлексы ярко-красного до вишнево-красного цвета. Рентгеноаморфен. Под электронным микроскопом микродифракции не обнаруживает; методом угольных реплик выявляется глобулярное строение указанных выше неправильно-округлых образований. На микроанализаторе MS-46 фирмы "Самеса", для указанных рудных образований определены: сурьма — 70,28% и сера — 26,69%. Качественно отмечается присутствие мышьяка и таллия (аналитик С.Е. Борисовский).

Таким образом, исследуемое вещество (отвечая стехиометрии 2:3) отвечает метастибниту.

## ГЕОТЕРМАЛЬНЫЙ РАЙОН БРОДЛЕНДЗ-ОХАКИ

Район Бродлендз-Охаки расположен в пределах восточного крыла вулканической зоны Таупо, в бассейне Репороа, примыкающем к р. Вайкато. Этот район находится в 13 км южнее Вайотапу и примерно в 24 км к северо-востоку от Вайракея.

Активная гидротермальная деятельность проявляется здесь на площади 2,4 км диаметром в виде: разрозненных парящих площадок, нескольких неглубоких грязевых прудов и большого термального оз. Охаки-Пул.

В районе проводились активные поиски геотермального пара. Было пробурено 12 скважин глубиной от 760 до 1396 м. При проведении режимных наблюдений, необходимых для оценки производительности скважин на пар, в бетонном отстойнике одной из скважин (скв. Бродлендз-2) был обнаружен красный тонкодисперсный осадок с высоким содержанием сурьмы. Скв. Бродлендз-2 расположена примерно в 1 км к юго-западу от оз. Охаки-Пул и пробурена до глубины 1034 м. Перфорирована в интервале 416–1033 м. Скважиной вскрываются породы плейстоценового, или верхнеплиоценового [54] возраста. Верхняя, стометровой мощности, пачка пород представлена аргиллитами и песками. Ниже, в интервале 100–470 м, расположена толща риолитов, под которой с глубины 470 до 990 м отмечается свита вулканокластических пород различной размерности — пемзовые и риолитовые туфобрекчии, риолитовые туфопесчаники, переслаивающиеся с алевритами. На 504 м скважина пересекает трещинную зону, контролирующую резкую смену минеральных ассоциаций в гидротермально-измененных породах.

В приповерхностной зоне гидротермальное изменение пород представлено преимущественно аргиллизацией. Развита главным образом иллито-подобные глинистые минералы с небольшим количеством монтмориллонита. В риолитах из вторичных гидротермальных минералов отмечается преимущественно калиевая слюдка, реже и в небольших количествах — адуляр.

Ниже горизонта 504 м адуляр становится преобладающим из новообразованных минералов. С горизонта 633 м и до 853 м резко преобладает альбит, а ниже горизонта 853 м — адуляр и альбит отмечается в равном развитии. Пирит, кальцит и лейкоксен в небольших количествах отмечаются по всему разрезу, а хлорит и эпидот отмечаются лишь в нижней части его (от 750 м и ниже).

Особенности химического состава термальных вод этой скважины приведены в табл. 93. Следует отметить, что по основному солевому составу они близки к термальным водам Вайракея, за исключением повышенных концентраций As и Sb и весьма высоких  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$ , которые здесь в 10 раз выше, чем в Вайракее. Дебит скважины значительный и в ходе испытаний составлял  $68 \times 10^3$  кг/час пара и  $270 \times 10^3$  кг/час воды при давлении 13,8 бар. Значение pH воды, измеренной на поверхности после отделения пара и газов, составлял 8,3. Вычисленное А.Д.Эллисом значение pH на глубине равно приблизительно 6,0.

Как уже отмечалось, при испытании этой скважины в отстойнике отлагался красный тонкодисперсный осадок, покрывающий тонким (1 мм) слоем поверхность бетона. В табл. 94 приведены данные о составе этого осадка,

Таблица 93

Химический состав термальной воды из скв. Бродлендз-2 [48]

Компонент	мг/л	Компонент	мг/л	Компонент	мг/л
Li <sup>+</sup>	12	Tl	0,007	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	8
Na <sup>+</sup>	1050	Ag	0,0006	HBO <sub>2</sub>	196
K <sup>+</sup>	224	Au	0,00004	SiO <sub>2</sub>	805
Ca <sup>2+</sup>	2,2	F <sup>-</sup>	7,3	NH <sub>3</sub>	2,1
Mg <sup>2+</sup>	—	Cl <sup>-</sup>	1743	CO <sub>2</sub>	748
As	8	Br <sup>-</sup>	5,7	H <sub>2</sub> S	120
Sb	0,2	I <sup>-</sup>	0,8		

pH — 8,3, t — 276°С.

Таблица 94

Содержание металлов в опаловых осадках из вод скв. 2 в районе Бродлендз-Охаки (данные спектрального анализа). Концентрации, кроме указанных в процентах, даны в промиллях (г/т) [54]

Компонент	Содержание	Компонент	Содержание	Компонент	Содержание	Компонент	Содержание
SiO <sub>2</sub>	Преобл.	As	250	Tl	~1000	P	—
Au	55	Sb	~8%	Pb	50	W	—
Ag	200	Hg	~200 (г/т)	Zn	200	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—

для которого, при общем преобладании кремнезема, характерно высокое содержание сурьмы.

Под микроскопом в отраженном свете отмечается, что тонкая пленочка новообразований на поверхности бетона представлена микропочковидными агрегатами кремнистого вещества. Почка характеризуется отчетливо выраженным зональным строением (рис. 48). Зональность обусловлена чередованием зон различной плотности, а также различного отражения. Последнее обуславливается присутствием или отсутствием рудного пигмента.

Рентгеновское изучение этого вещества показало, что оно рентгеноаморфно. Исследование под электронным микроскопом показало, что красное порошковое вещество представлено в основном двумя типами глобулярных частиц. Первый характеризуется однородными агрегатами относительно "крупных" иногда полуслившихся глобуль, размеры которых варьируют в очень узких пределах (от 80 до 100 мкм). В количественном отношении эти частицы преобладающие. Второй тип частиц также представлен глобулярными формами, но значительно меньших размеров (порядка 25 мкм) и образующих пятнообразные обособления среди крупноглобулярных агрегатов. Среди обособлений мелких глобуль отмечаются иногда скопления мельчайших игольчатых кристаллов. Частицы первого типа представляют собой, вероятно, аморфный кремнезем. Количество глобулярных частиц

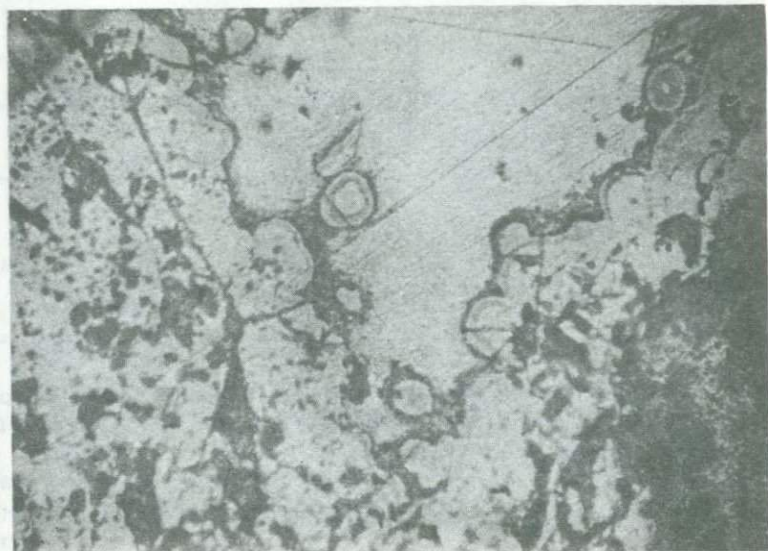


Рис. 48. Микропочковидные, концентрические зональные обозначения кремнистого вещества, обогащенного метастибнитом. Отраженный свет. Увел. 46.

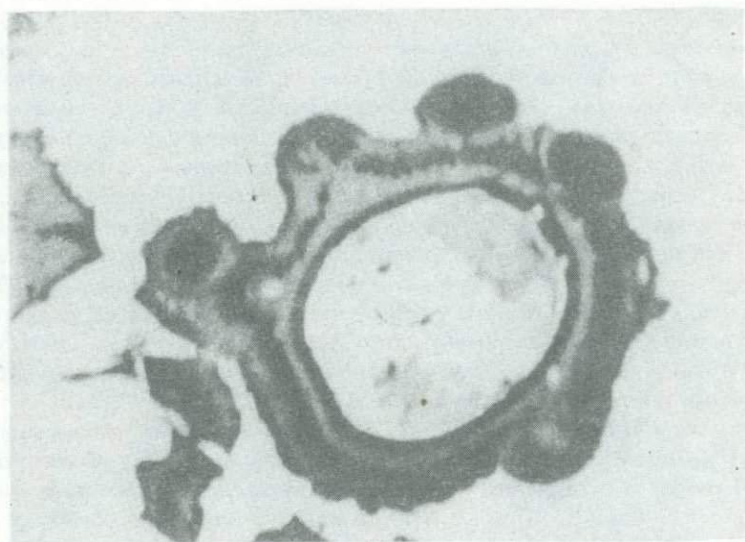


Рис. 49. Распределение метастибнита (черное) в кремнистой массе (серое). Снимок в проходящих электронах (выполнен на микроанализаторе MS =46).

Таблица 95

Химический состав термальной воды оз. Охаки-Пул в районе Бродлендз-Охаки [48]

Компонент	мг/л	Компонент	мг/л	Компонент	мг/л	Компонент	мг/л
Li <sup>+</sup>	7,4	As	3	F <sup>-</sup>	5,2	HBO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	130
Na <sup>+</sup>	860	Sb	0,3	Cl <sup>-</sup>	1060	SiO <sub>2</sub>	338
K <sup>+</sup>	82	Tl	0,0003	Br <sup>-</sup>	3	NH <sub>3</sub>	3,8
Ca <sup>2+</sup>	2,6	Ag	0,0006	I <sup>-</sup>	0,6	CO <sub>2</sub>	490
Mg <sup>2+</sup>	—	Au	0,00004	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	100	H <sub>2</sub> S	1,0

второго типа составляет не более 25%. Преобладающие частицы первого типа представляют собой, вероятно, аморфный кремнезем, а глобулярные частицы второго — метастибнит.

Изучение облекающих корочек на рентгеновском микроанализаторе MS-46 позволило установить характер распределения метастибнита в кремнистой основной массе. На рис. 49 видно, что метастибнит образует прерывисто-кольцевые и неправильно-округлые сгустковые обособления в массе аморфного кремнезема. Ввиду малых размеров выделений метастибнита выполнить количественный анализ его не представилось возможным. Полуколичественная оценка показывает, что сурьма и сера — преобладающие компоненты, присутствуют: кремнезем до 1%; таллий до 0,03%; ртуть и мышьяк до 0,01%.

Термальное оз. Охаки-Пул имеет приблизительно 60 м в диаметре и окаймляется гейзеритовой террасой, образующей небольшой округлый вал, слегка приподнятый над окружающей местностью. Край гейзеритового барьера растет вверх и к центру озера над его поверхностью, по-видимому, в результате капиллярного испарения. Серовато-белый гейзерит образует большой нависающий, изрезанный выступ над поверхностью воды. Вода в озере прозрачная бледно-голубого оттенка. Температура ее 95°С; значение pH близко к нейтральному до слабощелочного. Дебит в разное время варьирует от 4 до 12 л/сек. Данные о химическом составе воды оз. Охаки-Пул приведены в табл. 95. Из анализа следует, что эти воды существенно бикарбонатно-хлоридно-натриевые, по составу практически идентичные водам из скв. Бродлендз-2, так же как и последние, характеризуются повышенными концентрациями мышьяка и сурьмы.

По данным Б.Г. Вайсберга [54], до 1957 г. гейзерит, отлагающийся в озере и на краю оторачивающего барьера, был белого и серовато-белого цвета. Примерно с середины 1957 г. в водоеме образуется темно-красный хлопьевидный осадок, который в небольших количествах отмечается в самых молодых краевых зонах гейзеритового козырька на внутреннем крае барьера. Отложения этого осадка в озере продолжалось до 1966 г. В последующие годы и до настоящего времени вновь отлагается гейзерит белого цвета (рис. 50).

Таким образом, отложение гейзерита совместно с красным хлопьевидным осадком продолжалось около 8,5 лет.



Рис. 50. Строение поверхности современного гейзера. Оз. Охаки-Пул. Косой свет. Увел. 10



Рис. 51. Строение гейзеритовой коры из нависающего козырька оз. Охаки-Пул в поперечном разрезе. Темная зона, расположенная над белой полосой, обогащена рудными компонентами. Косой свет. Увел. 5.

Таблица 96

Содержание металлов в гейзерите из оз. Охаки-Пул в районе Бродлендз-Охаки (данные спектрального анализа). Концентрации, кроме указанных в процентах, даны в промиллях (г/т) [54]

Компонент	Содержание	Компонент	Содержание	Компонент	Содержание	Компонент	Содержание
SiO <sub>2</sub>	Преобл.	As	400	Tl	630	P	—
Au	85	Sb	~ 10%	Pb	25	W	—
Ag	500	Hg	2000	Zn	70	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—

В поперечном сечении гейзеритовой коры из нависающего над поверхностью воды козырька отчетливо наблюдается зона, обогащенная веществом красного цвета (рис. 51).

В табл. 96 приведены сведения о химическом составе гейзерита из этой зоны. Отмечается высокое содержание сурьмы, обусловленное, по-видимому, присутствием метастибнита.

