

Академия наук
СССР



СОВРЕМЕННЫЕ
ПРОЦЕССЫ
МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ
НА ВУЛКАНЕ
МЕНДЕЛЕЕВА
(о-в Кунашир)

Издательство · Наука ·



Академия наук СССР

Институт геологии
рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии

СОВРЕМЕННЫЕ
ПРОЦЕССЫ
МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ
НА ВУЛКАНЕ
МЕНДЕЛЕЕВА
(о-в Кунашир)

3438



Издательство
«Наука»
Москва
1980



Л.М. Лебедев, А.В. Зотов, И.Б. Никитина, В.М. Дуничев, Л.П. Шурманов. **Современные процессы минералообразования на вулкане Менделеева (о-в Кунашир)**. М.: Наука. 1980 г., 176 с.

В монографии на основании многолетних исследований рассмотрены процессы современного минерало- и рудообразования, протекающие в пределах постройки вулкана Менделеева на о-ве Кунашир (Курильские острова). Детально описаны геохимические особенности гидротерм, пространственно и генетически связанных с этим вулканом. Приведены материалы по минералогии колчеданных руд и ртутных рудопроявлений с подробными характеристиками основных рудных и нерудных минералов.

Табл. 68, ил. 52, библиогр. 67 назв.

Ответственный редактор
академик Ф.В. ЧУХРОВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Действующий вулкан Менделеева, расположенный на о-ве Кунашир (Курильские острова), характеризуется уникальной как по масштабам и длительности, так и по своим последствиям гидротермальной деятельностью. По-видимому, это единственное место в Курило-Камчатской зоне, где с одной вулканической постройкой пространственно и, вероятно, генетически связаны термальные воды трех основных типов: кислые сульфатные, кислые сульфатно-хлоридные и нейтральные хлоридно-натриевые. В участках поверхностной разгрузки этих вод отлагаются разнообразные минеральные новообразования. Наконец, в результате длительной глубинной и поверхностной разгрузки сульфатно-хлоридных гидротерм в постройке вулкана была сформирована молодая колчеданная залежь, сложная по своему строению и весьма своеобразная по минералогическому составу.

В основу настоящей работы положены преимущественно оригинальные материалы авторов по геологии вулкана, составу и геохимии гидротерм, современному минералообразованию, строению и минералогии колчеданной залежи Северо-Восточного сольфатарного поля.

Предлагаемую работу авторы рассматривают как первую предварительную сводку, обобщающую материалы их многолетних исследований и в какой-то степени подводящую итог первого этапа работ на этом уникальном объекте. Публикуя указанные материалы, авторы сознательно не затрагивают многие проблемные и дискуссионные вопросы, к которым могут быть отнесены вопросы генезиса указанных гидротерм, их генетические взаимоотношения, количественные соотношения метасоматических и гидротермально-осадочных новообразований и т.д. По некоторым проблемным вопросам авторы придерживаются различных мнений, но без исключения единодушны в том, что по всем этим вопросам явно не хватает фактического материала. Крайне недостаточно данных по изотопии водорода, кислорода и серы для вод различных гидрохимических типов; практически отсутствуют данные по изотопии стронция и свинца как в водах, так и в минеральных фазах. Серьезного изучения требуют газы Северо-Восточного сольфатарного поля, при этом не столько газы сольфатар, сколько газы рассредоточенных площадных выходов, среди которых предполагается присутствие арсина и селенистого водорода. Недостаточно еще изучены особенности микрокомпонентного состава термальных вод — отсутствуют систематические данные по содержанию ртути и сурьмы в водах основных гидрохимических типов, совершенно нет данных по содержанию в термальных водах селена и теллура, в то время как в ми-

неральных новообразований эти элементы отмечаются иногда в значительных количествах.

Требует значительных усилий также изучение структурных особенностей Северо-Восточного сольфатарного поля, особенно его южной части.

В работе не затрагиваются вопросы общих физико-химических закономерностей исследуемого минералообразования, поскольку частично эти вопросы рассмотрены в ранее опубликованных работах авторов. Не приводятся также данные по особенностям метасоматического изменения вулканогенных пород, вскрытых скважинами, пробуренными за последние годы. Это является предметом проводящихся, но еще не завершенных исследований.

Авторы считают своим приятным долгом выразить благодарность всем сотрудникам аналитических подразделений ИГЕМ АН СССР, принимавшим участие в обработке весьма трудного для исследования материала.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА
ВУЛКАНА МЕНДЕЛЕЕВА

Вулкан Менделеева (высотой 896 м) расположен в южной половине о-ва Кунашир, примерно в 12 км юго-западнее пос. Южно-Курильск. По данным Е.К. Мархинина [6], площадь основания его древнего конуса составляет около 100 км². Лавовые образования, обнажающиеся в отдельных пунктах ниже отложений морской террасы, образуют круто обрывающиеся в море мысы. Морская терраса, сложенная туфогенно-осадочным материалом, постепенно сливается с нижней частью склонов современной постройки вулкана. По берегу моря она, как правило, круто обрывается (50–100 м); поверхность террасы изрезана глубокими оврагами, ориентированными радиально от современной вулканической постройки. Последняя имеет довольно сложное строение (рис. 1). На приведенной топографической схеме отражены основные морфологиче-

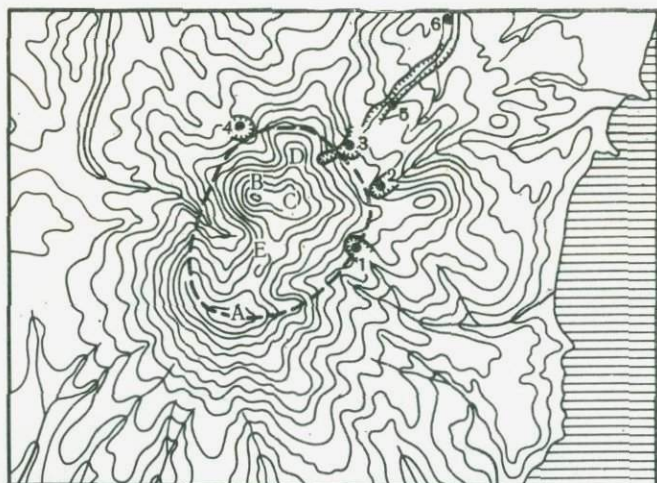


Рис. 1. Топографическая схема вулкана Менделеева по Е.К. Мархинину [6]

А — гора Мечникова (остаток семмы); В — вершина купола Менделеева (экструзивный купол дацитов); С, Д, Е — отдельные вершины; К — кольцевой разлом, ограничивающий площадь древней кальдеры; цифры на схеме: 1 — Юго-Восточное сольфатарное поле; 2 — Восточное сольфатарное поле; 3 — Северо-Восточное сольфатарное поле; 4 — Северо-Западное сольфатарное поле; 5 и 6 — гидросольфатары руч. Кислого

ские элементы современной постройки вулкана Менделеева. Среди этих элементов Е.К. Мархинин выделяет:

1. Остатки соммы (А) — гора Мечникова. Она имеет форму полукольца; ее наивысшая отметка 799 м. Сложена андезитами и андезито-базальтами.

2. Кальдера (К) ограничена полукольцом горы Мечникова, которое замыкается в овал полукольцом, образованным депрессиями сольфатарных полей. Предполагается [6], что указанный овал фиксирует кольцевой разлом, который и обусловил образование кальдеры.

3. Экструзивный дацитовый купол (В) возвышается в северо-западной части кальдеры и имеет отметку 886 м. Это — наивысшая точка современной вулканической постройки.

4. Отдельные вершины (С и Е), сложенные дацитами, рассматриваются как экструзивные тела, не дошедшие до поверхности. Вершина же Д относится, так же как и гора Мечникова, к остаткам соммы.

5. Депрессии сольфатарных полей, расположенные полукольцом вокруг горы Менделеева, представляя собой геологически одновозрастные образования, которые, по-видимому, возникли первоначально как воронки взрыва. Все четыре депрессии находятся примерно на одном гипсометрическом уровне, в пределах отметок 350—400 м. Диаметры их достигают 300—350 м, а глубины — несколько десятков метров.

Таким образом, вулкан Менделеева — довольно сложный и в значительной мере разрушенный массив, геологическое изучение которого крайне осложнено вследствие очень плохой обнаженности.

1. СТРАТИГРАФИЯ

Большая часть рассматриваемой территории, ограниченной Серноводским и Южно-Курильским перешейками, занята образованиями вулкана Менделеева (рис. 2, 3). Породы фундамента обнажаются в основном в береговых обрывах Тихоокеанского и Охотского побережий.

Характерная особенность пород района — их вулканогенный состав. В постройке вулкана наблюдается преобладание лав над туфами, в неогеновых образованиях фундамента, наоборот, туфы значительно преобладают над лавами.



Рис. 2. Вулкан Менделеева. На переднем плане Северо-Восточное сольфатарное поле

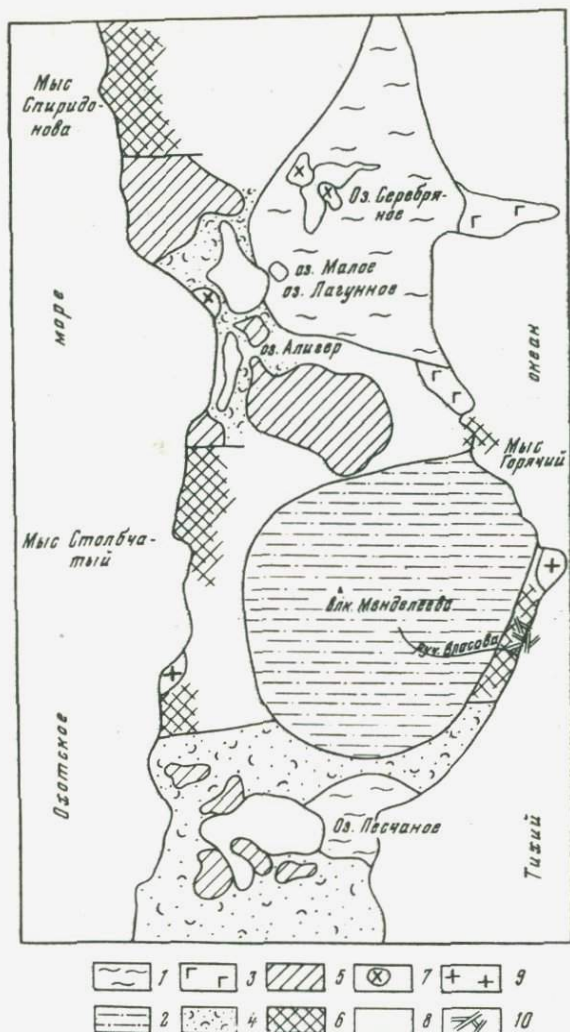


Рис. 3. Схема геологического строения района вулкана Менделеева

1—2 — четвертичные отложения: 1 — рыхлые, 2 — вулкана Менделеева; 3 — плиоцен. Вулканогенные образования основного состава: 4—8 — верхний миоцен — средний плиоцен: 4 — пемзовые слоистые отложения, 5 — сваренные туфы хислого состава, 6 — игнимбриты, 7 — купола липаритов, 8 — прочие отложения; 9 — гранитоиды; 10 — дайки

Отложения фундамента вулкана Менделеева

Породы фундамента по определениям фауны и по данным палинологических и диатомовых анализов, имеют верхнемиоцен-плиоценовый возраст. Наиболее детально они изучены при буровых работах на месторождении парогидротерм Горячий Пляж.

Неогеновые вулканогенные отложения месторождения Горячий Пляж по условиям образования и химическому составу разделены на три комплекса. К нижнему комплексу отнесены туфоалевролиты, туффиты и туфы среднего состава, к среднему — туфы и лавоподобные породы кислого состава, к верхнему — андезито-базальты и их туфы, туфодиациты. Отложения верхнего комплекса имеют верхнеплиоценовый возраст, среднего и нижнего — верхнемиоцен-среднеплиоценовый.

Нижний комплекс

Нижний комплекс, вскрытый только одной самой глубокой скв. 7 в интервале 555,90—759,40 м, сложен преимущественно туффитами, туфоалевролитами, туфами. Выходы отложений комплекса на дневной поверхности в районе вулкана Менделеева отсутствуют.

По общему облику туффиты и туфы комплекса зеленовато-серого и серого цвета, среди которых выделяются прослой туфоалевролитов фиолетового цвета. Большинство пород обладает хорошей слоистостью и отсортированностью обломочного материала. В нем широко распрост-

Таблица 1

Химический состав	вулканогенных образований нижнего комплекса			
	8/17	11/7	17/7	15/7
SiO ₂	66,90	61,49	64,34	62,27
TiO ₂	0,76	0,95	0,70	0,59
Al ₂ O ₃	12,70	14,34	12,46	13,22
Fe ₂ O ₃	2,78	3,41	3,66	5,28
FeO	3,50	5,21	4,48	4,13
MnO	0,14	0,16	0,13	0,15
MgO	1,90	3,42	2,10	2,30
CaO	5,32	6,28	6,41	6,04
Na ₂ O	3,42	3,72	4,15	4,60
K ₂ O	2,48	0,36	1,81	1,37
P ₂ O ₅	0,10	0,06	0,06	0,05
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00
a	10,8	8,6	11,3	11,8
c	3,6	5,1	2,2	2,6
b	11,4	16,7	15,8	16,5
S	74,2	69,6	70,7	69,1
a'	—	—	—	—
f	49	47	45	50
m	27	34	22	23
c	24	19	33	27
n	67	94	78	83

Обр. 8/7 — туффит, глубина 563,7—564,4; обр. 11/7 — туф, глубина 575,8—576,3; обр. 17/7 — туффит, глубина 603,6—605,0; обр. 15/7 — туф, глубина 624,0—626,0; обр. 21/7 — туф, глубина 650,4—652,0; обр. 22/7 — пизолитовый туф, глубина 654,9—

ранены отложения псефитовой, псаммо-псефитовой, псаммитовой и алевритовой структур. Породы с агломератовой структурой наблюдаются только в единичных маломощных прослоях.

С забоя (759,40 м) до 708,40 м встречено переслаивание псефитовых и псаммитовых туфов среднего состава. Туфы плотные, местами слоистые, слабо трещиноватые. Состоят они из обломков андезитов, реже — фельзитов, а также кристаллов плагиоклаза-андезина, моноклиальных пироксенов, реже кварца. Встречаются единичные обломки криптокристаллических кремней и светло-желтых алевролитов. Часть обломков кристаллов имеет угловатые, порой серповидные очертания. Породы местами сильно гидротермально изменены: карбонатизированы, окварцованы и пр.

В интервале 654,5—708,4 м вскрыто сложное переслаивание туфоалевролитов с псаммитовыми туффитами. Последние встречаются в виде редких прослоев мощностью от нескольких сантиметров до 1 м. Среди туфоалевролитов по текстурным особенностям выделяются туфоалевролиты зеленовато-серого цвета с косою слоистостью, туфоалевро-

месторождения Горячий Пляж (скв. 7)

	21/7	22/7	25/7	27/7	53/7
	64,90	64,86	68,78	61,43	65,63
	0,54	0,57	0,48	0,70	0,70
	14,94	14,86	13,63	15,28	14,60
	2,27	2,27	2,63	3,81	1,75
	3,79	4,75	2,57	4,54	3,52
	0,10	0,12	0,10	0,15	0,11
	1,90	1,70	1,26	3,60	1,85
	6,30	5,02	5,03	6,11	6,15
	3,95	4,71	3,67	3,94	3,61
	1,27	1,12	1,78	0,34	1,96
	0,04	0,02	0,07	0,10	0,12
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
	10,3	11,8	10,5	9,0	10,5
	4,7	3,9	3,6	5,7	4,4
	11,6	11,3	9,1	15,4	11,0
	73,4	73,0	76,8	69,9	74,1
	—	—	—	—	—
	48	56	51	50	44
	28	25	23	39	28
	24	19	26	11	28
	82	86	76	95	68

656,9; обр. 25/7 — туффит, глубина 708,4—710,3; обр. 27/7 — туф, глубина 745,3—747,3; обр. 53/7 — туф, глубина 759,0.

Анализы выполнены в химической лаборатории Сахалинского территориального геологического управления.

литы с "оолитами" и туфоалевролиты фиолетового цвета, в которых встречены обломки фораминифер. Туфоалевролиты с оолитовой текстурой преобладают.

Иногда туфоалевролиты переходят в алевритовый кристалло-витро-кластический туф, мощность прослоев которого достигает 5 м. Местами он комковатый. Состоит туф из алевритовых обломочков стекла (до 85%) и редких кристаллов и обломков полевых шпатов и пироксенов. Стекло обломков гидротермально изменено с развитием в нем пятен хлорита с лейкоксеном.

Обособления хлорита с лейкоксеном представлены зеленовато-серыми сферическими стяжениями диаметром 2–6 мм, беспорядочно распределенными в туфе. Количество их не превышает 25% объема породы. Границы обособлений с цементом туфа резкие.

Затем до глубины 556,90 м наблюдается переслаивание псефитовых, псаммитовых и алевритовых туфов с алевритовыми, реже псаммитовыми туффитами. Состав туфов андезитовый (табл. 1). Мощность прослоев от 1,5–2 до 5–10 м. Это, как правило, кристаллолитокластические образования. В туфах с псефитовой и псаммитовой размерностью кластического материала преобладают обломки лав андезитового состава, подчиненное значение имеют обломки зерен минералов — плакиоклаза, кварца, измененных моноклинных пироксенов, а также обломки алевролитов. Цемент пепловый, который в результате интенсивного гидротермального изменения почти не сохранил исходных форм.

Туффиты отличаются от описанных выше туфов некоторой окатанностью обломков, отсортированностью материала, а также присутствием полуокатанных обломков криптокристаллических кремней и тонкозернистых осадочных пород.

В целом для отложений нижнего комплекса характерно: 1) андезитовый состав; 2) присутствие значительного количества терригенного материала; 3) хорошая отсортированность обломочного материала; 4) слоистость; 5) выдержанность зеленовато-серого цвета за счет гидротермального изменения.

Образования, аналогичные отложениям нижнего комплекса месторождения парогидротерм Горячий Пляж, описаны В.М. Дуничевым [1] по Охотскому побережью центральной части о-ва Кунашир западнее оз. Валентины. В основании их лежат псаммитовые туффиты, перекрытые мощной (до 350 м) толщей пирокластов среднего состава. Возраст отложений по сборам фауны [2] верхнемиоцен-нижнеплиоценовый.

Средний комплекс

В вулканогенных образованиях верхней части нижнего комплекса отмечается постепенное увеличение содержания пирокластического материала кислого состава. С глубины 557 м в скв. 7 он уже преобладает. Выше появляются сваренные пемзовые разности туфов и мощные толщи лавоподобных пород липаритового состава. Эти вулканогенные образования кислого состава (табл. 2) и составляют средний комплекс. Мощность их более 337 м для северной (скв. 3) и более 437 м (скв. 5) для южной разведанной части месторождения парогидротерм Горячий Пляж.