Б.Г. Вайсберг также отмечал, что в районе Бродлендз в керне скважин, пробуренных в 2,5 км юго-западнее оз. Охаки-Пул наблюдались сфалерит, галенит и в небольшом количестве халькопирит (скв. 7, интервал 802—943 м и скв. 10, интервал 953—1045 м). Эти минералы отмечаются в полостях, стенки которых покрыты кристаллами кварца. Кристаллы галенита и сфалерита хорошо образованы, их грани блестящие и не несут следов травления. Это, по мнению Б.Г. Вайсберга, свидетельствует о том, что кристаллы этих минералов находятся в равновесии с парогидротермальным раствором при температуре 250°.

Приведенная краткая характеристика современного минералообразования в ряде гидротермальных районов вулканической зоны Таупо позволяет рассматривать их как современные рудообразующие системы, способные в течение геологического времени сформировать значительные по запасам месторождения сурьмы, ртути, мышьяка, таллия, золота и серебра. По расчетам Б.Г. Вайсберга, при концентрациях золота, содержащегося в воде скв. Бродлендз-2 и естественной скорости разгрузки системы Вайракей, определявшейся в  $1,6 \times 10^6$  кг/час (до начала промышленного разбуривания), золоторудное месторождение с запасами в 32 тыс. кг, могло бы быть сформировано за 57000 лет.

Следует отметить, что данные по минералогии гидротермальных новообразований в источниках и скважинах гидротермальных районов вулканической зоны Таупо крайне недостаточны. Эти районы вне всякого сомнения заслуживают обстоятельного минералогического изучения.

## К МИНЕРАЛОГИИ НЕКОТОРЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ ЗАПАДНЫХ ШТАТОВ США

Многочисленные термальные источники в штатах Калифорния и Невада с давних пор привлекали внимание исследователей своей рудообразующей деятельностью. Первые обстоятельные сведения о термальных источниках этих районов даны в монографии Беккера [42]. В дальнейшем детальные исследования в области геохимии и современного минералообразования в источниках этих систем проводились Д.Е.Уайтом [37, 55, 56], Диксоном и Танеллом [46], А.Н.Моисеевым [49] и др.

Среди многочисленных районов проявления гидротерм в пределах западных штатов США наиболее интересны источники Стимбот, Сульфур-Бэнк, Амеди и Бойлинг, в которых и в настоящее время происходит отложение сульфидов сурьмы и ртути, а в некоторых (Стимбот), также гейзеритов, обогащенных золотом и серебром.

В основу общей характеристики указанных источников положены литературные данные, главным образом Д.Е.Уайта. Образцы минеральных осадков этих источников, любезно предоставленные Д.Е.Уайтом и Бейли, были изучены автором [27].

### ИСТОЧНИКИ СТИМБОТ

По данным Д.Е.Уайта, интенсивная гидротермальная деятельность проявляется здесь на площади около 5 км<sup>2</sup>. Источники сосредоточены в настоящее время в восточной части района, вблизи ручья Стимбот. В западной части района термальные воды трещинного типа обнаруживаются на глубине менее 30 м.

Район сложен гранодиоритами и метаморфическими породами мезозойского возраста, перекрытыми третичными и четвертичными вулканогенными образованиями, а также аллювиальными отложениями. Особенности гидротермального изменения андезитовых туфобрекчий и гранодиоритов в районе источников были изучены и охарактеризованы Сигвелдесоном и Уайтом [56] по керну скв. 2. Характерны интенсивная адуляризация и окварцевание пород в интервале глубин 27–85 м. Ниже преобладающими гидротермальными новообразованиями, развивающимися по силикатам пород, служат иллит-монтмориллонит и обогащенный железом хлорит.

Вся толща андезитовых туфобрекчий пронизана многочисленными кварцевыми и халцедоновыми жилами и прожилками, часто содержа-

Таблица 97

Химический состав воды источника 8, Стимбот, штат Невада [37] (аналитик Браннок)

Компонент	Содержание, ч.н.млн.	Компонент	Содержание, ч.н.млн.	Компонент	Содержание, ч.н.млн.	Компонент	Содержание, ч.н.млн.
$\text{NH}_4^+$	< 1	$\text{Sr}^{2+}$	0,1*	$\text{Cl}^-$	865	$\text{HCO}_3^-$	305
$\text{Li}^+$	7,6	$\text{Mg}^{2+}$	0,8	$\text{F}^-$	1,8	$\text{CO}_3^{2-}$	Не обн.
$\text{K}^+$	71	Fe	Не опр.	$\text{I}^-$	0,1	B	49
$\text{Na}^+$	653	As	2,7	$\text{Br}^-$	0,2	$\text{SiO}_2$	293
$\text{Ca}^{2+}$	5,0	Sb	0,4	$\text{SO}_4^{2-}$	100	$\text{H}_2\text{S}$	4,7

\* Стронций определен спектроскопически.

щами антимонит и киноварь. Широко развиты древние натечные агрегаты халцедона, для которых характерно постоянное присутствие киновари. Последняя отмечается также в древних гейзеритах и в илообразном силикагеле (частично раскристаллизованном до  $\beta$ -кристобалита), выполняющем трещины в горных породах.

Термальные воды источников хлоридно-натриевые, с повышенными концентрациями мышьяка и сурьмы.

Таблица 98

Содержание главных компонентов в водах источников и гейзеров района

№ источника или гейзера	Температура, °C	pH	$\text{Cl}^-$	B	$\text{SO}_4^{2-}$
33	43	6,33	596	35,4	91
50	60	6,1	824	47,8	107
4	66	6,49	894	45,2	152
3	71	6,11	878	44,7	125
21	71	6,28	904	49,9	143
9	73	6,31	846	46,5	131
10	74	6,36	856	47,7	128
2	77	6,37	864	44,0	129
20	81	6,57	866	47,7	134
25	86	7,40	876	48,7	106
53	87	7,34	888	49,0	115
18	93	7,08	896	49,0	123
16	04	7,28	888	50,02	125
32 (гейзер)	95	7,63	892	48,7	106
7	96	7,16	898	50,2	121
23п (гейзер)	96	8,38	914	50,2	119
5	96	7,61	920	45,6	113
12	96	7,77	944	51,8	121
Источник 4 Стимбот	96	8,75	672	36,6	90

Особенности химического состава термальных вод различных источников района Стимбот приведены в табл. 97 и 98.

По данным Д.Е. Уайта, в ряде источников отмечается современное образование антимонита. Он отмечает, что по данным систематических наблюдений за период с 1945 по 1952 гг. образование антимонита характерно для источников 8, 2 и 3. По краям грифонов и небольших бассейнов этих источников антимонит образует в одних случаях плотные скопления игольчатых кристаллов, в других — радиально-лучистые агрегаты. В источнике 8 игольчатые кристаллы антимонита тесно ассоциируют с новообразованными кристаллами кальцита. Не исключено, что антимонит наравне с метастибнитом постоянно присутствует в гелеобразных кремнистых осадках большинства источников.

Из паров ряда вновь пробуренных фонтанирующих скважин на камни и растительность осаждается аморфный сульфид сурьмы — метастибнит.

Из района источников Стимбот автором были изучены гейзерит с включениями киновари, кремнистая порода с налетами метастибни а и порошокватый гель кремнезема с иголочками антимонита из источника 24.

Гейзерит сложен плотными чередующимися между собой разностями белого и желтоватого опала. Между опаловыми участками расположены тончайшие прослойки и линзообразные обособления тонкодисперсного кварца. Отдельные участки кварцевых выделений окрашены в красно-

Стимбот в штате Невада (в частях на миллион) [56]

S	CO <sub>2</sub>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	As	Sb
1,0	—	419	43	1,7	0,1
7,1	618	637	61	1,7	0,3
2,7	—	691	57	2,5	0,0
4,8	—	671	75	2,5	0,0
3,3	—	673	77	2,8	0,0
6,8	—	635	71	2,6	0,0
7,0	—	643	72	2,7	0,0
8,1	—	659	73	2,4	0,0
4,1	—	649	73	2,6	0,0
3,9	—	671	68	2,5	0,3
1,9	—	646	59	3,1	0,2
2,9	—	674	79	2,7	0,2
3,4	217	668	77	3,0	0,1
1,4	—	672	68	2,7	0,5
3,3	—	681	64	2,8	0,2
3,6	—	692	77	2,7	0,2
3,7	—	699	81	2,9	0,1
3,0	—	716	82	3,1	0,4
2,2	219	588	51	1,9	0,3



Рис. 52. Микропочковидные агрегаты метастибнита с кристаллами антимонита на поверхности (нерастворившиеся игольчатые частицы черного цвета). Целлюлозно-угольная реплика. Увел. 12 000

вато-розовый и ярко-красный цвет. Под микроскопом в проходящем свете эти участки имеют равномернозернистое строение (средний размер зерен около 1 мк) и содержат обильные включения кристалликов киновари.

Исследование под электронным микроскопом опаловых и кварцевых зон позволило установить их строение. Опал характеризуется глобулярным и глобулярно-почковидным сложением. Размеры глобулей варьируют от 0,1 до 0,3 мк. Они плотно примыкают друг к другу и составляют основную массу, среди которой неравномерно распределены более крупные (от 1 до 3,5 мк) глобулярно-почковидные обособления. Кварц представлен агрегатами неправильных зерен, размером 0,8 до 1,2 мк. Киноварь, пигментирующая тонкозернистый кварц, представлена хорошо ограненными кристалликами, более или менее равномерно распределенными в кварцевой массе. Размеры кристаллов киновари варьируют от 0,08 до 1 мк.

Образец кремнистой породы покрыт тончайшей в (доли миллиметра), корочкой метастибнита неправильно-почковидного строения. Метастибнит установлен здесь впервые Беккером [42]. Он плотный землистый имеет оранжево-красный и кирпично-красный цвет, рентгеноаморфен. Изучение под электронным микроскопом показало, что метастибнит характеризуется микропочковидным строением, диаметр почек около 1–1,5 мк, поверхность их имеет неясно-чешуйчатую скульптуру. Вся



Рис. 53. Глобулярное строение рыхлого геля кремнезема из источника 24. Обволакивающая углеродная реплика. Увел. 16 000

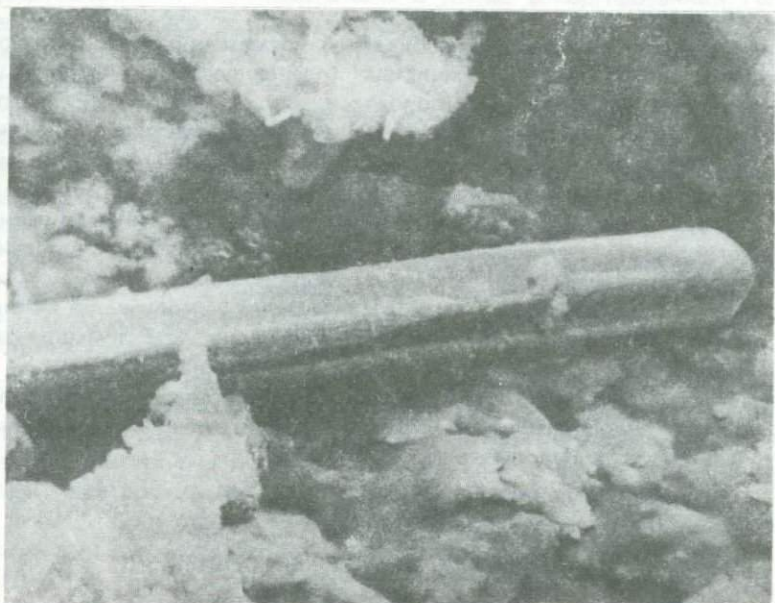


Рис. 54. Крупный кристалл антимонита в геле кремнезема из источника 24. Растровый электронный микроскоп. Увел. 500

масса микрочковидных агрегатов пронизана мельчайшими (0,03—0,04 мк) округлыми порами. Нередко на поверхности почковидных образований метастибнита наблюдаются скопления игольчатых кристалликов антимонита (рис. 52).

Порошковатый гель кремнезема из источника 24 имеет своеобразную серую окраску, обусловленную многочисленными включениями кристаллов антимонита. Исследование под электронным микроскопом методом обволакивающих угольных реплик позволило изучить морфологические особенности частиц геля кремнезема и ассоциирующего с ним антимонита. Порошковатый гель кремнезема характеризуется однородно-глобулярным строением. Размеры глобулей варьируют от 0,2 до 0,5 мк. Отдельные разобщенные глобулы редки; обычно они по несколько штук сливаются между собой (рис. 53). В таких агрегатах наблюдаются фрагменты более плотных опаловидных корочек с характерным глобулярно-почковидным строением. Реже наблюдаются обломки мембранных трубок средним диаметром 0,1 мк.

Антимонит в порошковатом геле кремнезема представлен преимущественно тончайшими игольчатыми кристаллами, как одиночными, так и в виде сростков (рис. 54). Размеры кристаллов варьируют в широких пределах; обычно они имеют 5—10 мк в длину и 0,1—0,4 мк в поперечном сечении; реже встречаются индивиды до 25—30 мк и 2—3 мк в поперечнике. Антимонит образует также обильные включения в плотных опаловидных корочках  $\text{SiO}_2$ , тесно ассоциируя с кристаллами кальцита.

В заключение автор считает необходимым отметить развитие в районе источников своеобразных кремнистых (преимущественно аморфных) илов, выполняющих трещины в породах и, как отмечается Д.Е. Уайтом, содержащих до 4% сурьмы, а также повышенные количества золота (около 10 ч.н.млн.), серебра (400 ч.н.млн.) и ртути (45 ч.н.млн.). Д.Е. Уайт считает, что образование этих прожилков, выполненных кремнистыми илами, связано с переносом кремнистой массы в виде суспензии в период наибольшей активности источников. Представляется важным детальное минералогическое исследование подобных образований.

Источники района Стимбот выносят значительные количества мышьяка и сурьмы. Подсчитано [56], что за год они выносят 5 т мышьяка и 1 т сурьмы.

Таким образом, гидротермы района Стимбот представляют собой современную рудообразующую систему, формирующую сульфидные сурьмяные и ртутные рудопроявления.