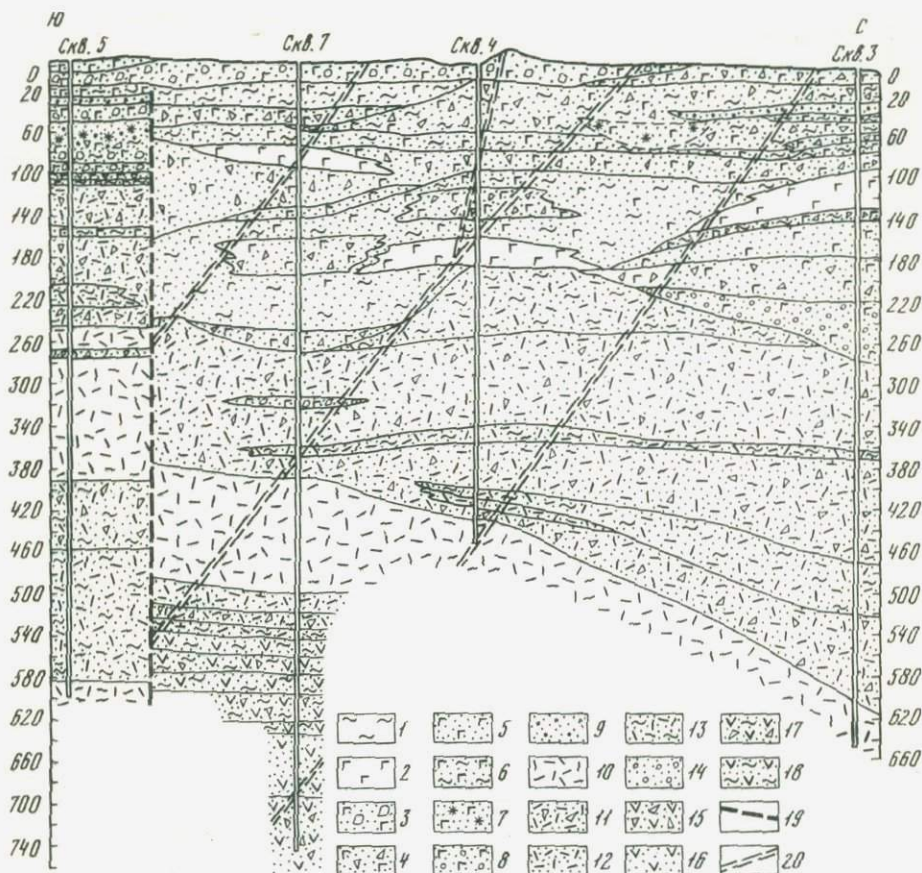


Рис. 4. Геологический разрез по скв. 5-7-4-3

Четвертичные отложения: 1 — суглинки

Верхний комплекс: 2 — андезито-базальты; 3 — глыбово-агломератовые туфы основного состава; 4 — псефитовые туфы основного состава; 5 — пепловые туфы основного состава; 6 — слоистые пепловые туфы, туффиты основного состава; 7 — туфодиазомиты; 8 — туфоконгломераты; 9 — гравелиты.

Средний комплекс: 10 — сильно сваренные туфы кислого состава; 11 — пемзовые псефитовые сваренные туфы кислого состава; 12 — пепловые туфы кислого состава; 13 — слоистые пепловые туфы, туффиты кислого состава; 14 — туфоконгломераты.

Нижний комплекс: 15 — псефитовые туфы среднего состава; 16 — пепловые туфы среднего состава; 17 — слоистые псефитовые туфы среднего состава; 18 — слоистые пепловые туфы, туффиты среднего состава, алевралиты; 19 — широтный разлом; 20 — зоны трещиноватости, сопровождающие диагональные разломы

Все скважины, кроме самой южной — скв. 5, расположенные в прибрежной части месторождения, вскрыли однотипный разрез отложений среднего комплекса (рис. 4).

Начинается разрез слоистыми пепловыми туфами кислого состава с тонким переслаиванием прослоев с псаммитовой, алевритовой и пели-

Таблица 2

Химический состав	вулканогенных образований нижнего комплекса					
Компонент	31/3	27/4	8/5	22/5	37/5	8/6
SiO ₂	76,60	76,21	71,99	79,39	70,83	73,52
TiO ₂	0,37	0,40	0,45	0,47	0,70	0,55
Al ₂ O ₃	12,56	11,48	13,50	9,93	13,92	13,72
Fe ₂ O ₃	1,25	2,38	1,45	1,89	2,15	2,05
FeO	1,07	1,29	1,99	0,82	1,92	1,57
MnO	0,09	0,05	0,10	0,00	0,09	0,15
MgO	0,00	0,10	0,85	0,00	0,87	0,75
CaO	3,19	3,29	5,06	3,56	3,66	3,97
Na ₂ O	3,87	3,82	2,31	3,13	4,33	2,46
K ₂ O	1,10	0,91	1,80	0,70	1,37	1,23
P ₂ O ₅	0,10	0,07	0,10	0,11	0,16	0,03
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
a	8,9	9,3	7,6	7,3	11,2	7,1
c	3,7	2,8	1,6	2,6	3,5	4,8
b	2,1	4,5	9,1	4,7	5,9	5,8
S	85,3	83,4	81,7	85,4	79,4	82,3
a'	—	—	—	—	—	—
f'	94	71	35	67	59	55
m'	—	4	16	—	25	22
c'	6	25	49	33	16	23
n	82	86	66	88	82	76

Обр. 31/3 — липарит, скв. 3, глубина 619,05—620,05; обр. 27/4 — липарит, скв. 4, глубина 641,00—664,00; обр. 8/5 — пемзовый туф, скв. 5, глубина 158,80—161,20; обр. 22/5 — липарит, скв. 5, глубина 350,20—351,80; обр. 37/5 — липарито-дацит, скв. 5, глубина 555,30—557,00; обр. 8/6 — пемзовый туф, скв. 6, глубина 381,80—384,00; обр. 9/6 — пемзовый туф, скв. 6, глубина 400,00—402,50; обр. 44/7 — пемзовый туф, скв. 7, глубина 328,60—331,90; обр. 45/7 — пемзовый туф, скв. 7,

твой структурами (скв. 7, глубина 548,20—556,90 м). Мощность прослоев 0,3—0,4 м, залегание их почти горизонтальное с углами 0—15°.

Пепловые туфы перекрываются псефитовым туфом, который с 544 м (скв. 7) переходит в псефитовый туффит. Окатанные обломки представлены эффузивами среднего состава, а угловатые обломки и пепловый цемент имеют кислый состав. Выше вскрыты пепловые слоистые пизолитовые туфы розовато-серого цвета мощностью 7 м. В кровле они трещиноваты: трещины выполнены цементированными угловатыми обломками того же туфа. Размер обломков 2—3 см. Состав туфы из алевритовых обломочков стекла (90%) и редких кристаллов и их обломков полевых шпатов и кварца. Стекло обломков гидротермально измененное с пятнами хлорита, которые внешне напоминают пизолитовые образования.

На пепловых пизолитовых туфах лежит мощная толща лавоподобных пород. На полную мощность эта толща пробурена скв. 7 (мощность 112,30 м, глубина 402,1—514,4 м); остальные скв. 3 и 4 только вошли в нее.

месторождения Горячий Пляж

	9/6	44/7	45/7	49/7	50/7	20/8
	72,85	75,23	70,39	67,34	71,10	71,65
	0,55	0,38	0,50	0,56	0,56	0,40
	14,35	12,86	13,95	12,85	13,35	13,23
	1,26	0,59	2,28	1,12	1,22	1,82
	1,65	1,72	1,82	2,36	2,90	2,23
	0,10	0,03	0,04	0,14	0,12	0,05
	0,80	0,30	1,30	0,52	1,15	1,52
	3,75	2,96	4,54	9,30	3,42	3,91
	3,58	4,03	3,75	4,40	4,77	4,24
	1,06	1,88	1,38	1,31	1,25	0,90
	0,05	0,02	0,05	0,11	0,16	0,05
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
	9,3	11,2	10,1	11,2	11,9	10,3
	4,4	2,7	4,1	2,6	2,6	3,4
	5,6	3,4	7,0	12,2	6,9	7,3
	80,7	82,7	78,8	74,0	78,6	79,0
	—	—	—	—	—	—
	48	61	50	26	53	49
	24	14	30	6	27	34
	28	25	20	68	20	17
	76	77	80	84	86	87

глубина 347,30—351,30; обр. 49/7 — пемзовый туф, скв. 7, глубина 403,30—406,00; обр. 50/7 — липарито-дацит, скв. 7, глубина 469,40—471,00; обр. 20/8 — пемзовый туф, скв. 8, глубина 489,10—490,80.

Анализы выполнены в химической лаборатории Сахалинского территориального геологического управления.

Выше лавоподобных пород вскрыта мощная толща пемзовых туфов кислого состава, в нижней своей части содержащих редкие прослои аллохтонных туфов. Пемзовые туфы представлены большей частью псефитовыми лито-витро-кристаллокластическими туфами с пепловым цементом. Реже встречаются псаммитовые и пепловые туфы. Порода светло-серая, иногда с вишневым оттенком, пористая, крепкая. Поры до 1—3 см образовались, вероятно, при замещении стекла пемзовых обломков вторичными гидротермальными минералами. В обломках туфов определены пемза, кислое вулканическое стекло с перлитовой отдельностью, липариты, дациты, андезиты, тонкозернистые породы кварц-серицитового состава, андезин, кварц, авгит. Цемент туфов пепловый, в нижней части толщи часто флюидальный, лавоподобный. Пемзовые туфы в большей части имеют характер сваренных. Обычно они довольно интенсивно гидротермально изменены.

Пемзовые туфы содержат редкие прослои плотных аллохтонных туфов, в цементе которых обнаружены остатки диатомовых водорослей.

На рис. 4 показаны два, наиболее мощных таких прослоя. Верхний из них, залегающий почти горизонтально, встречен в интервале 340—380 м от дневной поверхности. Он характеризуется выдержанной мощностью и относительно однородным составом. Сложен прослой пепловым слоистым туфом светло-желтого цвета с четко выраженной слоистостью обломочного материала. Обломки слабо окатанные псаммитовой размерности. Состоят преимущественно из вулканического стекла кислого состава. Количество их достигает 80% объема породы. Цемент глинисто-пирокластический, иногда туфодиатомовый.

Строение нижнего прослоя более сложное. Скв. 3 он встречен в интервале 479—527 м и представлен переслаиванием реликтовых, алевроитовых и псаммитовых слоистых туфов с редкими прослоями туфогравелита. Присутствует растительный детрит, ориентированный по слоистости. Мощность прослоев пелитового и псаммитового слоистых туфов около 3 м, алевроитового — до 5 м.

Мощность нижнего прослоя слоистого туфа, вскрытого скв. 4, всего 7,4 м, и кровля его расположена на 60 м гипсометрически выше кровли этого же прослоя по скв. 3. Структура туфа алевроитовая. Он сильно гидротермально изменен, так что различимы лишь отдельные алевроитовые зерна плагиоклаза, по которым развиты тончайшие выделения калиевых полевых шпатов.

От Тихоокеанского побережья прослой слоистых туфов с диатомовыми в цементе скважинами прослежены на запад в глубь острова, где они становятся более грубообломочными до туфогравелитов. Так, прослой туфогравелита вскрыт скв. 1 в интервале 467,0—483,2 м. Туфогравелит пестро окрашен за счет различной степени гидротермального изменения обломков пород различного состава и структуры. Обломки различной степени окатанности представлены эффузивами разного состава, кислыми стеклами с перлитовой отдельностью, пемзами, галькой окремненных тонкообломочных осадочных пород. Цемент их первоначально глинисто-пирокластический, типа заполнения.

Резко отличный от описанного выше разрез отложений среднего комплекса вскрыт скв. 5 (южный блок месторождения). Несмотря на значительную глубину (600,3 м), эта скважина так и не вышла из образований среднего комплекса. Здесь вскрыты три толщи лавоподобных пород, разделенных туфами и туффитами.

Забой скважины — в липарито-даците серого цвета, слабо трещиноватом, по которому пройдено 10,4 м (интервал 589,9—600,3 м). Структура породы порфировая, текстура флюидальная. Около 20% объема породы составляют порфиновые вкрапленники. Они представлены плагиоклазом и темноцветными минералами.

Плагиоклаз вкрапленников соответствует андезину. По трещинкам в нем развивается гидрослюда и цеолит, а по включениям вулканического стекла — гидрослюда. Темноцветные минералы представлены моноклинным пироксеном и редкими кристаллами роговой обманки. Кристаллы моноклинного пироксена по периферии замещаются роговой обманкой, а по трещинам и линиям спайности — чешуйками гидрослюд. Вкрапленники роговой обманки встречаются в основной массе в виде

удлиненных таблитчатых зерен, величина которых колеблется от 0,1 x 0,2 до 0,2 x 0,3 мм. Основная масса состоит из микропойкилитовых прорастаний кварца и плагиоклаза, в промежутках между которыми находятся гидрослюда, монтмориллонит и многочисленные точечные выделения рудного минерала. В основной массе нередко наблюдаются реликтовые формы тридимита, превращенного в кварц. Липарито-дациты перекрываются мощной толщей слоистых туфов, содержащих примесь терригенного материала.

В интервале 487,6—589,9 м наблюдается переслаивание слабо гидротермально-измененных псаммитовых и алевро-пелитовых кислых (содержание кремнезема от 65 до 70%) туфов и с редкими прослоями туффитов такой же зернистости. Слоистость пород горизонтальная. Мощность прослоев туфов 2—16 м, туффитов — 1—3 м.

Туфы обычно кристаллолитокластические, состоят из мельчайших обломков кристаллов плагиоклаза, кварца, эффузивов с микролитовой структурой, помещенных в глинистый цемент. Последний представляет собой измененный пепловый материал, замещенный монтмориллонитом, анальцимом, частично гидрослюдой и кварцем. Тип цемента базальный. В нем много мелких выделений пирита.

Туффиты, часто в виде микролинзовидных включений, сложены обломками плагиоклаза, кварца, криптокристаллических кремней и эффузивов с едва различимыми микролитами плагиоклаза. К терригенному материалу относятся округлые обломки эффузивов, криптокристаллического и мозаичного кварца, в общей сложности составляющие не менее 30—35% объема породы. В породе наблюдается некоторая направленность (ориентировка) в распределении обломочного материала.

В интервале 464,2—487,6 м преобладают алевро-пелитовые слоистые туфы с примесью глинистого материала. Слоистость обусловлена различной окраской и разной зернистостью материала прослоев. На этих туфах лежат слегка пористые липарито-дациты мощностью 10,4 м (интервал 453,8—464,2 м). Вытянутость пор ориентирована к кровле потока.

Липарито-дацит имеет слабо выраженную порфиловую структуру, цвет его серый. В кровле он шлаковидный. В верхней части потока порода флюидальная. Верхние 2,5—3 см потока ожелезнены. По порам также наблюдается отложение гидроокислов железа на глубину 5 см.

На неровной шлаковидной поверхности потока липарито-дацитов лежат неслоистые разнообломочные туфоконгломераты. Состоят они преимущественно из обломков липарито-дацита нижележащего потока и светло-серых пемз. Обломки липарито-дацита слабоокатанные размером от первых миллиметров до 15—20 см. Цемент породы песчано-глинистый. Мощность туфоконгломерата 3,1 м. Туфоконгломераты переходят в слоистые пемзовые псефитовые туфы. Обломки светло-серых с желтым оттенком пемз в них достигают размеров 2—3 см. В туфах встречаются тонкие до 2—3 мм горизонтальные прослои, обогащенные магнетитом. Мощность слоистых туфов 1,5 м. Затем они тонко, через 5—10 см, переслаиваются с пемзовыми туфами и туфогравитами.

Выше, с глубины 448 м, вскрыты кристаллолитокластические сваренные псефитовые и псаммитовые пемзовые туфы кислого состава. Мощность прослоев псаммитового туфа 2,7—4,5 м, псефитового — 4—16 м.

Туфы обычно зеленовато-серого цвета, пористые за счет выщелачивания материала пемзовых обломков. Встречаются также обломки черных вулканических стекол, афировых липаритов. Цемент в туфах типа выполнения, реже соприкосновения. Состоит он из обломков пемзы и частичек вулканического стекла, полностью замещенных монтмориллонитом, гидрослюдой, анальцимом и натролитом [3].

Однако реликтовая пепловая структура цемента выражена четко. Вблизи кровли в туфах увеличивается степень сваривания материала.

Туфы на глубине 400,1 м переходят в лавоподобные породы (интенсивно сваренные туфы) мощностью 148,1 м. Перед лавоподобными породами пемзовые туфы становятся более темными, цемент их приобретает лавоподобный облик. Пемзовые обломки становятся шлаковидными. Мощность таких туфов 0,5 м.

Далее залегают сильно сваренные лавоподобные туфы. В них еще сохранились реликтовые пемзовые обломки, которые приобретают темно-серый до черного цвет и имеют мелкокристаллическое строение. Через 0,5 м эти туфы переходят в серые слабопористые липарито-дациты с реликтами почти черных пемз (см. рис. 4). На расстоянии 20–30 м от подошвы лавоподобная порода становится менее пористой, более плотной, размеры темных пемзовых обломков уменьшаются, и они становятся более плотными. Первичная обломочная структура породы здесь слабо просматривается.

В верхней части толщи (интервал 275,3–280,2 м) лавоподобная порода содержит прослой псефитового литокластического туфа. Цемент его сильно сваренный. Количество обломочного материала достигает 70% объема породы.

Ближе к кровле лавоподобная порода становится слабофлюидальной с хорошо различимой обломочной структурой отдельных участков.

С глубины 252,0 м интенсивность сваривания уменьшается, и порода переходит в сваренный пемзовый туф, плотный, цемент его почти лавовый. Пемзовые обломки имеют темно-серый (до черного) цвет, много обломков вулканического стекла и кислых эффузивов черного цвета. Затем постепенно (через 10–15 м) этот туф переходит в обычный для месторождения Горячий Пляж кристаллолитовитрокластический пемзовый псефитовый пористый туф кислого состава. Он перекрывается пепловым кислым туфом (интервал 213,10–231,40 м), который в свою очередь сменяется псефитовым пемзовым туфом. Затем с глубины 165,40 м пемзовые кислые туфы перекрываются туфами андезито-базальтового состава, относящимися уже к верхнему комплексу.

Собранная в отложениях среднего комплекса довольно многочисленная фауна, по определениям Л.С. Жидковой [4], представлена следующими видами: *Macoma of baltica* (Linne), *M. calcarea dissimilis* (Mart.), *M. nasuta* (Conrad), *Nuculana (Sacella) tatarica* Kogan, *N. (Borissia) alferovi vengeriensis* (Kogan), *N. (N) cf. proerobai sachalinensis* J. Krisht и др. Все они, по заключению Л.С. Жидковой, типичны для верхнемиоценовых отложений Сахалина и Камчатки.

В аллохтонных туфах среднего комплекса скв. 1 определены диатомовые. В пепловом туфе (интервал 449,75–454,15 м) в единичном ко-

личестве встречены морской вид *Coscinodiscus marginatus* Ehr. и пресноводно-солонатоводные *Stephanodiscus* aff. *astraca* (Ehr.) Yrun, *Traugillaria* aff. *brevistriata* Yrun. В интервалах глубин: 240,15–243,20; 223,7–226,7; 217–220,5 м отмечен бедный состав диатомовых. В образце с глубины 217,6–220,5 м встречены единичные находки морских диатомовых *Hyalodiscus* spp., *Tlialassiosira Zabelina* Jouse, *Coscinodiscus marginatus* Ehr., которые, по заключению В.П. Болдыревой, характерны для верхнемиоцен-среднеплиоценовых отложений Сахалина. Кроме того, во всех образцах в единичном количестве присутствуют пресноводно-солонатоводная форма *Stephanodiscus* aff. *astraca* (Ehr.) Yrun и следующие пресноводные диатомовые: *Cyclotella* aff. *comta* (Ehr.) Kutz, *Sunedra ulna* (Nitzsch) Ehr., *Orephora marthyc* Herib, *Rhoicosphema* aff. *curvata* (Kütz) Yrun и др.

Таким образом, для отложений среднего комплекса месторождения Горячий пляж характерно:

1. Липаритовый, липарито-дацитовый, реже дацитовый состав вулкано-генных образований.
2. Наличие мощных толщ сваренных пемзовых туфов.
3. Преимущественно пирокластический характер отложений.
4. Значительные различия разрезов для северного и южного блоков месторождения.
5. Верхнемиоцен-среднеплиоценовый возраст отложений.

Пемзовые образования кислого состава широко развиты на большей части о-ва Кунашир, тяготея к его центральной и южной частям. Всеми исследователями геологии о-ва Кунашир переотложенные кислые пемзовые образования относятся к алексинской свите [2, 5] верхнемиоцен-среднеплиоценового возраста. В районе вулкана Менделеева отложения алексинской свиты (см. рис. 1) известны по всему Охотскому побережью и по Тихоокеанскому к югу от мыса Мечникова до пос. Серноводск.

Верхний комплекс

Характеризуется большой фациальной изменчивостью слагающих его образований (рис. 5). Так же как и в нижележащих отложениях, здесь преимущественно развиты туфы, которые по простиранию иногда фациально замещаются туфодиамитами. Состав вулкано-генных образований верхнего комплекса андезито-базальтовый (табл. 3).