#### ИСТОЧНИКИ СУЛЬФУР-БЭНК (ШТАТ КАЛИФОРНИЯ)

Наиболее обстоятельное исследование этого уникального объекта, представляющего собой промышленное ртутное месторождение, в пределах которого еще продолжают проявляться рудообразующие процессы, было проведено Д.Е. Уайтом и Г.Е. Роберсоном [55]. Д.Е. Уайт особо подчер-

Таблица 99

## Химический состав воды источников Сульфур-Бэнк [56]

Компонент	Содержание, ч.н.млн.	Компонент	Содержание, ч.н.млн.	Компонент	Содержание, ч.н.млн.
Na <sup>+</sup>	1190	Mn <sup>2+</sup>	0,2	Cl <sup>-</sup>	644
K <sup>+</sup>	23	Cu	0,01	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	598
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	464	As	< 0,02	H <sub>2</sub> S	12
Ca <sup>2+</sup>	20	Sb	< 0,02	B	620
Mg <sup>2+</sup>	55	Hg	< 0,02	SiO <sub>2</sub>	42
Fe	0,1	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	3290	—	—

кивает, что Сульфур-Бэнк представляет собой яркий пример промышленного месторождения совершенно отчетливо связанного с горячими источниками и отмечает, что для него "эта связь до такой степени очевидна, что другие варианты следует считать просто невероятными" [56].

Месторождение и источники расположены вблизи оз. Клиэр. Наиболее древними породами района служат граувакковые песчаники и черные глинистые сланцы Францисканской формации (поздней мезозой). Они перекрываются древними озерными отложениями плейстоценового возраста, представленными конгломератами с плохо отсортированной галькой, перемежающимися со слоями песка. В центральной части района на озерные отложения наложен более поздний лавовый поток андезито-базальтов.

Позднечетвертичное оруденение локализовано преимущественно в андезито-базальтах и древних озерных отложениях (затрагивая лишь верхи пород Францисканской формации), непосредственно под уровнем грунтовых вод, который существовал до начала разработки месторождения. Вмещающие оруденения породы в значительной степени анализированы и алунитизированы. В рудных телах, помимо преобладающей киновари, отмечаются: пирит, марказит, метациннабарит и антимонит. Среди нерудных минералов типичны кварц, кальцит, доломит и исключительно обильный здесь баддингтонит.

Термальные источники района месторождения приурочены к южному склону горы Сульфур-Кэпид и расположены на высотах от 9 до 18 м от уровня оз. Клиэр [55]. Особенности химического состава вод этих источников иллюстрируется табл. 99 Д.Е. Уайт отмечает, что термальные воды месторождения Сульфур-Бэнк значительно обогащены CO<sub>2</sub>, B и NH<sub>3</sub>. Содержание последнего близко к максимальному для природных вод.

В многочисленных грифонах источников этой группы отмечаются отложения сульфидов сурьмы и ртути. По данным Д.Е. Уайта, в водоеме одного из источников галька и гравий с нижней стороны покрываются корочкой киновари, а с других сторон — налетом метациннабарита. На дне горячих ручьев и потоков отмечается отложение арагонита и анти-



Рис. 55. Корродированные ромбоэдрические кристаллы киновари из плотных землистых образований. Целлюлозно-угольная реплика. Увел. 12 000

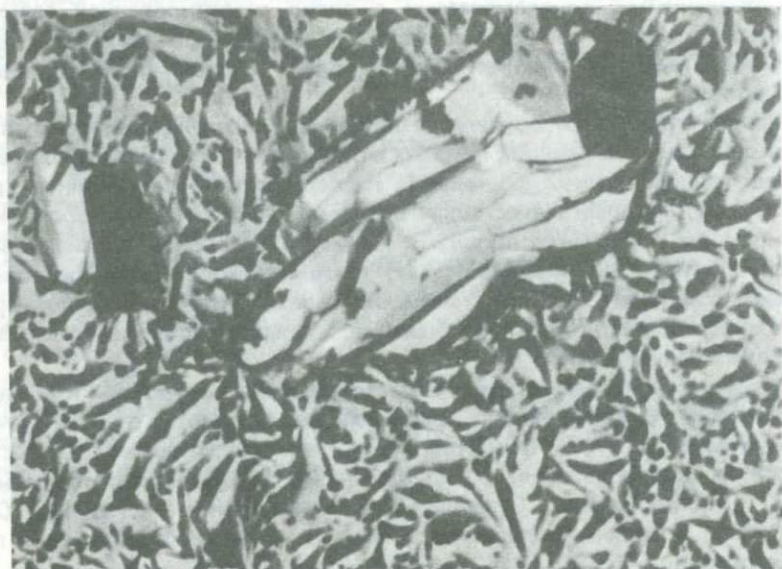


Рис. 56. Включения киновари в губчатом каркасе опала. Целлюлозно-угольная реплика. Увел. 12 000

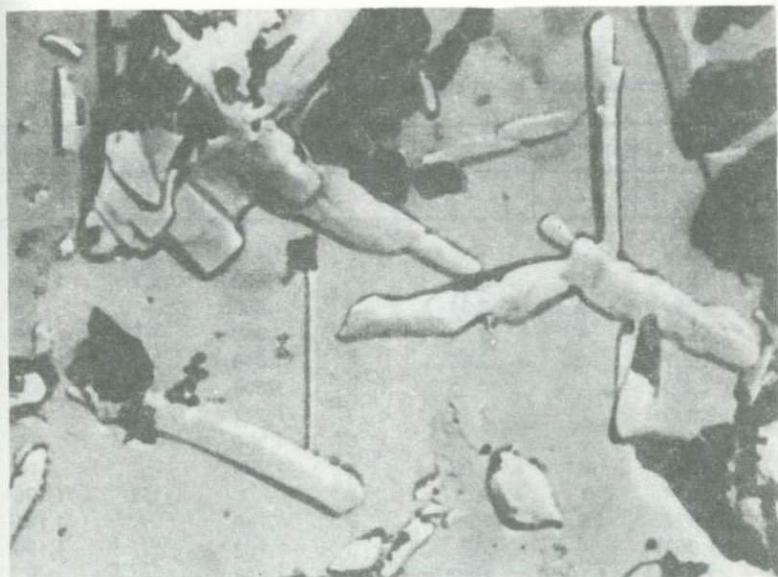


Рис. 57. Скелетные кристаллы киновари из порошкового опала. Целлюлозно-угольная реплика. Увел. 12 000

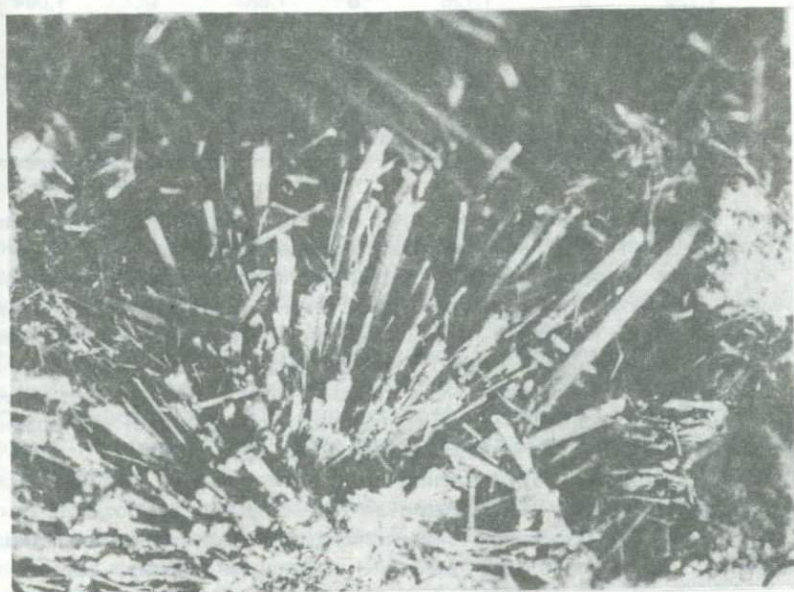


Рис. 58. Антимонит на поверхности алализированных туфов. Косой свет. Увел. 20

Таблица 100

## Межплоскостные расстояния киновари из Сульфур-Бэнк

Сульфур-Бэнк		Берри, Томпсон [43]		Сульфур-Бэнк		Берри, Томпсон [43]	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
4	3,74	—	—	8	1,435	3	1,429
1	(3,51)	1/2	3,55	3	1,403	1/2	1,395
10	3,35	9	3,34	3	1,385	—	—
7	3,15	4	3,14	3	1,359	1/2	1,336
10	2,857	10	2,85	8	1,345	5	1,339
3	2,360	—	—	9	1,306	4	1,304
2	2,289	1	2,36	3	1,271	—	—
3	2,184	—	—	5	1,260	3	1,256
9	2,081	5	2,06	3	1,249	—	—
4	2,034	1	2,01	—	—	1/2	1,196
9	1,977	5	1,969	6	1,180	2	1,181
1	(1,953)	—	—	3	1,162	1	1,160
4	(1,918)	1/2	1,895	3	1,138	—	—
4	(1,857)	—	—	4	1,127	—	—
1	1,811	—	—	4	1,120	1	1,123
8	1,767	4	1,759	9	1,104	3	1,105
9	1,735	5	1,725	6	1,083	1	1,084
10	1,679	6	1,672	6	1,069	1	1,067
4	(1,582)	1	1,578	9	1,030	1	1,029
4	1,565	1	1,558	9	1,013	1	1,012
1	1,487	—	—	9	0,991	—	—

Fe-излучение,  $D = 57,3$  мм. Аналитик Г.А. Сидоренко (ВИМС).

монита. В местах выхода газовых струй, почва вокруг проколов и жерловин покрывается пылевидными налетами метациннабарита.

В изученных автором образцах киноварь представлена в основном плотными, однородно-землистыми разностями. В отдельных участках землистые агрегаты киновари перекрываются более поздними образованиями опала, окрашенного в ярко-красный цвет, обусловленного обильными включениями киновари. Как правило, опаловые участки очень плотные, иногда стекловатые, но в отдельных случаях они постепенно переходят в порошковатые выделения розового цвета.

Изучение землистых образований под электронным микроскопом методом двухступенчатых целлюлозно-угольных и одноступенчатых угольных реплик показало, что они сложены кристаллическими частицами киновари размером от 0,5 до 3 мк; отдельные частицы достигают 5–6 мк в диаметре. Хорошо ограненные кристаллики относительно редки и представлены комбинацией двух ромбоэдров (рис. 55); некоторые грани у них ступенчатые и корродированы, ребра и вершины в большинстве случаев округлены.

Плотные выделения красного опала имеют губчатое строение. Частицы кремнезема весьма причудливых очертаний, срастаясь между собой, об-

Таблица 101

## Межплоскостные расстояния антимонита из Сульфур-Бэнк

Сульфур-Бэнк		ASTM [40]		Сульфур-Бэнк		ASTM [40]	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
5	8,302	—	—	4	2,210	7	2,202
—	—	16	7,99	—	—	6	2,185
3	6,710	—	—	5	2,077	21	2,101
3	5,470	36	5,654	—	—	12	2,088
8	4,817	57	5,052	—	—	10	1,992
2	4,659	—	—	9	1,931	46	1,940
4	4,339	—	—	6	1,920	36	1,920
—	—	28	3,987	—	—	9	1,885
—	—	29	3,632	—	—	9	1,871
6	3,767	67	3,573	—	—	5	1,858
10	3,514	72	3,556	—	—	9	1,846
3	3,451	25	3,458	1	1,746	—	—
—	—	18	3,178	5	1,723	19	1,729
—	—	37	3,128	8	1,685	34	1,6906
9	2,990	95	3,053	—	—	8	1,6358
9	2,728	100	2,764	—	—	10	1,5431
—	—	52	2,680	2	1,526	16	1,5280
8	2,479	46	2,525	2	1,485	5	1,4837
6	2,400	22	2,426	—	—	5	1,4617
2	2,258	24	2,227	—	—	7	1,4441
—	—	25	2,223	—	—	5	1,4397

Fe-излучение,  $D = 57,3$  мм. Аналитик Г.А. Сидоренко (ВИМС).

разуют сложный каркас с громадным количеством пор, достигающих 30% общего объема вещества. Поры имеют вид изогнутых и ветвящихся каналов, округлых в поперечном сечении, и неправильных очертаний — в тангенциальных срезах; диаметр пор обычно не превышает 0,15 мк. В губчатой массе опала наблюдаются вкрапленники кристалликов киновари, которые распределены крайне неравномерно (рис. 56). Они представлены как единичными, аномально развитыми кристаллами (в среднем  $2 \times 0,5$  мк), так и их сростками (размером от  $3 \times 2$  до  $7 \times 4$  мк).

Рыхлые порошковатые разности опала состоят из частиц кремнезема, имеющих неправильно округлые очертания. Изредка отмечаются мембранные формы. Среди них наблюдаются разобщенные частицы киновари, представленные аномально развитыми ромбоэдрическими кристаллами удлиненной формы (до 3 мк в длину и 0,5 мк в поперечнике). Иногда подобные кристаллики образуют закономерные сростки с симметрией реберных скелетов (рис. 57). В таких порошковатых разностях опала изредка отмечаются игольчатые кристаллики антимонита с характерной грубой продольной штриховкой на гранях (110) и (010).

Размеры кристаллов антимонита от 5,5 до 7,5 мк в длину при поперечном сечении соответственно в 0,2 и 0,5 мк.

Помимо отмеченных микровключений, киноварь и антимонит образуют макровыделения. В частности, на поверхности опализированных пород и в пустотах наблюдались выделения мелкокристаллической киновари.

Иногда полости полностью выполнены радиально-лучистыми агрегатами или спутанно-волокнистой массой тончайших игольчатых кристалликов антимонита; отчетливо видно многократное зарождение кристаллов (рис. 58). В табл. 100 и 101 приведены дебаэграммы соответственно для описанных выше мелкокристаллической и землистой разновидностей киновари и для спутанно-волокнистых и радиально-лучистых агрегатов антимонита.

### ИСТОЧНИКИ АМЕДИ

Группа источников Амеди расположена севернее геотермального района Стимбот, вблизи соленого оз. Хони. По данным Д.Е. Уайта, термальные хлоридно-сульфатные воды разгружаются в аллювии крупной озерной впадины. Источники характеризуются высокими дебитами. Один из наиболее мощных источников характеризуется притоком до 1200 л/мин. Общий дебит источников составляет около 4000 л/мин. Температура вод на поверхности достигает 98°C; pH 8,5. Особенности их состава иллюстрируются табл. 102.

Выходные отверстия многих источников окружены тонкими (до 2 мм) корочками киновари. В грифонах, водоемах и протоках корочки киновари перекрываются черными пленками метациннабарита. Г. Танеллом [46] отмечаются чередующиеся прослои киновари и метациннабарита в озерных осадках, представленных в значительной степени монтмориллонитизированными и цеолитизированными (гейландит и шабазит) аркозовыми песками.

В одном из образцов, имеющих в нашем распоряжении, был установлен рентгено-аморфный сульфид ртути [27]. Этот сульфид является

Таблица 102

Химический состав воды источников Амеди [56]

Компонент	Содержание, ч.н.млн.	Компонент	Содержание, ч.н.млн.	Компонент	Содержание, ч.н.млн.	Компонент	Содержание, ч.н.млн.
Na	227	Fe	0,01	Cl	160	PO <sub>4</sub>	0,14
K	6,8	Mn	0,00	F	13	HCO <sub>3</sub>	37
NH <sub>4</sub>	0,5	As	0,15	Br	0,1	B	4,1
Ca	16	Sb	0,01	I	0,1	H <sub>2</sub> S	1
Mg	0,0	Hg	0,2	SO <sub>4</sub>	2,88	SiO <sub>2</sub>	96

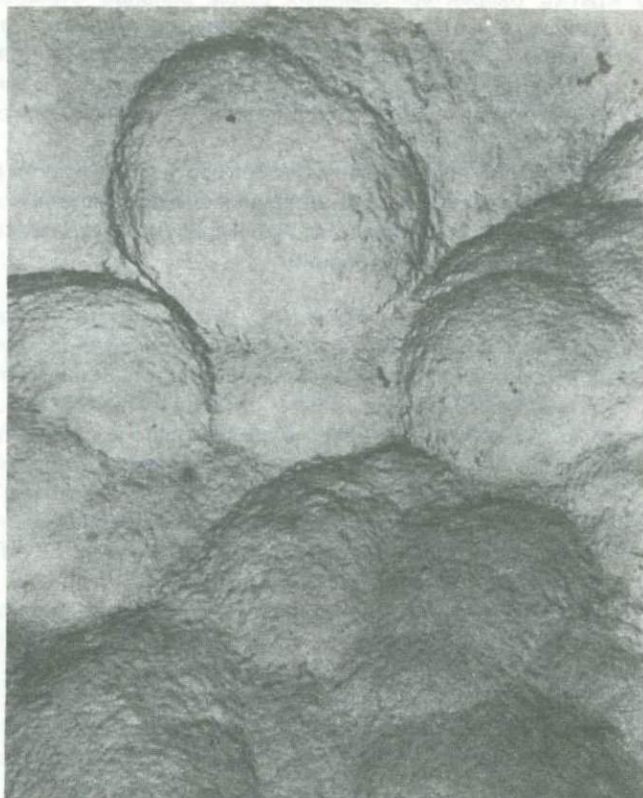


Рис. 59. Микрочковидные агрегаты аморфного сульфида ртути из источников Амеги. Целлюлозно-угольная реплика. Увел. 12 000

составной частью черной корочки, представленной гидроокислами марганца, покрывающей поверхность рыхлых цеолитизированных пород. Толщина такой корочки в изученном нами образце 0,3 мм. При помощи рентгеноспектрального микроанализатора установлено, что сульфид ртути выделяется на поверхности гидроокислов марганца и в виде сыпи мельчайших выделений — 2–4 мк; а иногда 1 мк и менее. Максимальное зафиксированное включение имеет размер 15 × 4 мк. Изучение под электронным микроскопом показало, что этот сульфид ртути сложен микрочковидными агрегатами. Средний размер почек 2,5–3,5 мк; поверхность их относительно гладкая, с отдельными скоплениями плохо образованных кристалликов (0,08–0,4 мк), на поверхности агрегатов наблюдается обильная, очень тонкая (0,02 мк) пористость (рис. 59).

В заключении необходимо отметить, что количество новообразованных сульфидов ртути в источниках Амеги весьма значительно. Г. Таннелом было подсчитано, что общее количество сульфидов ртути в шлейфах источников составляет от 100 до 200 кг.

Помимо кратко охарактеризованных выше районов Стимбот, Сульфур-Бэнк и Амеди, в которых наиболее ярко проявляются процессы современного гидротермального минерало- и рудообразования, в Калифорнии и Неваде отмечается большое количество термальных источников с которыми связано образование сульфидов ртути и сурьмы.

Таковы источники Уилбер-Сиринге, Мейокоес и др. Следует подчеркнуть что минералогически новообразованные осадки в источниках западных штатов США изучены явно недостаточно и требуют обстоятельных и детальных минералогических исследований.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение особенностей современного гидротермального минералообразования, обусловленного хлоридно-натриевыми и хлоридно-сульфатно-натриевыми гидротермами в областях активного и молодого вулканизма, позволяет выделить среди указанных гидротерм два типа: 1) гидротермы, не образующие в очагах разгрузки сколь-либо заметных рудопроявлений халькофильных элементов<sup>1</sup> и 2) гидротермы, формирующие заметные, а иногда и значительные, рудопроявления таковых.

Типичным представителем не рудоносных гидротермальных систем служит Паужетская система. Термальные хлоридно-натриевые воды этой системы не содержат рудных компонентов. В процессе разгрузки они обуславливают значительный гидротермальный метаморфизм вулканогенных пород, не формируя рудопроявлений халькофильных элементов. В зонах разгрузки гидротерм этого типа образуются минеральные ассоциации, характерные для месторождений халцедона и цеолитов. Идентичные процессы протекают в аналогичных системах: Паратуйской на Камчатке; Горячий Пляж на о. Кунашир; Вайракей в Новой Зеландии и др.

Необходимо отметить, что уже сам факт существования не рудоносных гидротермальных систем свидетельствует о весьма ограниченных возможностях мобилизации халькофильных элементов из водовмещающих пород. Длительность существования подобных систем, глубокая гидротермальная переработка пород, хлоридно-натриевый состав и высокие температуры — все эти факторы казалось бы способствуют мобилизации халькофильных элементов из вмещающих пород и обогащение ими термальных растворов. В действительности этого не наблюдается и хлоридно-натриевые гидротермы рассматриваемого типа не содержат ощутимых количеств халькофильных рудных компонентов, а в гидротермально-измененных породах содержание халькофильных элементов остается на уровне их кларковых содержаний в исходных породах.

Привлекают внимание эпизодические отложения сульфидов мышьяка, сурьмы и ртути в термальных озерах Шампан-Пул и Охаки-Пул в Новой Зеландии, что свидетельствует о возможности поступления рудных компонентов в термальные растворы из автономных источников.

Для рудоносных хлоридно-натриевых гидротерм областей активного и молодого вулканизма характерна определенная ассоциация рудных

<sup>1</sup> Спорадические находки сульфидов полиметаллов иногда отмечаются

компонентов — мышьяк, сурьма, ртуть, золото и серебро. В процессе разгрузки эти гидротермы формируют различных масштабов рудопроявления, представленные сульфидами мышьяка, сурьмы, ртути и железа. Типичными представителями рудоносных гидротермальных систем служат Узонская на Камчатке, где в настоящее время на значительной площади идет образование современных сульфидных руд мышьяка и сурьмы, и Сульфур-Бэнк в Калифорнии, в пределах которой сформировано значительное ртутное месторождение и в ряде источников еще продолжается отложение сульфидов ртути.

Для других систем характерны отложения в источниках тех или иных рудных минералов. В одних отлагаются киноварь и метациннабарит, в других — реальгар, аурипигмент и пирит, в третьих — один метастибнит. В целом для рудоносных хлоридно-натриевых гидротермальных систем характерны ассоциации:

- 1) аурипигмент — реальгар-антимонит — пирит-марказит;
- 2) киноварь — метациннабарит-реальгар;
- 3) антимонит-киноварь — золото-серебро;
- 4) реальгар-аурипигмент — золото-серебро.

С основными рудными минералами ассоциируют более редкие для данного типа — сфалерит, галенит, халькопирит и лорондит (?), а также нерудные гели кремнезема — халцедон, кварц, кальцит и многочисленные минералы группы цеолитов.

Таким образом, формирующиеся в рудоносных гидротермальных системах современные минеральные ассоциации характерны для эпitherмальных месторождений мышьяка, сурьмы, ртути, серебра и золота.

Определяющим фактором рудоотложения в изученных системах служит сопряжение разгрузок автономных металлоносных и сероводородных вод.

Характерной особенностью процессов современного гидротермального минералообразования является широкое развитие коллоидных и метакolloидных минеральных новообразований. В больших количествах наблюдаются коллоидные формы кремнезема, представленные, как правило, глобулярными и мембранными формами. Достаточно часто и в заметных количествах отмечаются аморфные сульфиды сурьмы (метастибнит) и мышьяка (метареальгар и метаурипигмент). В единичном случае был зафиксирован аморфный сульфид ртути (источники Амеди). Следует отметить широкое развитие метакolloидных разновидностей вышеуказанных минералов, а также для пирита, кремнезема и некоторых цеолитов (ломонтит и гейландит).

Таблица I



а



б

а — замещение ильменита (черное) анатазом (А) и брукитом (белое); серые короткопризматические кристаллы — ломонит; в верхнем правом углу — сферолит сфена; увел. 70, с анализатором;

б — замещение ильменита (черное) сфеном (серое); увел. 70; с анализатором;



а



б

Кристалл титан-авгита, замещенный хлоритом, гиrolитом (белые клиновидные лейсты) и сфеном (сф); увел. 150

а — без анализатора, б — с анализатором



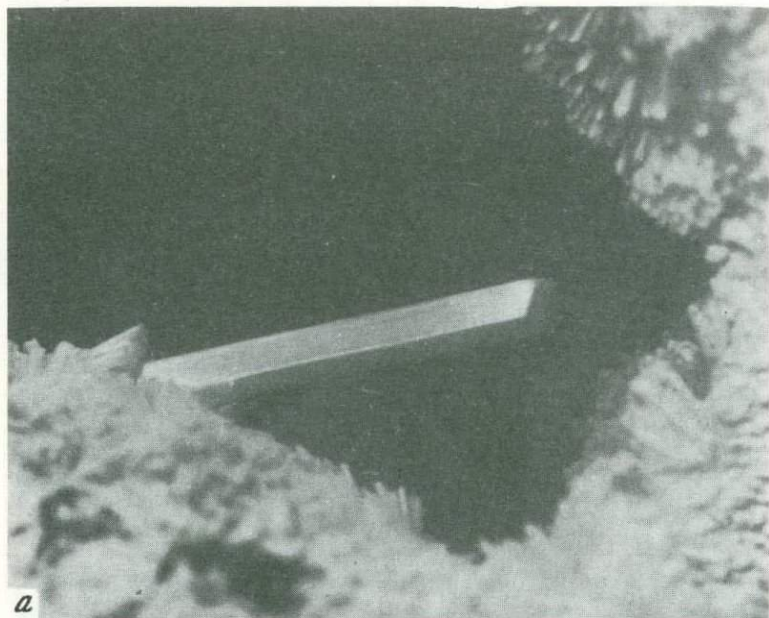
*a*



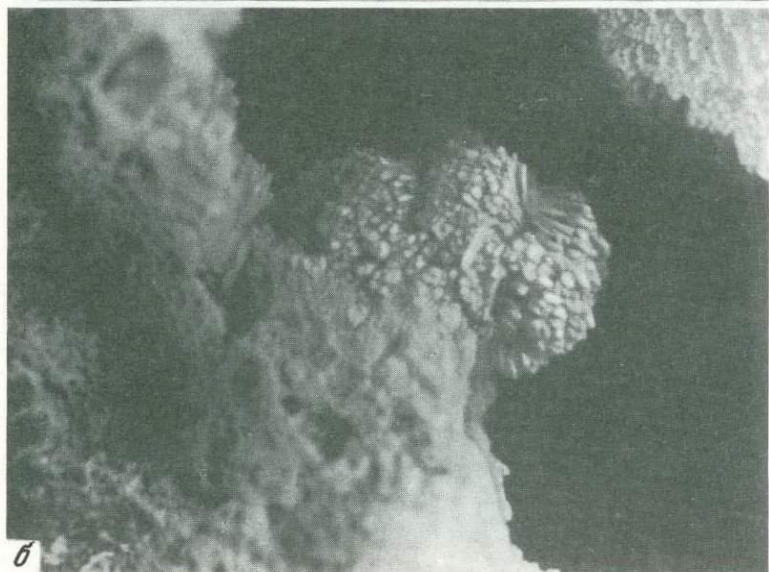
*b*

*a* — полость с кристаллами кварца и ангидрита; увел. 10, косой свет;  
*b* — кристаллы кварца двух генераций, увел. 10, косой свет