Мощность неогеновых отложений андезито-базальтового состава варьирует от 170 (скв. 8) до 280 м (скв. 3), увеличиваясь с запада на восток. Западнее месторождения парогидротерм Горячий пляж, в районе руч. Кислого, отложения верхнего комплекса, по данным бурения скв. 30, 31 и других, отсутствуют, и четвертичные образования вулкана Менделеева непосредственно залегают на кислых пемзовых туфах среднего комплекса, слагающих гору Отдельную.

В центральной части месторождения на неровной поверхности вулкано-генных образований кислого состава среднего комплекса лежат пемловые аллохтонные туфы и туффиты с фауной (скв. 1, 4). Для них характерно субгоризонтальное залегание с параллельной слоистостью, вызванной

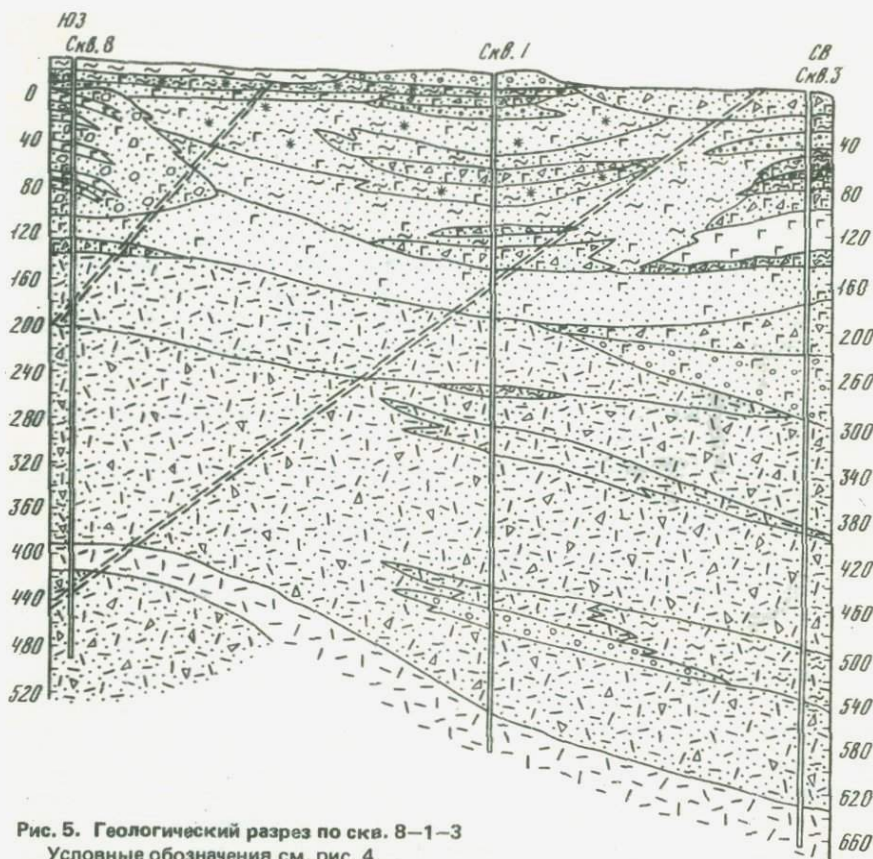


Рис. 5. Геологический разрез по скв. 8—1—3
Условные обозначения см. рис. 4.

чередованием прослоек с алевритовой и пелитовой структурами. Цвет туфов кремовато-серый до зеленовато-серого.

К югу (скв. 2, 2а, 6, 7, 8) пепловые туфы сменяются псефитовыми, а к северу (скв. 3) — туфоконгломератами (см. рис. 5). Туфоконгломераты состоят из полуокатанных обломков андезито-базальтов черного и красновато-бурого цвета с массивной и шлаковидной текстурами, кислых светло-серых пепловых и псефитовых пемзовых туфов. Размеры обломков от 0,5 до 7 см. Редко встречаются глыбы стекловатых липаритов серого цвета размером от 0,1 до 0,7 м и черных и буроватых андезито-базальтов, часто шлаковидных, до 0,2 м. Цемент туфоконгломерата хлоритово-монтмориллонитовый. Мощность туфоконгломератов около 60 м.

Выше описанного разреза отложения верхнего комплекса характеризуются еще большей фациальной невыдержанностью (см. рис. 3, 10). Одними скважинами вскрыто сложное переслаивание глыбово-агломератовых и псефитовых туфов с маломощными потоками шлаковидных андезито-базальтовых шлаковых конусов (скв. 6, 8), в других — переслаивание более тонкообломочных (от псефитовых до пепловых) туфов с единичными мощными потоками андезито-базальтов (скв. 3, 4), а в

третьих — переслаивание слоистых аллохтонных, пепловых туфов с туфодиадомитами (скв. 1, 2),

Разрез по данным скв. 8. В интервале 24,40—133,20 м вскрыты глыбово-агломератовые туфы андезито-базальтового состава. По внешнему облику это — крупнообломочные, не сортированные отложения темно-серого цвета с участками бурых шлаковых разностей. Размер обломков варьирует в широких пределах — от 1 м до нескольких сантиметров. Крупные глыбы, как правило, сложены темно-серым массивным порфировым андезито-базальтом, более мелкие — шлаковидные. Последние обычно имеют округлую форму и часто окислены. Редко встречаются неокатанные обломки (размером до 5 см) кислых эффузивов и пемз. Цемент туфов псаммитовый и глинистый типа выполнения.

В глыбово-агломератовом туфе встречаются прослои мощностью 2—3 м псефитового туффита на песчано-глинистом цементе. Обломочная фракция составляет около 60% объема породы. Это обычно овальные обломки шлаков черного цвета размером до 2 см. Наблюдаются также прослои слоистых туфов алевро-псаммитовой структуры, содержащие единичные лапилли черных шлаков (интервал 89,20—90,80 м). Кроме таких туфов, пирокластический материал которых испытал незначительную транспортировку водой, встречаются прослои спекшихся псаммопсефитовых туфов розовато-серого цвета — агглютинаты (интервал 83,20—89,20 м).

Более часто, чем прослои тонкообломочных туфов, в глыбово-агломератовом туфе содержатся потоки андезито-базальтов мощностью 5—10 м. Обычно они в кровле и подошве шлаковидные. Такие андезито-базальты, как видно под микроскопом, состоят из раздробленных кристаллов плагиоклаза-лабрадора и авгита, погруженных в бурое пористое стекло. Плагиоклазы обычно свежие, не зональные, с четкими полисинтетическими двойниками. Стекло основной массы содержит многочисленные мелкие поры округлой формы. Лишь некоторые из них достигают в диаметре 1—5 мм.

Основанием образований описанного разреза служит горизонтально залегающий пепловый туф. Перекрываются глыбово-агломератовые туфы туфодиадомитами.

Подобный глыбово-агломератовый туф, но без прослоев тонкообломочных туфов и потоков лав, вскрыт скв. 6 с поверхности до глубины 60 м. Скв. 2, заданная в 25 м от скв. 6, на этом интервале вскрыла сложное переслаивание слоистых пепловых туфов, туффитов и туфодиадомитов с редкими прослоями псефитовых туфов, что свидетельствует о конусовидной форме сооружения глыбово-агломератового туфа.

Разрез по данным скв. 3. Выше туфоконгломератов, служащих основанием разреза верхнего комплекса, в интервале 54,15—222,90 м вскрыто сложное переслаивание псефоагломератовых, псефитовых и пепловых туфов от аллохтонных с фауной до спекшихся, содержащих поток андезито-базальта мощностью 36,60 м.

Интервал 180,55—222,90 м. Переслаивание пелитовых, псаммитовых и псефитовых туфов среднеосновного состава. Встречаются прослои до 0,6 м кремния коричнево-красного цвета. В псефитовых разностях преоб-

Таблица 3

Химический состав вулканогенных образований верхнего комплекса месторож

Компонент	4/1	2/2	3/2	2/2а	10/2а	9/3
SiO ₂	54,33	54,18	55,85	53,17	54,80	54,72
TiO ₂	1,07	0,85	0,89	1,28	0,97	0,94
Al ₂ O ₃	15,34	17,01	17,80	15,07	15,98	15,76
Fe ₂ O ₃	9,45	6,64	3,45	7,65	6,39	5,75
FeO	3,08	5,25	7,20	5,58	6,04	7,16
MnO	0,00	0,20	0,20	0,18	0,27	0,20
MgO	7,68	5,45	4,20	3,53	5,06	3,38
CaO	7,25	8,79	9,30	11,54	7,37	10,18
Na ₂ O	1,60	1,41	0,16	1,52	2,04	1,70
K ₂ O	0,16	0,12	0,85	0,37	0,85	0,12
P ₂ O ₅	0,04	0,10	0,10	0,11	0,13	0,09
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
a	3,8	3,4	1,7	3,9	5,7	3,9
c	8,3	10,1	11,8	8,4	8,2	9,0
b	24,5	21,8	18,3	24,5	21,4	22,1
S ⁺	63,4	64,7	68,2	63,2	64,7	65,0
a'	—	—	—	—	—	—
f'	45	51	57	51	54	56
m'	53	44	42	25	41	27
c'	2	5	1	24	5	17
n	93	96	25	86	78	96

Обр. 4/1 — туф, скв. 1, интервал 90,60—92,60 м; обр. 2/2 — туф, скв. 2, интервал 100,00—102,50 м; обр. 3/2 — туф, скв. 2, интервал 114,30—117,80 м; обр. 2/2а — туф, скв. 2а, интервал 114,40—116,80 м; обр. 10/2а — туф, скв. 2а, интервал 212,90—214,90 м; обр. 9/3 — базальт, скв. 3, интервал 125,50—128,50 м; обр. 13/3 — туф, скв. 3, интервал 161,30—165,35 м; обр. 4/4 — базальт, скв. 4, интервал 80,50—

ладают пемзовидные обломки, эффузивы темно-серого цвета с размерами 0,3—0,5 см, иногда до 10 см. В тонкообломочных разностях встречаются растительный детрит и фауна пелеципод.

Интервал 147,20—180,55 м. Пепловый туф алевропелитовой структуры андезито-базальтового состава серого цвета, плотный, местами трещиноватый. Порода слоистая за счет изменения окраски и маломощных прослоев псаммитового туфа.

Интервал 135,35—147,20 м. Псефитовый туф андезито-базальтового состава слабо трещиноватый слоистый. Слоистость подчеркивается маломощными прослойками псаммитового туфа. В начале интервала отмечен прослой алевритового туфа светло-серого цвета мощностью 1,2 м.