Таблица IV



*a*

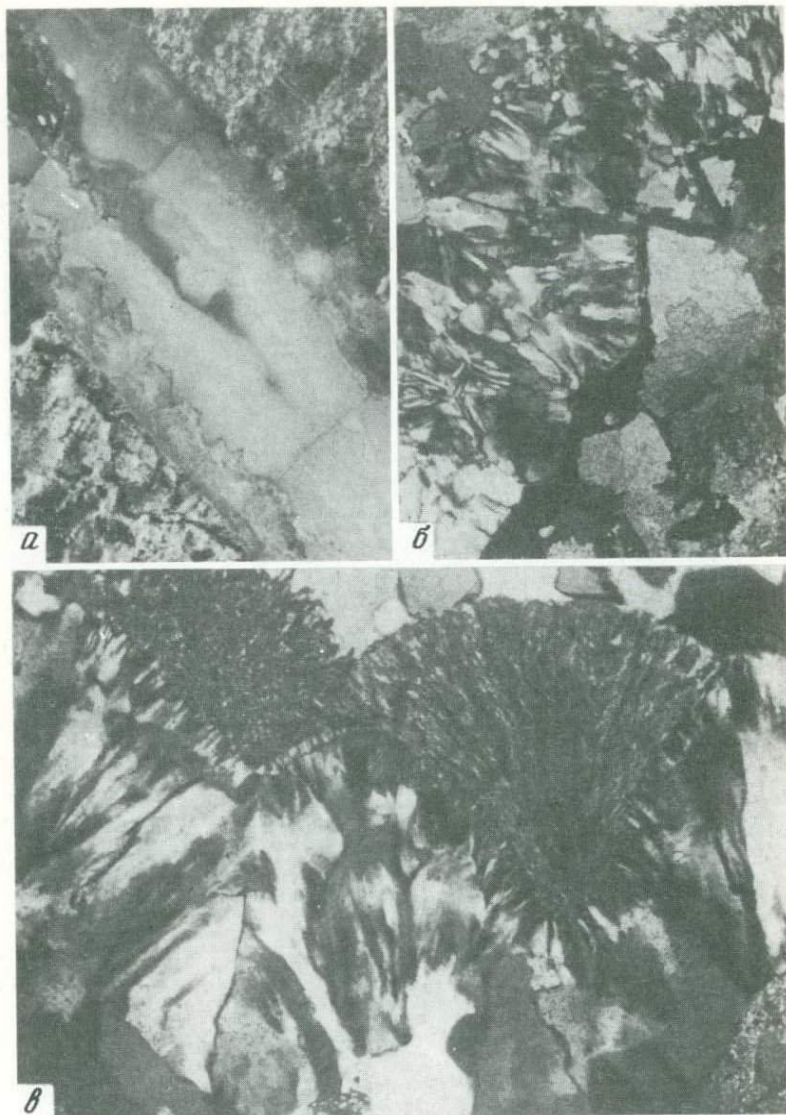


*б*

*a* — длиннопризматический кристалл ломончита на кварце I генерации; увел. 20, косой свет;

*б* — снопидный агрегат кристаллов кварца I генерации

Таблица V

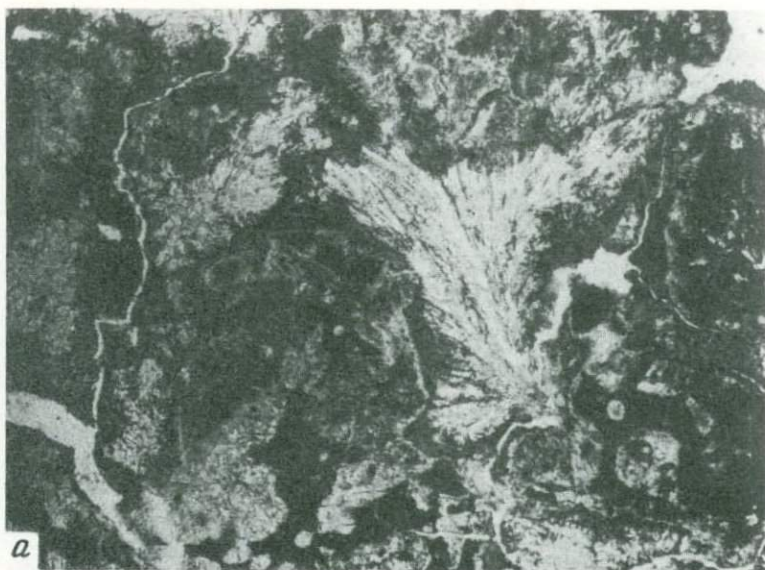


а — прожилок халцедона в пропилитизированных андезито-базальтовых туфах; увел. 5, косой свет

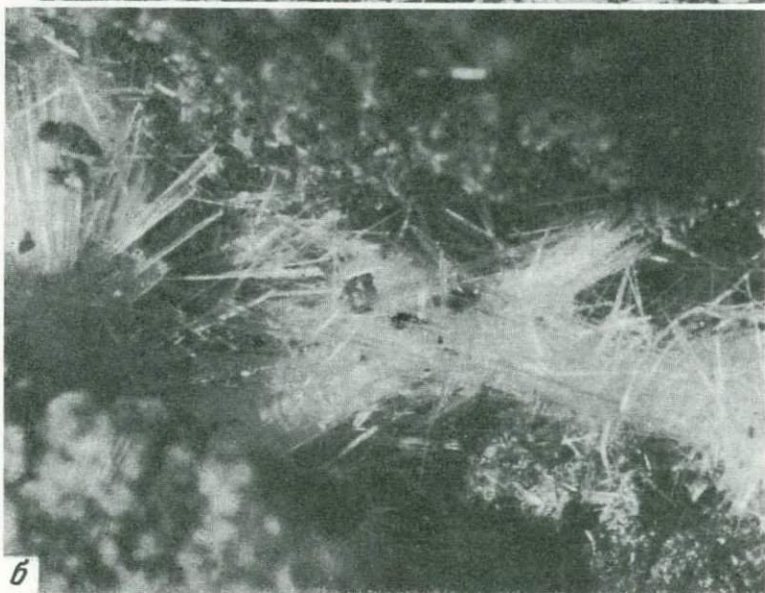
б — кристаллы кальцита с оторочками пирита (черное) в приальбандовой части халцедонового прожилка; проходящий свет, увел. 30, с анализатором;

в — сферолиты кварцита в приповерхностных зонах халцедона; проходящий свет, увел. 90, с анализатором

Таблица VI



а



б

а — выделения пренита в порах пропилитизированных андезито-базальтовых туфов; проходящий свет, увел. 46, без анализатора;

б — морденит в полостях пропилитизированных туфов, увел. 20, косой свет;

Таблица VII



а



б

а — взаимоотношения вайракита с кальцитом (К) и ангидритом (а); косой свет, увел. 10;

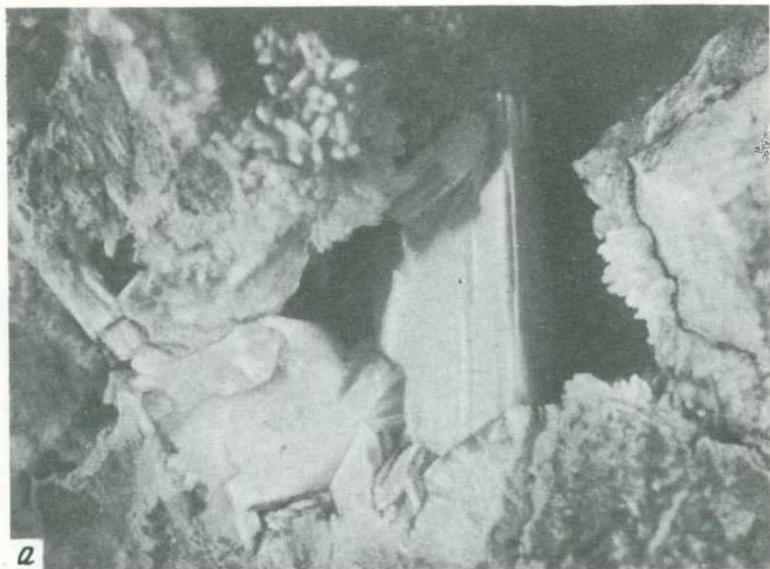
б — друза вайракита, ассоциирующего с ломонитом; косой свет, увел. 15

Таблица VIII

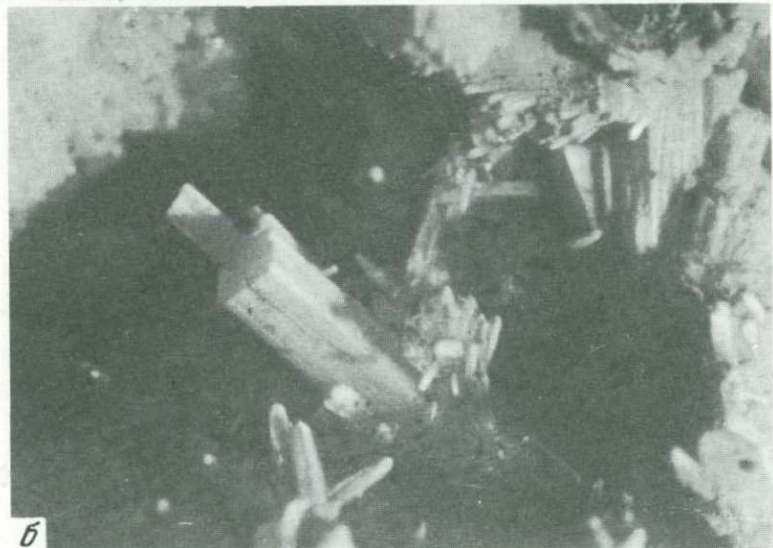


а — друзовая корка вайракита; косой свет, увел. 10;

б — взаимоотношения вайракита с ломонитом; косой свет, увел. 20



а



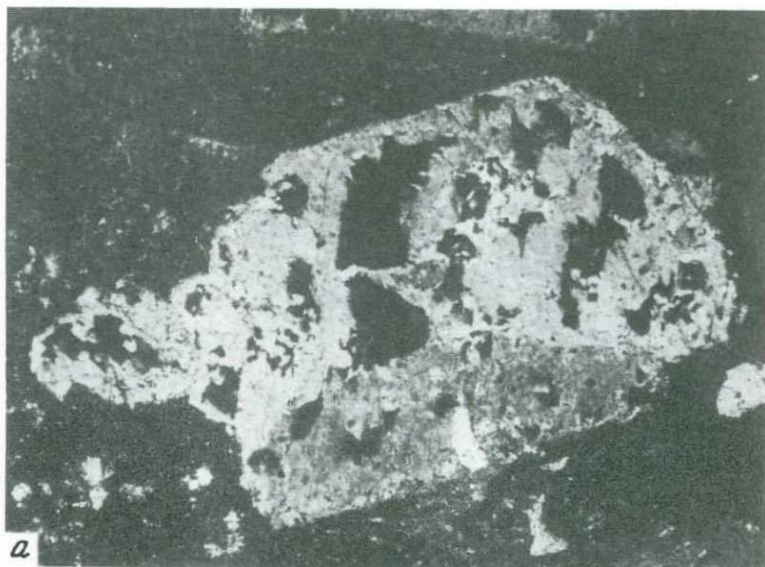
б

а — ломонит и гейландит в полости пропилитизированных андезито-базальтовых туфобрекчий; косой свет, увел. 5;

б — томсонит в ассоциации с кварцем I генерации; косой свет, увел. 25



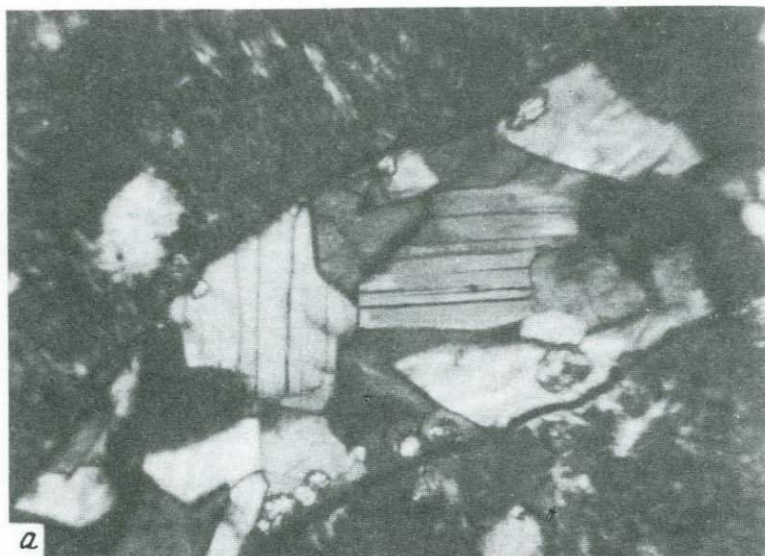
Взаимоотношения томсонита с кальцитом и ангидритом; косой свет, увел. 10



а — замещение плагиоклаза адуляром; проходящий свет, увел. 46, с анализатором;

б — клиновидные кристаллы адуляра; проходящий свет, увел. 130, с анализатором;

в — замещение плагиоклаза среднего состава ( $An_{55}-Ab_{45}$ ) альбитом (ветвящиеся вrostки); проходящий свет, увел. 90, с анализатором



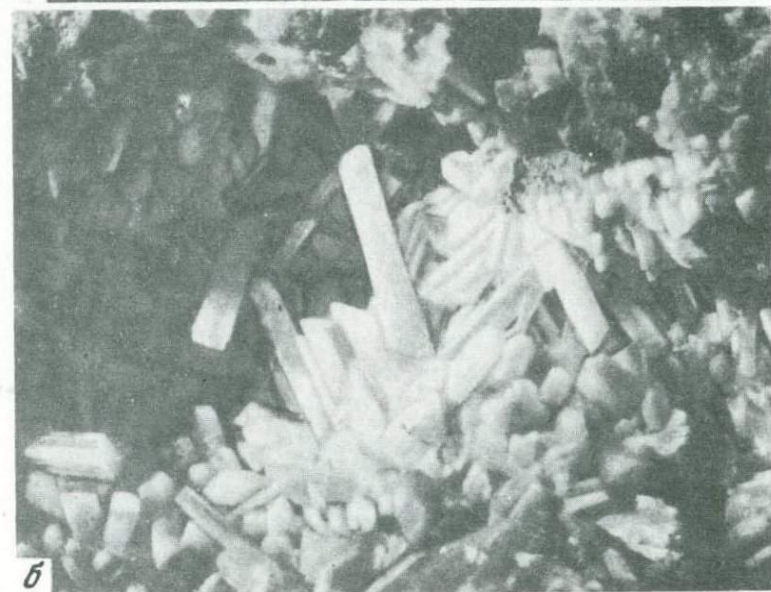
а



б

а — сферолиты сфена в приальбандовых участках ломонтитового прожилка; проходящий свет, увел. 200, с анализатором;

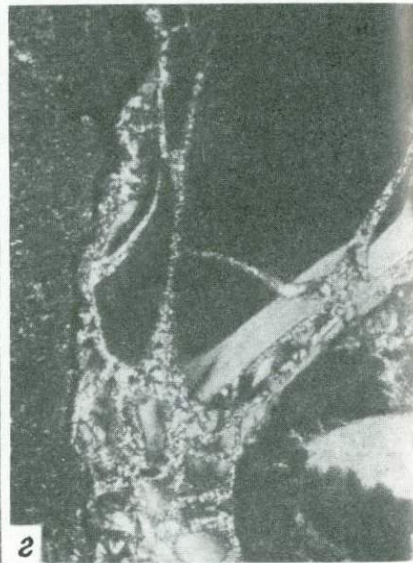
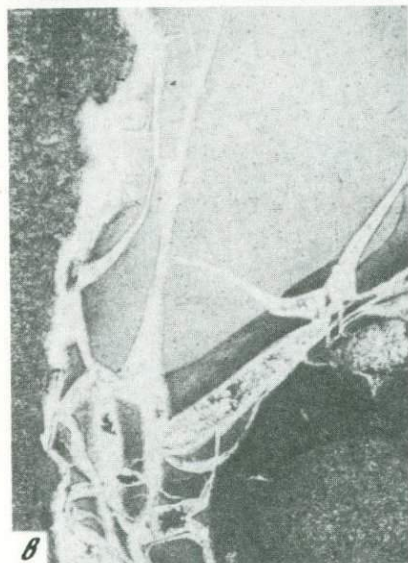
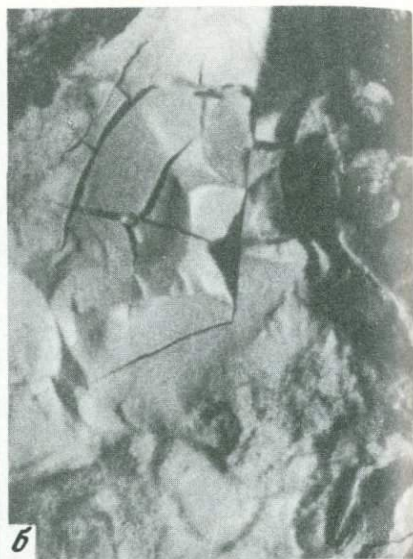
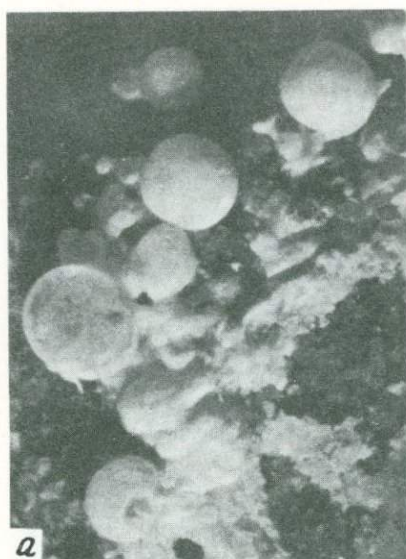
б — прожилок гиролита в цеолитизированных туфах дацита; косой свет, увел. 2



*а* — игольчатые кристаллы ломонтита в полостях псефитовых туфов дацита; косой свет, увел. 5;

*б* — призматические кристаллы ломонтита в крупных полостях цеолитизированных дацитовых туфов; косой свет, увел. 18

Таблица XIV

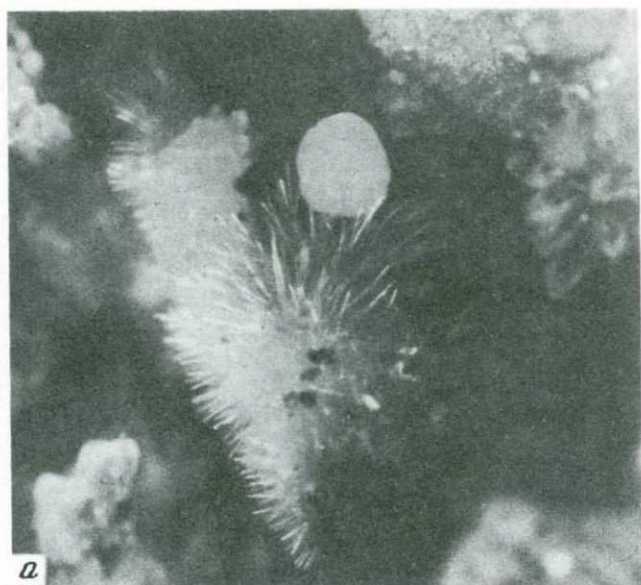


а — сферические и пузырьчатые образования опала в полостях цементированного аллювия; косой свет, увел. 15;

б — плотные мелоподобные агрегаты метакolloидного гейландита, цементирующие аллювиальный материал; косой свет, увел. 3;

в — метакolloидный гейландит пронизанный прожилками кристаллического гейландита; проходящий свет; увел. 35.

1 — без анализатора; 2 — с анализатором



а



б

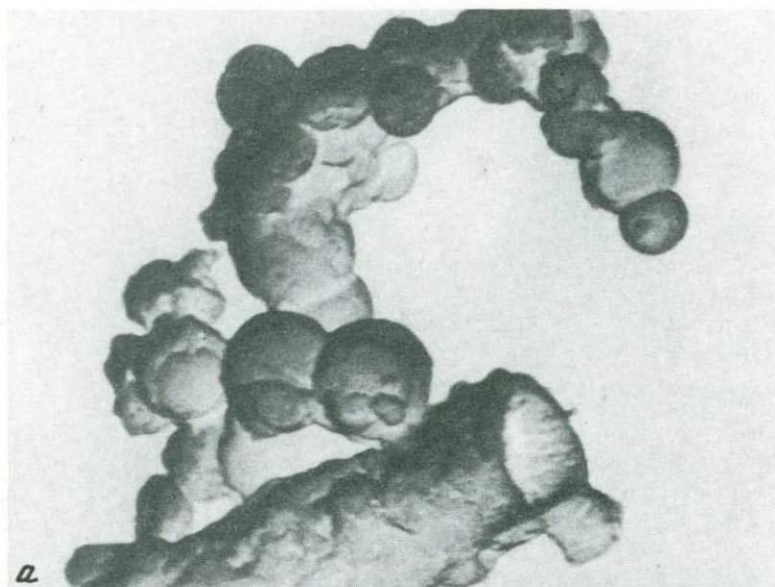
а — радиально-лучистые агрегаты тончайших игольчатых кристаллов морденита. На головках кристаллов морденита расположен полый сфероид опала; косой свет, увел. 25;

б — полость в цементационных образованиях аллювия, выполненная десмином (белые пластинчатые кристаллы вверху) и морденитом (внизу справа); косой свет, увел. 25



а — микродрузы пластинчатых кристаллов гейландита, косой свет, увел. 30;  
б — толстотаблитчатые, призматические и изометричные формы кристаллов гейландита в одной полости; косой свет, увел. 30

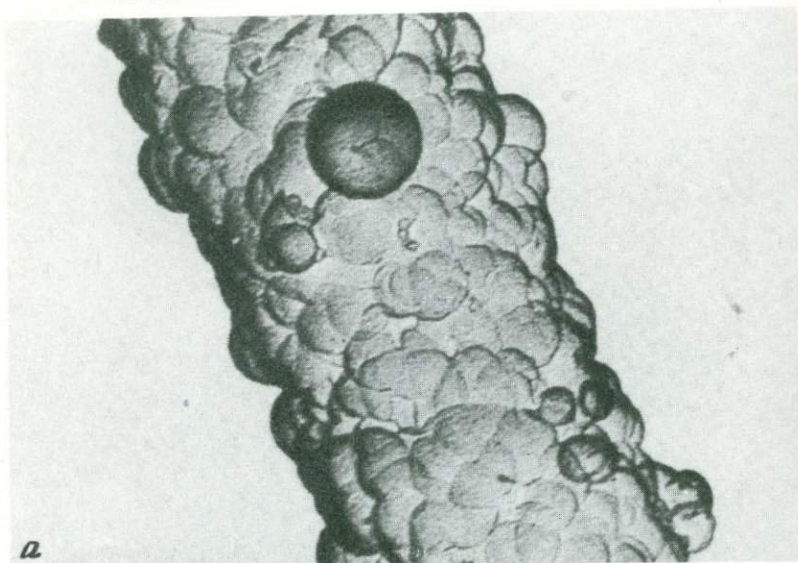
Таблица XVII



а — цепочный агрегат глобуль геля кремнезема на поверхности мембранной трубки геля; обволакивающая угольная реплика, увел. 36 000;

б — мембранные трубки и неправильно-округлые образования (типа мембранных ячеек) геля кремнезема; обволакивающая угольная реплика, увел. 24 000

Таблица XVIII



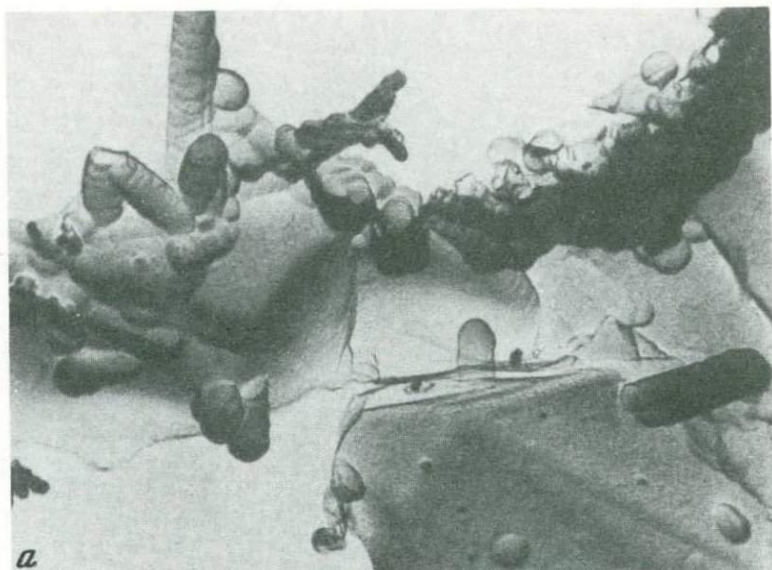
*а*



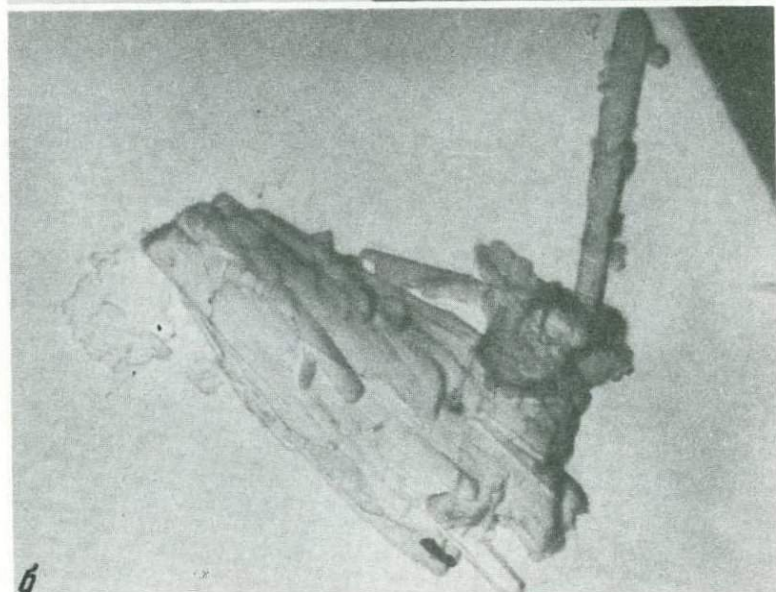
*б*

*а* — глобулярно-почковидное строение поверхности мембранной трубки геля кремнезема; обволакивающая угольная реплика, увел. 40 000;  
*б* — полуслившися глобули геля кремнезема с трубчатым (мембранным) отростком, обволакивающая угольная реплика, увел. 60 000