Интервал 99,25—135,35 м. Андезито-базальт темно-серого до черного цвета с редкими вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. Порода миндалевидная за счет вторичных минералов, развитых в пустотах. Миндалины по стенкам оторочены хлоритом, центральные части их сложены халцедоном. Распределение их в породе неравномерное: к кровле коли-

дения Горячий Пляж.

	13/3	4/4	29/4	31/7	39/7	10/8
	55,18	54,90	55,32	57,33	55,63	57,80
	0,75	1,05	0,91	0,82	0,73	0,68
	18,04	16,70	16,04	17,00	17,65	15,30
	5,50	10,53	4,68	8,59	5,57	6,85
	5,16	3,02	7,53	1,53	3,31	3,30
	0,18	0,16	0,30	0,13	0,14	0,14
	5,85	4,62	3,85	3,39	3,66	3,80
	5,06	6,96	8,48	8,34	10,55	7,80
	3,87	1,82	1,88	2,28	2,34	3,42
	0,33	0,09	0,85	0,46	0,37	0,84
	0,08	0,15	0,16	0,13	0,05	0,07
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
	8,9	4,2	5,6	6,0	5,8	8,7
	6,1	8,5	9,6	8,9	9,3	5,9
	22,2	23,1	19,4	16,8	18,8	19,2
	62,8	64,2	65,4	68,3	68,1	66,2
	12	—	—	—	—	—
	44	53	60	56	44	48
	44	34	35	35	35	33
	—	13	5	9	21	19
	95	97	78	88	90	86

84,40 м; обр. 29/4 — туф, скв. 4, интервал 201,00—203,60 м; обр. 31/7 — туф, скв. 7, интервал 56,30—58,30 м; обр. 39/7 — андезито-базальт, скв. 7, интервал 184,00—185,00 м; обр. 10/8 — андезито-базальт, скв. 8, интервал 43,00—43,50 м.

Анализы выполнены в химической лаборатории Сахалинского территориального геологического управления.

чество миндалинов возрастает, а в подошве, наоборот, они почти полностью отсутствуют.

Структура породы порфировая, основная масса интерсерральная, участками андезитовая. Вкрапленники — лабрадор № 60—62 и авгит. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза-лабрадора № 55, интерстиции между которыми выполнены авгитом, рудным минералом и вторичным кварцем, хлоритом, гидрослюда, развитыми за счет стекла основной массы.

В подошве андезито-базальт трещиноватый. Трещины шириной 0,1—0,5 см заполнены светло-серым материалом алевритовой фракции.

Интервал 81,45—99,25 м. Псаммо-псефитовый литокристаллокластический туф андезито-базальтового состава серого цвета, плотный, с цементом типа выполнения. Состоит из обломков андезито-базальта с микролитовой, гиалиновой и интерсерральными структурами основной массы, содержащей вкрапленники лабрадора и авгита. Присутствуют в туфе также обломки пемз, кислых эффузивов, плагиоклаза, авгита. В середине

интервала встречено тонкое переслаивание алевритового, псаммитового и псефитового туфов с углами наклона прослоек в 30° .

Интервал 72,65–81,45 м. Алевритовый туф серого до темно-серого цвета. В цементе присутствуют диатомовые. Встречена фауна пелеципод. Содержит редкие прослои псефитового туфа. В алевритовом туфе встречаются трещины до 2–3 см, залеченные обломками псефитового и пеплового туфа.

Интервал 65,95–72,65 м. Псефитовый кристаллолитокластический туф андезито-базальтового состава зеленовато-серого цвета с цементом типа выполнения. В конце интервала, с глубины 72 м, туф состоит из спекшихся между собой угловатых обломков черных андезито-базальтов размером 0,3–0,5 м. Цемент отсутствует. Текстура породы пористая.

Интервал 54,10–65,95 м. Псефитовые, псаммитовые и алевритовые туфы средне-основного состава, переслаивающиеся между собой. Мощность прослоев 1,0–1,2 м.

Интервал 19,40–54,10 м. Переслаивание слоистых туфов от пелитовых до псаммитовых с прослоями туфогравелита из обломков туфов и андезито-базальтов на диатомовом цементе. Из диатомовых цемента туфогравелитов наиболее распространены пресноводные формы.

Разрез по данным скв. 1. Этой скважиной, вскрывшей отложения верхнего комплекса мощностью 211 м, потоков эффузивов не встречено. Разрез характеризуется туфодиатомитами и слоистыми тонкообломочными туфами, содержащими отдельные прослои псефитовых и агломеративных туфов андезито-базальтового состава.

Интервал 113,85–211,0 м. На пемзовых туфах кислого состава среднего комплекса залегают слоистые пепловые и псефитовые туфы. Тонкообломочные туфы преобладают в верхней части рассматриваемого интервала. С глубины 155,75 м более распространены псефитовые туфы, представленные чередованием прослоев плотного туфа с прослоями слабощементированной породы. На самом контакте с отложениями среднего комплекса пирокласты андезито-базальтового состава интенсивно раздроблены и гидротермально изменены до глиноподобной массы коричнево-красного цвета (гематитизированы).

Интервал 103,50–113,85 м. Кремовые неслоистые туфодиатомиты с обуглившимися растительными остатками и обломками светлой пемзы. Породы плотные, однородные.

Интервал 94,25–103,50 м. Переслаивание светло-серых слоистых туфодиатомитов с псефитовыми кристаллолитокластическими туфами андезито-базальтового состава. Угол наклона прослоев 18° . Для туфодиатомитов характерна параллельная слоистость, обусловленная чередованием прослоев различного цвета. Встречаются обуглившиеся растительные остатки. Местами скопление их образует прослои мощностью до 20 см (торф). При увеличении содержания пирокластического материала туфодиатомиты переходят в пепловые слоистые туфы.

Интервал 78,80–94,25 м. Туфы литокластические андезито-базальтового состава от псефитовых до агломеративных. Состав: обломки эффузивов средне-основного состава, серого, черного и кирпично-красного цвета размером до 10 см; пемзы серого, желтого и розового цвета раз-

мером 2—3 см. Цемент туфовый алевро-псаммитовой структуры. Местами туфы спекшиеся — агглютинаты.

Интервал 66,75—78,80 м. Псаммитовый слоистый туф грязно-зеленого цвета, содержащий угловатые обломки темно-серых эффузивов и округлые включения желтой пемзы диаметром до 2 см. В конце интервала переходит в алевритовый туф.

Интервал 65,00—66,75 м. Псефоагломератовый туф андезито-базальтового состава буровато-серого цвета. Порода состоит из угловатых обломков серых массивных и светло-серых пемзовидных эффузивов. Реже встречаются обломки кирпично-красной расцветки. В цементе туфового облика псаммитовой размерности часты обломки кристаллов плагиоклаза-лабрадора размером до 1 мм.

Интервал 37,40—65,00 м. Туфодиатомит с включением окатанной гальки серых эффузивов. При увеличении содержания последней приобретает облик вулканомиктового мелкогалечникового конгломерата на диатомовом цементе. Часто туфодиатомиты тонко слоисты за счет изменения цвета прослоев. Иногда слоистость причудливо изогнутая — следы древних оползаний неконсолидированных осадков. Углы падения прослоев составляют 12—65°. Наблюдаются постепенные переходы туфодиатомита в пепловые туфы, вызванные увеличением содержания в породе пирокластического материала до 100%. Туфы содержат мелкие включения обугленных растительных остатков.

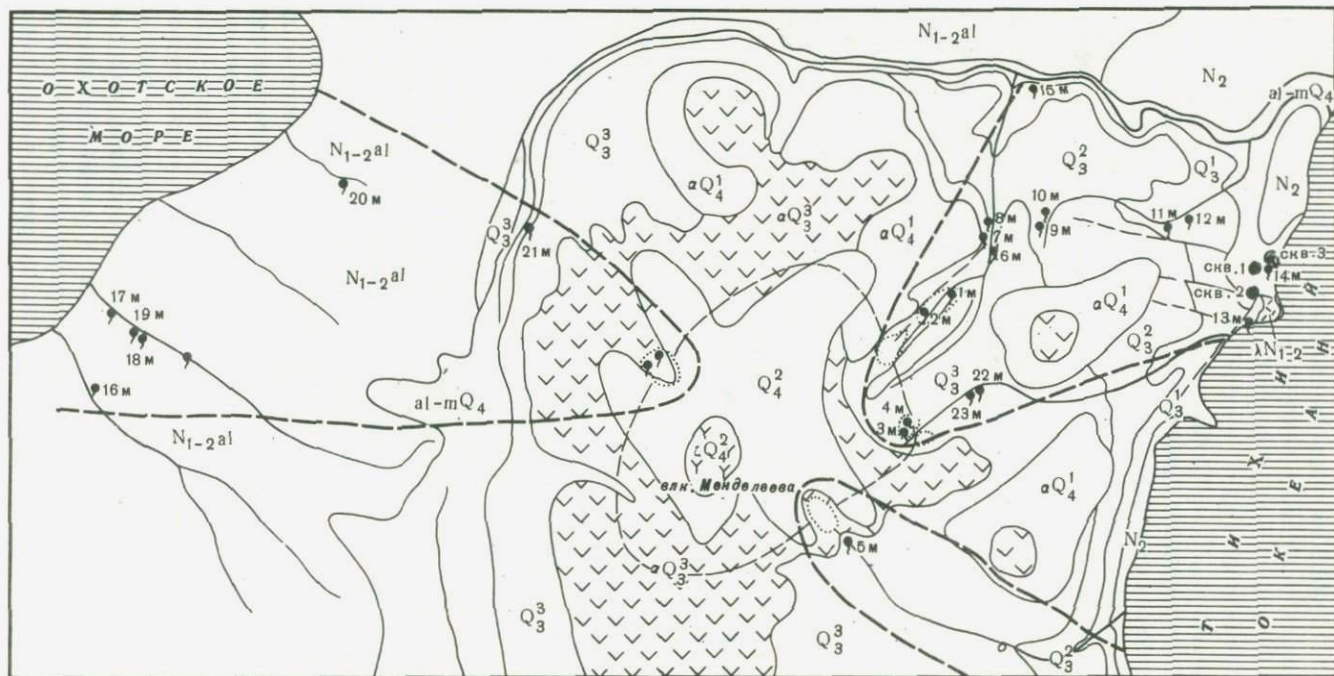
Интервал 27,45—37,40 м. Туфоконгломерат неравномернообломочный. Наряду с галечниковым материалом встречаются крупные обломки размером более 15 см. В обломках — массивные розовато-серые андезито-базальты; форма их полуокатанная или плохо окатанная. Цемент туфоконгломерата песчано-глинистый.