Таблица XIX



*а*

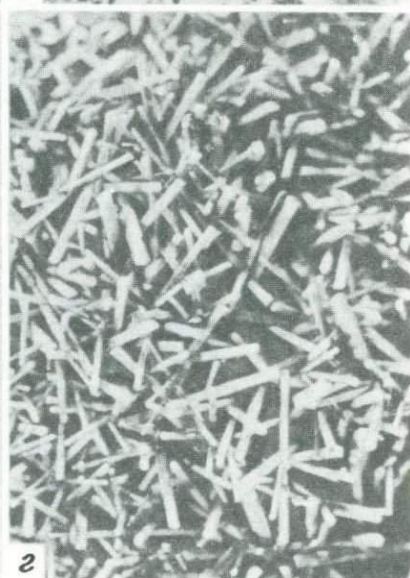
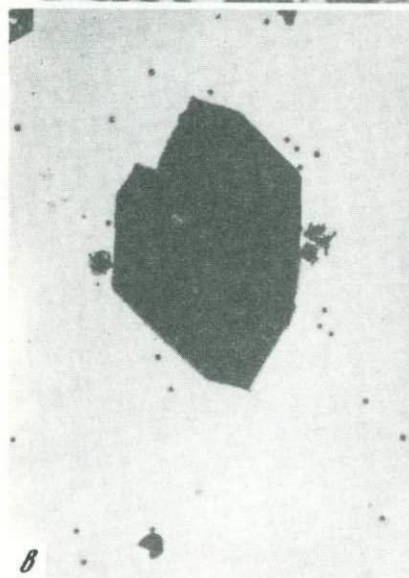
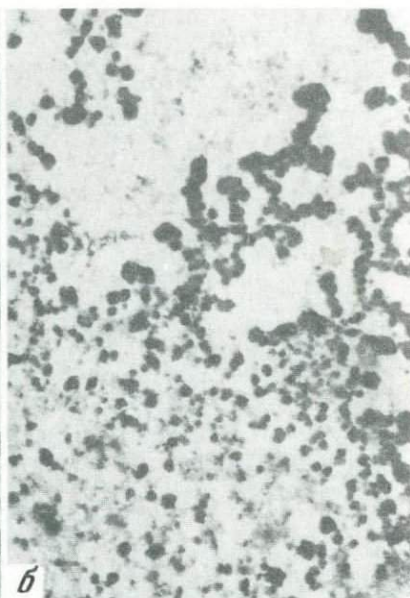
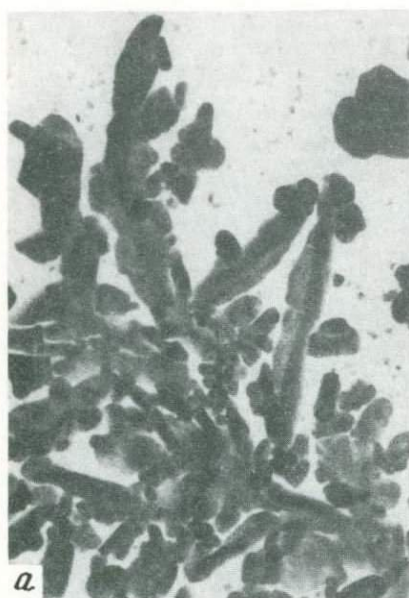


*б*

*а* — кристаллы адуляра, покрытые пленочными образованиями и мембранными трубочками кремнезема; обволакивающая угольная реплика, увел. 18 000;

*б* — сросток кристаллов ломонтита; обволакивающая угольная реплика, увел. 6000

Таблица XX



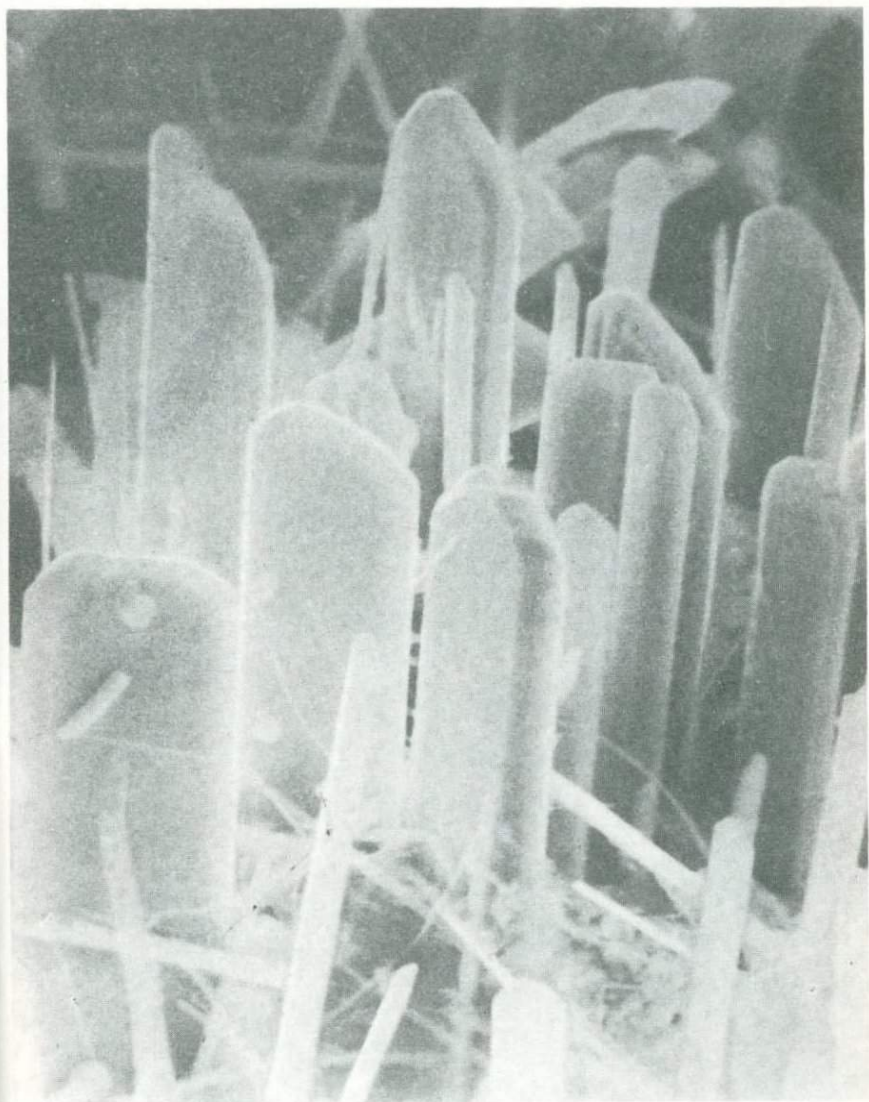
а — дендритовидные сростки кристаллов аурипигмента, угольная реплика, увел. 30 000;

б — скопление мельчайших короткопризматических кристаллов реальгара; метод суспензий, увел. 20 000;

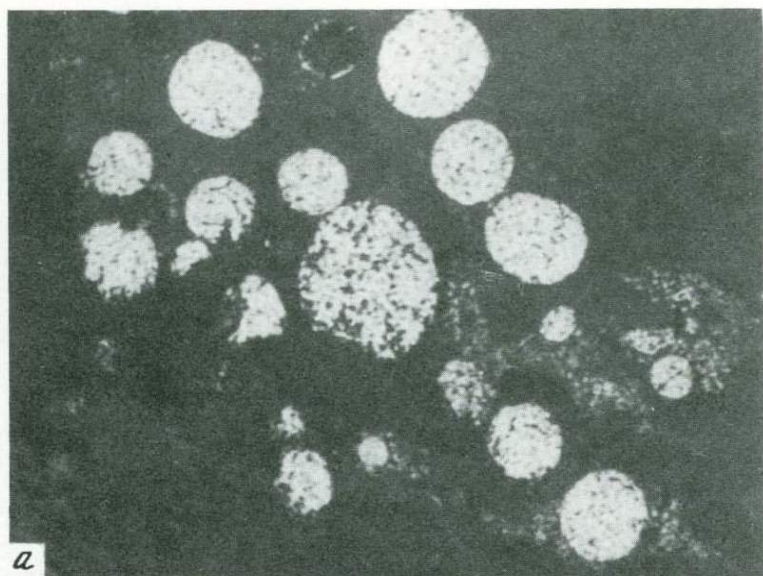
в — хорошо ограниченный кристалл реальгара в ассоциации с мельчайшими кристалликами пирита; метод суспензий, увел. 5000;

г — призматические кристаллы реальгара в полостях, сцементированных гравелитов; натур. вел.

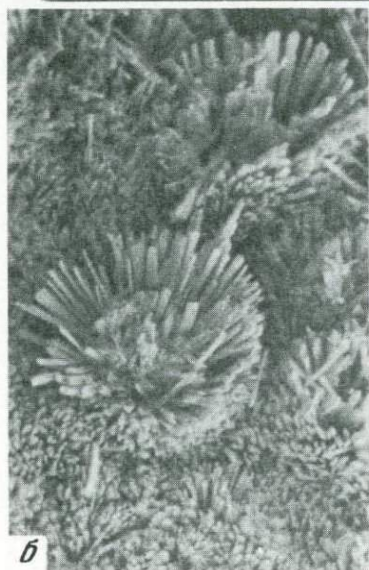
Таблица XXI



Микродрузы кристаллов антимонита на поверхности обломков пород; растровый электронный микроскоп, увел. 5000



*а*



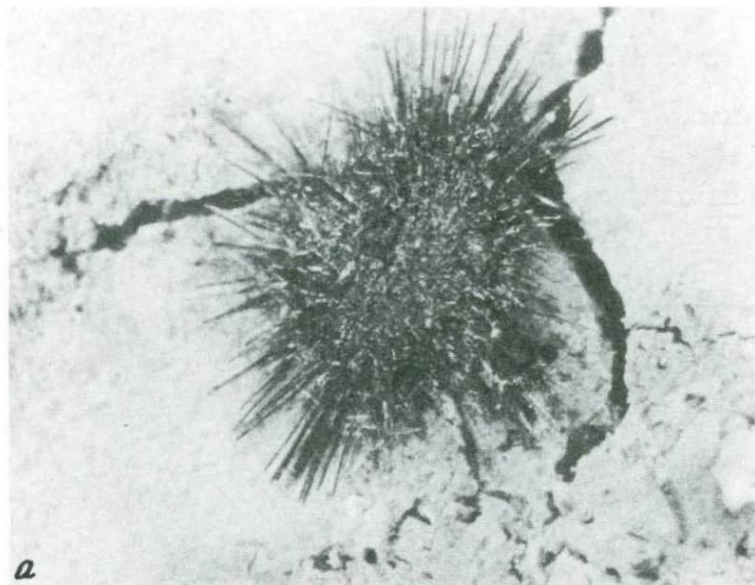
*б*



*в*

*а* — радиально-лучистые агрегаты желтого игольчатого минерала, ассоциирующего с антимонитом; косой свет, увел. 22;

*б* — глобулиты пирита (светлое) в опаловой массе (темное); отраженный свет, увел. 600; *в* — кристалл галенита на поверхности опаловой корки (в опале обильные включения глобулярного пирита); отраженный свет, увел. 90



*a*



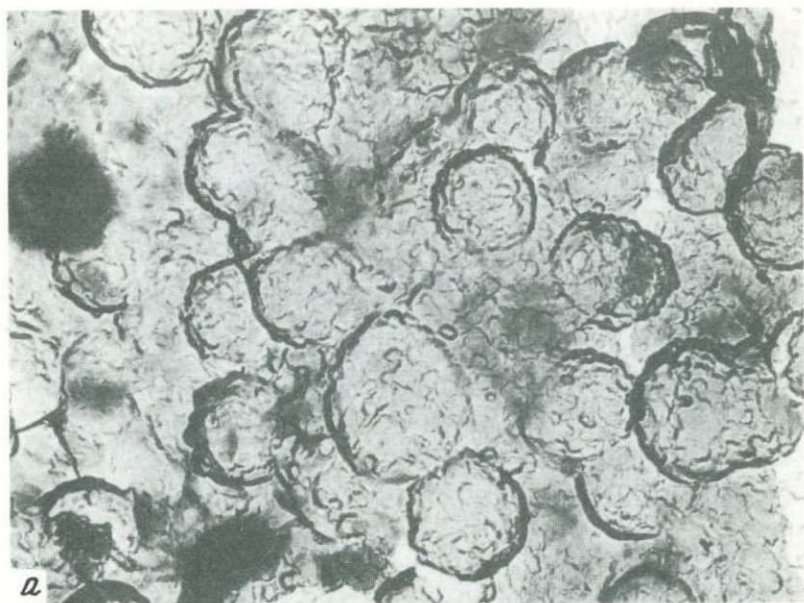
*б*

а — сферолит антимонита на поверхности монтмориллонитизированных туфов (воронка Северная, IV озерко); увел. 30;

б — тонкая войлокообразная корочка антимонита (темно-серое) на поверхности стенки подводной воронки около восточного берега IV озерка), натур. вел.