С глубины 30 м туфоконгломерат переходит в вулканомиктовый гравий, содержащий средней степени окатанности гальку андезито-базальтов. К концу интервала гравий сменяется грубозернистым песком с редкими валунами эффузивов.

Интервал 17,80—27,45 м. Псаммо-псефитовые и агломератовые туфы андезито-базальтового состава, переслаивающиеся между собой, мощность прослоев 1,2—1,5 м. Обломки представлены андезито-базальтами от серого до красновато-бурого цвета с массивной и шлаковидной текстурами, пемзой, реже кислыми стекловатыми эффузивами. Встречаются также обломки кристаллов плагиоклаза и пироксена.

Интервал 12,00—17,80 м. Слоистый диатомит. Слоистость вызвана прослоями мощностью до 30 см различного цвета и оттенка: зеленовато-серого, темно-зеленого, светло-серого, фисташково-зеленоватого и др. Излом породы лучистый, блестящий. По всему интервалу туфодиатомиты содержат включения гальки и песчаных частиц. При больших количествах последних породы иногда переходят в разнозернистый песок (интервал 15,50—16,10 м) или галечник (интервал 16,10—16,70 м).

Широкое развитие среди отложений верхнего комплекса туфодиатомитов позволило отобрать многочисленные пробы на диатомовый анализ. Так, из скв. 1 на присутствие диатомовых анализировались образцы с глубин: 131,90 м, 134,90, 109,05—111,65, 61,25—63,85, 51,70—53,70, 49,75—51,70, 41,90—43,99 м. Во всех образцах преобладают, по определе-



ниям В.П. Болдыревой, пресноводные диатомовые при единичных находках следующих морских: *Hyalodiscus* spp, *Thalassiosira Zabelina* Jouse, *Coscinodiscus marginatus* Ehr. Наиболее богатый спектр пресноводных диатомовых встречен в образце с глубины 41,90–43,90 м: *Cyclotella* aff *comta* (Ehr.) Kütz — часто, *Cyclotella* aff. *ocellatae* Pant. — редко, *Cyclotella* spp. — не редко, *Stephanodiscus* aff *astraca* (Ehr.) Yrun. — в массе, *Tragillaria* aff *leptostaurou* (Ehr.) Hust., *Synedra* aff *ulna* (Nitzsch.) Ehn., *Opephora* aff *marthyc* Herib., *Achnanthes* aff *conceolata* (Breb.) Yrun., *Amphora* aff. *ovalis* var *pediculus* Kütz., *Cymbella* sp., *Yomphonema* sp., *Rhopalodia* sp.

По заключению В.П. Болдыревой, состав пресноводных диатомовых характерен для верхнеплиоценовых отложений. Подобные комплексы описаны из верхнеплиоценовых диатомитов Камчатки и Приморья.

В целом для отложений верхнего комплекса отложений месторождения Горячий пляж характерно:

1. Андезито-базальтовый состав вулканогенных образований.
2. Преимущественно пирокластический характер отложений.
3. Наличие прослоев туфодиатомитов, образовавшихся в пресноводных бассейнах.
4. Резкая фациальная изменчивость отложений по простиранию и разрезу.
5. Верхнеплиоценовый возраст отложений.

Верхнеплиоценовые вулканогенные образования андезито-базальтового состава широко распространены почти по всему восточному Тихоокеанскому побережью о-ва Кунашир, где они выделяются в григорьевскую свиту [2, 4].

Ими сложены морские обрывы на месторождении Горячий пляж и далее на север до устья р. Лесной.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВУЛКАНА МЕНДЕЛЕЕВА

Вулкан Менделеева, как и другие вулканы о-ва Кунашир, изучался Е.К. Мархининым [6]. Последующие исследования Г.В. Полунина, М.А. Шпеталенко, В.В. Племы, В.М. Дуничева подтвердили основные положения представлений Е.К. Мархинина, лишь уточнив их в деталях. Новые,

Рис. 6. Схема геологического строения вулкана Менделеева

Голоцен: 1 — аллювиальные и морские осадочные отложения; 2 — дациты экструзивного купола; 3 — пирокластические отложения; 4 — делювиально-пролювиальные отложения

Верхний плейстоцен: 5 — андезиты, андезито-базальты верхней толщи; 6 — пирокласты верхней толщи; 7 — пирокласты средней толщи; 8 — пирокласты нижней толщи

Плиоцен: 9 — глыбово-агломератовые туфы основного состава

Верхний миоцен—плиоцен: 10 — алексинская свита (туфы кислого состава); 11 — липариты экструзивные; 12 — разрывные нарушения достоверные; 13 — разрывные нарушения предполагаемые; 14 — сольфатарное поле; 15 — выход кислых сульфатных вод; 16 — выход кислых сульфатно-хлоридных вод; 17 — выход "щелочных" хлоридно-натриевых вод естественный; 18 — выход "щелочных" хлоридно-натриевых вод искусственный (скважина); 19 — выход гидрокарбонатных вод; 20 — контур сектора разгрузки термальных вод

более подробные, материалы собраны для нижней части разреза четвертичных отложений района вулкана Менделеева. Здесь установлено широкое развитие терригенных отложений, что не совпадает с данными Е.К. Мархинина, который к низам разреза четвертичных отложений относил андезит-базальты.

В геологическом строении вулкана Менделеева и прилегающей к нему территории принимают участие верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения (рис. 6).

Верхний плейстоцен

Верхнеплейстоценовыми отложениями сложена вулканическая постройка и прилегающая к ней с востока прибрежная часть территории. Нижней границей их служит поверхность размыва плиоценовых отложений, верхняя — проводится условно по подошве раннеголоценовых (?) делювиальных отложений, сформировавшихся в результате разрушения верхних лавовых потоков вулкана Менделеева.

По условиям образования верхнеплейстоценовые отложения разделяются на три толщи: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижняя толща

Для нижней толщи характерен терригенный состав осадков, который к северу от мыса Мечникова становится все более вулканогенным. В.М. Дуничев по ручьям Власова, Школьному и другим наблюдал следующий разрез нижней толщи (снизу вверх):

1. Липаритовые сильно сваренные пемзовые туфы (аналогичные туфам среднего комплекса месторождения парогидротерм Горячий Пляж), обнажающиеся в обрывах по Тихоокеанскому побережью, перекрыты конгломератами, представленными слабоокатанной галькой и глыбами темных липаритов, хорошо окатанной галькой гранитоидов и неокатанными обломками сильно сваренных пемзовых туфов липаритового состава. Галька и обломки, количество которых до 60% объема породы, заключены в слабоуплотненном разнозернистом песке. Мощность конгломерата 20–50 см.

2. На конгломерате залегает среднезернистый кварц-титаномагнетитовый песок. Отдельные прослои его сильно обогащены титаномагнетитом (до 80–90%). Мощность таких прослоев достигает 0,5–1 м. Видимая мощность горизонта 5 м.

3. Этот песчаный горизонт перекрывают существенно пемзовые породы андезитового состава — слоистые средне- и крупнозернистые пемзовые песчаники, слабо диагенизированные. Залегание их почти горизонтальное со слабым наклоном в глубь острова. Постепенно они переходят в бурые псефитовые туфы с обломками пемз, черных порфириновых эффузивов. Мощность этой пачки около 50 м.

4. На неровной поверхности туфов залегают слоистые уплотненные илистые глины синеватого цвета с многочисленными тонкими (2–3 см) прослоями лигнита. Вблизи нижнего контакта в глине наблюдается оби-

лие сильно сплюснутых, но хорошо сохранившихся стволов деревьев, ориентированных по напластованию.

Среди уплотненных глин встречаются прослои разнозернистого песка (слабо сцементированного песчаника) из слабоокатанных зерен кварца, плагиоклазов и пироксенов. Слоистость пород косая (озерного типа), не выдержанная по простиранию. Залегание их горизонтальное. Мощность глинистого горизонта более 100 м. От Тихоокеанского побережья в глубину острова по руч. Власова он прослеживается почти на 4 км.

На мысе Мечникова слоистые глинистые отложения, аналогичные описанным выше, залегают на неровной поверхности андезито-базальтов верхнеплиоценового возраста, которые в свою очередь перекрыли древний делювий гранитоидов. Абсолютный возраст гранитоидов о-ва Кунашир, по опеределениям Л.В. Фирсова [7], среднеплиоценовый.

К северу от мыса Мечникова, по данным Г.В. Полунина и М.А. Шпеленко, разрез нижней толщи следующий.

1. На плиоценовых отложениях, представленных андезито-базальтами, залегают хорошо отсортированный крупнозернистый полимиктовый песок серого цвета. Состоит он из хорошо окатанных округлых зерен андезитов (50%), окатанных изометричных, иногда удлиненных зерен пироксена (30%), среднеокатанных зерен плагиоклаза (10%), кварца (5%) и титаномагнетита (5%). Слоистость породы горизонтальная параллельная за счет чередования прослоев средне- и мелкозернистого песка мощностью до 5 см. Переходы между прослоями постепенные. В песке иногда встречаются хорошо окатанные плоские и шаровидные гальки кислых стекол, андезито-базальтов. В нижней части слоя отмечены три прослоя гравия, а в подошве — валуны андезито-базальтов диаметром до 60 см. Мощность слоя около 1,5 м.

2. Переслаивание вулканомиктовых песчаников, туфопесчаников, туфов на песчанистом цементе. Мощность 10 м.

3. Пемзовидный туф андезита псефо-агломератовой структуры. Порода состоит из угловатых обломков пемзы размером до 3—5 см, среднего состава, сцементированных пепловым материалом. Встречаются также угловатые обломки андезита. Мощность 1,5 м.

4. Переслаивание псаммитовых, гравийных и лапиллиевых туфов андезита. Мощность отдельных прослоев от 3 до 50 см. Слоистость горизонтальная. Среди туфов встречаются обломки андезитов размером до 10 см, а также обломки и линзы пемз. Мощность 3 м.