Строение войлокообразных агрегатов антимонита под растровым электронным микроскопом — рыхлый агрегат сферолитов антимонита; увел. 300



*а*



*б*

а — строение пленки метациннабарита под электронным микроскопом; целлюлозно-угольная реплика, увел. 15 000;

б — деталь строения поверхности сферической частицы метациннабарита; целлюлозно-угольная реплика, увел. 45 000

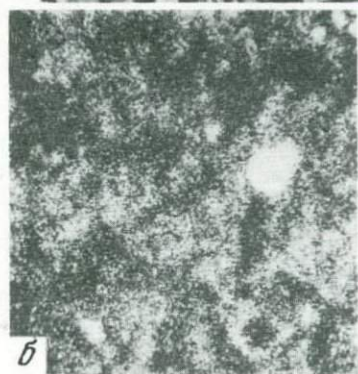


а — строение пленки порошковой киновари под электронным микроскопом; целлюлозно-угольная реплика, увел. 8000;

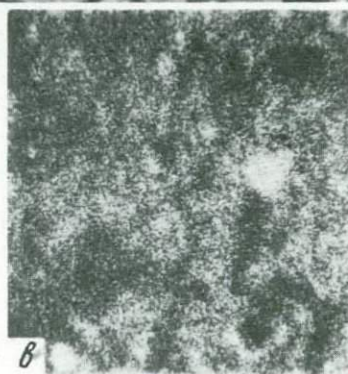
б — строение поверхности микрошпиковидных агрегатов киновари; целлюлозно-угольная реплика, увел. 5000



*а*



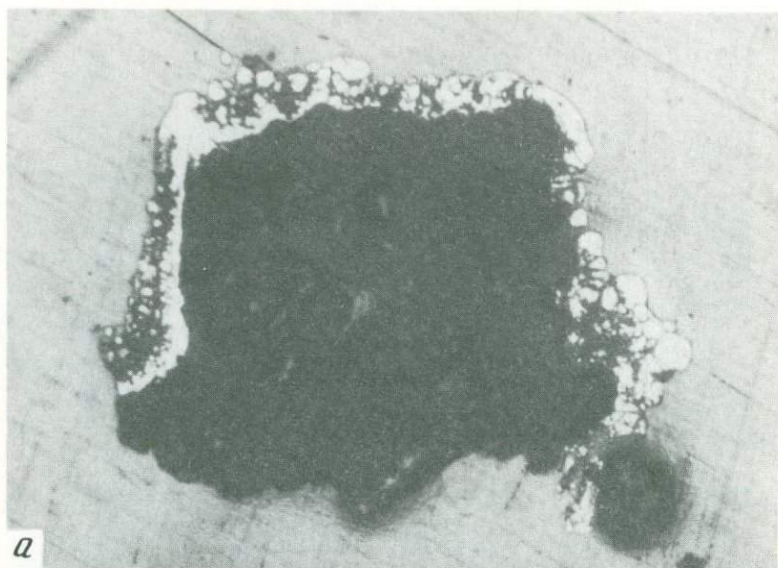
*б*



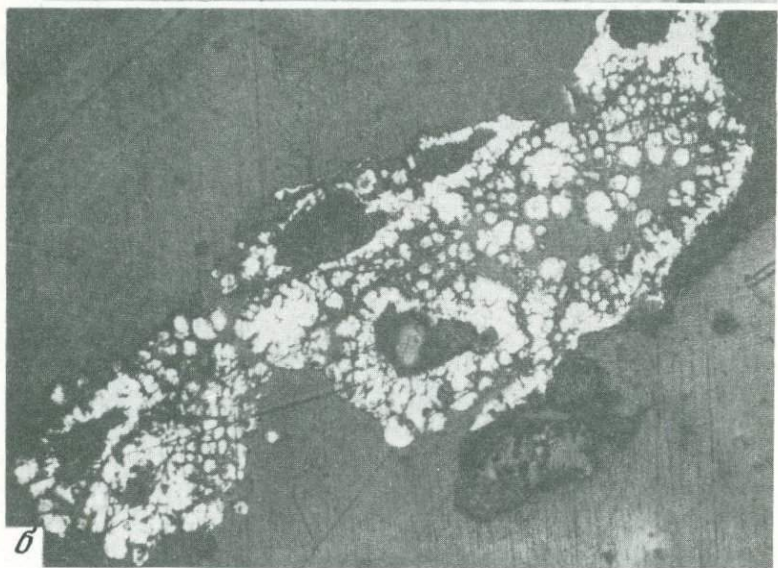
*б*

*а* — глобулиты сульфида мышьяка (аурипигмент?) в опаловой массе; целлюлозно-угольная реплика, увел. 5200;

*б* — распределение серы (S) и мышьяка (As) в новообразованном опале на площади 100 x 100 мк



*а*



*б*

*а* — корочка метастибнита (белое) на поверхности древесины; отраженный свет, увел. 90;

*б* — неправильно-округлые выделения метастибнита в мелких полостях древесины; отраженный свет, увел. 90

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Аверьев В.В.* Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки. — Труды Лаб. вулкан. АН СССР, 1961, вып. 19.
2. *Аверьев В.В., Белоусов В.И.* и др. Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965;
3. *Аверьев В.В., Боговяленская Г.Е., Брайцева О.А.* и др. Вулканизм и гидротермы Узон — Семьячского геотермального района на Камчатке. — В кн.: Вулканизм и глубины земли. М.: Наука, 1971.
4. *Алехин Ю.В., Зотов А.В., Колпакова Н.Н.* Ионные равновесия в современной гидротермальной системе кальдеры Узон на Камчатке. — В кн.: Доклады I Международного геохимического конгресса. Гидротермальные процессы, т. II, М.: Наука, 1973.
5. *Апрелков С.Е.* Игнимбриты Гольгинских гор (Южная Камчатка). — Труды Лаб. вулкан. АН СССР, 1961, вып. 20.
6. *Барышников Э.К., Мерлич Б.В., Славская А.И.* Метациннабарит из Зкарпатья. — Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, 1957, № 11.
7. *Боговяленская Г.Е., Брайцева О.А.* О соотношении кислого и основного вулканизма Узон — Семьячского района (Камчатка). — В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.
8. *Брайцева О.А., Боговяленская Г.Е., Эрлих Э.Н.* Геологическое строение Узонско-Гейзерной депрессии. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974.
9. *Власов Г.М.* Новые данные по геологии и перспективе рудоносности Камчатки. — Сов. геология, 1958, № 5.
10. *Власов Г.М., Василевский М.М.* Гидротермально-измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М.: Недра, 1964.
11. *Зотов А.В., Волченкова В.А., Котова З.Ю., Миронова Г.Д.* Физико-химические условия современного образования сульфидов мышьяка в кальдере Узон на Камчатке. — В кн.: Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1977.
12. *Иванов В.В.* Основные геологические условия и геохимические процессы формирования термальных вод областей современного вулканизма. — Труды Лаб. вулкан., АН СССР, 1961, вып. 19.
13. *Карпов Г.А.* Экспериментальные исследования минералообразования в геотермальных скважинах. М.: Наука, 1976.
14. *Лебедев Л.М.* О рудных новообразованиях в гидротермально-измененных породах в районах Паужетских гидротерм. — Труды Лаб. вулкан. АН СССР, 1961, вып. 19.
15. *Лебедев Л.М.* О природном силикагеле из Второго теплого ручья на Паужетке (Камчатка). — Труды Лаб. вулкан. АН СССР, 1963, вып. 12.
16. *Лебедев Л.М.* Метакolloиды в эндогенных месторождениях. М.: Наука, 1965.
17. *Лебедев Л.М., Посева Т.И., Целин А.И.* К минералогии современного мышьяково-сурьмяного оруденения в кальдере Узон на Камчатке. — В кн.: Современ-

- ные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1977.
18. *Лебедев Л.М.* Вайрацит и его парагенезис в пропилитовой зоне Паужетских гидротерм на Камчатке. — В кн.: Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1977.
  19. *Набоко С.И.* Гейзеры Камчатки. — Труды Лаб. вулкан. АН СССР, 1954, вып. 13.
  20. *Набоко С.И.* Вулканические эксгалляции и продукты их реакций. — Труды Лаб. вулкан. АН СССР, 1959, вып. 16.
  21. *Набоко С.И.* Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
  22. *Набоко С.И., Карлов Г.А., Розникова А.П.* Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование. — В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965.
  23. *Набоко С.И., Главатских С.Ф.* Современная рудная минерализация в кальдере Узон на Камчатке. — ДАН СССР, 1970, 191, № 3.
  24. *Набоко С.И., Главатских С.Ф.* Современная ртутно-сурьмяно-мышьяковая сульфидная минерализация на Узоне (Камчатка). — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.
  25. *Новограбленов П.Т.* Путешествие к вулкану Анаун в Срединном Камчатском хребте в 1929 г. — Труды Тихоокеанского комитета АН СССР, 1932, вып. 3.
  26. *Озерова Н.А., Лебедев Л.М.* Ртуть-содержащие источники Апапель на Камчатке. — В кн.: Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротермальном процессе. М.: Наука, 1970.
  27. *Озерова Н.А., Лебедев Л.М., Виноградов В.И.* и др. Некоторые минералого-геохимические особенности современного ртутно-сурьмяного рудообразования (на примере действующих гидротерм Камчатки, Курильских островов, Калифорнии и других районов) — В кн.: Очерки геохимии отдельных элементов (развитие идей А.А. Саукова). М.: Наука, 1973.
  28. *Пийл Б.И.* Термальные ключи Камчатки. М.: Изд-во АН СССР, 1937.
  29. *Пилипенко Г.Ф.* Гидрохимическая аномалия Узонского термального поля на Камчатке. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.
  30. *Пилипенко Г.Ф.* Современная гидротермальная деятельность в кальдере Узон. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974.
  31. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Недра, 1977.
  32. *Рябов В.В., Золотухин В.В.* Минералы дифференцированных траппов. Новосибирск: Наука, 1977.
  33. *Русинов В.Л.* О находках пренита и кластическом характере эпидота в породах некоторых областей современного гидротермального метаморфизма. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 2.
  34. *Русинов В.Л.* Альбитизация плагиоклазов в условиях приповерхностной пропилилизации. — В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968.
  35. *Сугробов В.М.* Химический состав термальных вод, вскрываемых скважинами. — В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965.
  36. *Титов И.Н., Тарасенко Т.Б.* Закономерности размещения и типы ртутных месторождений и рудопроявлений Корякского нагорья и Камчатки. — В кн.: Труды симпозиума по металлогении Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1968.
  37. *Уайт Д.Е.* Термальные воды вулканического происхождения. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965.
  38. *Щеглов И.И.* О современном отложении киновари в источнике Апапель. — ДАН СССР, 1962, 145, № 6.
  39. *Эрлих Э.Н., Брайцева О.А., Зубин М.И.* Тектоника Узонско-Гейзерной депрессии. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974.

40. ASTM — American society for testing and materials. X-ray diffraction data. Philadelphia, 1966.
41. *Barth T.F.W.* Presentation of rock analyses. — *J. Geol.*, 1955, **63**, N 4.
42. *Becker G.F.* Geology of the quicksilver deposits of the Pacific slope. Monogr. U.S. Geol. Surv., 1888, N 13.
43. *Berry L.G., Thompson R.M.* X-ray powder for ore minerals. The Peacock atlas. N. Y., 1962.
44. *Clark A.H.* Alpha-arsenic sulfide from mine Alacran, Pampa Larga, Chile. — *Amer Mineral*, 1970, **55**, N 7—8.
45. *Coombs D.S.* Cell size, optical properties and chemical composition of laumontite and leongardite. — *Amer. Mineral.*, 1952, **37**, N 9—10.
46. *Dickson F.W., Tunell G.* Mercury and antimony deposits associated with active hot springs in the Western United States. — In: *Ore deposits in the United States, 1933—1967*. The Graton — Sales volume/Ed. E.D. Ridge, N.Y., 1968, 11.
47. *Grange L.I.* The geology of the Rotorua — Taupo Subdivisions. N.Z. Geol. Surv. Bull., 1937, N 37.
48. *Mahon W.A.J.* Waimangu geochemistry in New Zealand Volcanology — Central Volcanic Region/Ed. by B.N. Thompson, L.O. Kormode and A. Ewart. — *Geol. Surv. Information Ser.*, 1965, 50.
49. *Moiseyev A.N.* The Wilbur Springs quicksilver district (California). Example of a study of hydrothermal processes by combining field geology and theoretical geochemistry. — *Econ. Geol.*, 1968, **63**, N 2.
50. *Noll W.* Synthese von Montmorilloniten. — *Chem. d. Erde*, 1936, **10**, N 2.
51. *Ross C.S., Hendricks S.B.* Minerals of the montmorillonite group, their origin and relation to soils and clays. — *U.S. Geol. Surv.*, Prof. Paper, 1945, 205-B.
52. *Steiner A.* Wairakite, the calcium analogue of analcime, a new zeolite mineral. — *Mineral. Mag.*, 1955, **30**, N 230.
53. *Tinker F.* The microscopic structure of semipermeable membranes and the part played by surface forces in osmosis. — *Proc. Roy. Soc., A.*, 1915, **92**, N 641.
54. *Weissberg B.G.* Gold-Silver Ore-Grade Precipitates from New Zealand Thermal Waters. — *Econ. Geology*, 1969, **64**.
55. *White D.E., Roberson C.E.* Sulfur — Bank, California, a major hot-springs quicksilver deposit. — *Geol. Soc. Amer. Bulletin* volume, 1962.
56. *White D.E.* Mercury and basemetal deposits with associated thermal and mineral waters: In "Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 1967, Chapt. 13, p. 575—631.
57. *Wilson S.H.* Chemical investigations at Waiotapu: In: *Waiotapu Geothermal Field*. Chapt. IX, p. 87—118; N.Z.D.S. I.R. Bull., 1963, 155.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<i>Глава I</i>	
Минералы Паужетских гидротерм . . . . .	5
Краткие геолого-петрографические данные . . . . .	5
Минералы пропилитовой зоны . . . . .	9
Минералы цеолитовой зоны . . . . .	49
Цементационные минеральные новообразования в аллювии . . . . .	73
Седиментационные и натеchnые минералы термальных источников и ручьев	77
<i>Глава II</i>	
Минералы современных мышьяково-сурьмяных рудопоявлений в кальдере	
Узон (Камчатка) . . . . .	99
Краткая геологическая характеристика . . . . .	99
Минералы современных рудопоявлений Восточного термального поля	103
Современные рудные минералы оз. Фумарольного (IV озерко) . . . . .	119
<i>Глава III</i>	
Современные минералы Апапельских источников . . . . .	127
<i>Глава IV</i>	
Краткие данные по минералогии современных осадков в источниках и сква-	
жинах геотермальных районов Новой Зеландии . . . . .	138
Геотермальный район Ваймангу . . . . .	138
Геотермальный район Вайотапу . . . . .	140
Геотермальный район Ротокава . . . . .	145
Геотермальный район Бродлендз-Охаки . . . . .	147
<i>Глава V</i>	
К минералогии некоторых термальных источников Западных штатов США	
Источники Стимбот . . . . .	153
Источники Сульфур-Бэнк (штат Калифорния) . . . . .	153
Источники Амеди . . . . .	158
Заклyчение . . . . .	164
Фототаблицы . . . . .	167
Литература . . . . .	169

Лев Михайлович Лебедев

## МИНЕРАЛЫ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ

*Утверждено к печати Институтом геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии*

Редактор издательства *Н.В. Знаменская*. Художественный редактор *С.А. Литвак*.  
Технический редактор *Н.А. Посканная*

ИБ № 16086

Подписано к печати 22.10.79. Т — 13583. Формат 60×90 1/16. Бумага офсет. № 1  
Усл.печ.л. 12,5. Уч.-изд.л. 14,0. Тираж 900 экз. Тип. зак 629. Цена 2р. 20к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;  
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 20 к.

3112