5. Пемзовидный туф андезита. Порода аналогична слою 3. Мощность 5 м.

6. Переслаивание желтовато-бурых и буровато-серых псаммитовых, псефитовых и агломератовых литокластических туфов андезита. Мощность отдельных прослоев от нескольких сантиметров до 2 м. Отмечаются невыдержанные прослои мощностью до 1,80 м светло-желтоватых пемзовидных псефитовых туфов. Слоистость пород горизонтальная.

В районе мыса Менделеева средняя часть слоя включает поток глыбовых андезитов кирпично-красного цвета. Мощность его около 9 м. Общая мощность слоя 23,50 м.

7. Агломератовый литокластический туф андезита темно-серого цвета. Текстура обломков шлаковая. Мощность 3,2 м.

8. Переслаивание желтовато-бурых и буровато-серых псаммитовых, псефитовых и агломератовых туфов андезита. Мощность отдельных прослоев от нескольких сантиметров до 2 м. Слоистость горизонтальная. Мощность слоя 8 м.

В отложениях нижней толщи южнее устья руч. Четверикова Г.В. Полуниным собран, а В.Н. Векшиной определен комплекс диатомовых водорослей, характерный для типично пресноводных средне-, верхнечетвертичных отложений Приморья.

Определение абсолютного возраста двух образцов древесины, отобранных Г.В. Полуниным из основания нижней толщи, произведенное ГИН АН СССР, дало цифру в $39\ 300 \pm 750$ лет. На основании этих данных возраст отложений нижней толщи определяется как верхний плейстоцен.

Средняя толща

Характерная особенность средней в целом туфогенной толщи — наличие многочисленных обломков белой пемзы андезито-дацитового состава.

Наиболее полный разрез средней толщи наблюдается в среднем течении руч. Четверикова.

1. На слоистых темно-серых глинах с редкими маломощными потоками шлаковидных андезитов нижней толщи залегают псефитовые пестроокрашенные туфы. Состоят они из обломков пемз желтоватого, розоватого и серого цвета и темных эффузивов, погруженных в бурый пепловый цемент, количество которого достигает 60% объема породы. В подошве туфы имеют псаммитовую структуру и слабовыраженную горизонтальную слоистость. Мощность слоя 6 м.

2. Переслаивание буровато-серых псаммитовых и псефитовых туфов андезита, слабо сцементированных. От кровли слоя вниз постепенно увеличивается размер обломков. В средней части отмечены два прослоя агломератовых туфов, состоящих из шлаковидных обломков эффузивов черного цвета, мощность по 1,5 м. Мощность слоя 32 м.

3. Псефитовый туф андезито-дацита, состоящий из обломков светлых, сильно пористых пемз и реже — серых эффузивов, сцементированных пепловым материалом. Иногда размеры отдельных обломков эффузивов достигают 15 см. Мощность слоя 17 м.

4. Переслаивание желтовато-бурых псаммитовых и псефитовых туфов андезита с прослоями кислых псефитовых туфов. Последние состоят из обломков пемзы размерами от 1—3 до 7—8 см (75% объема кластического материала) и серых эффузивов, цементом для которых служит кислый пепловый материал. Мощность прослоев туфов андезита 5—30 см, кислых туфов — до 1,7 м. Мощность слоя более 10 м. Общая мощность рассмотренного разреза более 75 м.

Приведенный разрез характерен для прибрежной полосы развития отложений средней толщи. К западу от нее характер разреза средней толщи становится несколько иным. Так, к северо-западу от руч. Лечебного из разреза средней толщи постепенно исчезают прослои псаммо-псе-

фитовых туфов андезита, и толща здесь представлена однородной пачкой нечетко переслаивающихся псефитовых туфов желтовато-бурого цвета, включающих до 50% округлых обломков белой пемзы размером 5—8 см. В этом же направлении уменьшается мощность отложений средней толщи. Уже в нижнем течении руч. Кислого мощность ее составляет 40 м, а еще дальше на северо-запад на левом берегу р. Лесной отложения средней толщи примыкают к среднеплиоценовым пемзовым сваренным туфам горы Отдельной, уменьшаясь в мощности до нуля.

Верхняя толща

Отложения этой толщи представлены в нижних частях разреза переслаивающимися туфами андезита различного гранулометрического состава, в средней — глыбово-агломератовыми и псефитовыми туфами и исключительно андезитами и андезито-базальтами — в верхней (табл. 4).

Наиболее полный разрез верхней толщи наблюдается по руч. Четверикова вверх от большого трехступенчатого водопада до юго-восточного сольфатарного поля. Нижней границей верхней толщи служит подошва пачки глыбово-агломератовых туфов андезита, залегающих в подножии вулканического конуса выше переслаивающихся кислых псефитовых туфов средней толщи.

1. Глыбово-агломератовый туф андезита черного цвета. Состоит из обломков плотного и шлаковидного андезита размерами от 3—5 см до 1,5 м, сцементированных алевро-псаммитовыми обломками кристаллов, эффузивов и пепловыми частицами. Мощность 7 м.

2. Переслаивание алевритовых и псаммитовых туфов андезитового состава. Мощность отдельных прослоев от 5 до 30 см. Мощность слоя 4 м.

3. Псаммитовые зеленовато-серые туфы андезита однородные, крепкие, с примесью до 20% обломков андезитов размерами 1—5 см. Мощность около 20 м.

4. Псефитовые и агломератовые туфы андезита бурого цвета, переслаивающиеся между собой. Мощность 12 м.

5. Псаммитовый туф андезита. Цвет его бурый. В туфе встречаются прослои грубозернистых песков, за счет которых породы приобретают горизонтальную слоистость. Среди туфов встречаются глыбы андезитов размерами до 1 м. Мощность слоя 30 м.

Выше обнажается средняя пачка верхней толщи.

6. Глыбово-агломератовые туфы андезита, представленные крупными (до 60 см) округлыми глыбами пористых андезитов темно-серых и кирпично-красных, сцементированных темно-серым псаммитовым материалом. Включают небольшой поток андезитовых кластолов с невыдержанной мощностью (до 3 м). Породы слабо аргиллитизированы и лимонитизированы. Мощность около 50 м.

7. Псефитовые туфы светло-серые, книзу переходящие в пепловые. На контакте со слоем 6 туфы сваренные — наблюдается столбчатая отдельность. Мощность 5 м.

Таблица 4

Химический состав пород вулкана Менделеева

Окисел	110А	812	640	52652	305	79	
SiO ₂	56,20	56,66	53,97	58,43	52,27	54,20	
TiO ₂	0,63	1,59	1,59	0,77	0,80	0,56	
Al ₂ O ₃	17,30	15,14	15,91	15,80	16,91	22,01	
Fe ₂ O ₃	4,54	2,27	1,36	6,92	3,84	2,17	
FeO	4,82	7,04	8,62	2,00	6,58	4,90	
MnO	0,12	0,13	0,19	0,18	0,21	0,14	
MgO	3,55	4,97	5,94	3,44	4,94	2,79	
CaO	8,20	9,31	9,81	7,43	10,24	9,04	
Na ₂ O	2,60	2,78	2,52	2,90	2,10	2,36	
K ₂ O	0,40	0,30	0,30	0,55	0,69	1,20	
P ₂ O ₅	—	0,05	0,02	0,13	0,06	—	
П.п.п.	1,40	—	—	0,96	1,19	1,60	
Сумма	99,76	100,24	99,83	99,51	99,83	100,97	
a	6,6	6,5	5,9	7,4	5,7	7,6	
c	8,9	6,8	7,8	7,2	8,9	11,9	
e	16,8	21,4	24,0	16,4	22,7	13,0	
S	67,7	65,3	62,3	69,0	62,7	67,5	
a'	—	—	—	—	—	5	
f'	53	40	40	50	44	55	
m'	38	39	42	36	38	40	
c'	9	21	18	14	18	—	
л	91	94	93	90	80	75	

Обр. 110А — андезито-базальт нижней толщи, данные Е.К. Мархинина [6]; обр. 812 — андезито-базальт верхней толщи; обр. 640 — андезито-базальт верхней толщи; обр. 352652 — андезит верхней толщи, данные Г.С. Горшкова [9]; обр. 305 — андезито-базальт верхней толщи, данные Е.К. Мархинина [6]; обр. 79 — андезито-базальт верхней толщи, данные Е.К. Мархинина [6]; обр. 292 — андезито-базальт из гомогенного включения в дацитовом куполе, данные Е.К. Мархинина [6]; обр. 34 — андезито-базальт верхней толщи, данные Е.К. Мархинина [6]; обр. 36 — квар-

8. Глыбово-агломератовые туфы андезита темно-серые и кирпично-красные пористые, местами шлаковидные. Встречаются обломки алливалитового (оливин-плагиоклазового) состава. Грубообломочные образования содержат прослои псефитовых туфов мощностью 0,3–0,5 м. Падение пород на юго-восток под углами 5–10°. Мощность около 40 м.

Выше обнажаются лавы верхней пачки верхней толщи.

9. Андезито-базальт порфировый светло-серый массивный. Под микроскопом видно, что порода состоит из основной массы андезитовой структуры, в которую погружены вкрапленники плагиоклаза № 60, ромбического и моноклинного пироксена и оливина. Вкрапленники составляют около 25% объема породы.

На сольфатарном поле андезито-базальты изменены до опалитов и аргиллитов.

	292	34	36	52651А	443	1202	1202а
	55,58	56,00	61,80	65,30	69,25	39,08	38,83
	0,84	0,64	0,30	1,22	0,47	2,25	0,96
	15,86	17,66	20,29	15,84	14,10	16,30	22,60
	4,98	1,02	1,43	3,08	3,00	10,83	12,07
	5,59	6,78	4,12	2,40	1,26	4,67	1,33
	0,23	0,15	0,12	0,14	0,11	0,13	0,11
	3,91	4,80	1,89	1,70	0,94	11,70	11,11
	7,84	9,00	5,96	5,12	4,07	12,92	11,12
	3,51	2,68	3,18	3,70	4,21	0,70	0,67
	0,57	1,34	0,61	1,65	1,40	0,24	0,07
	0,08	—	—	0,09	0,12	0,17	0,11
	0,45	0,49	0,50	0,24	0,76	1,00	1,00
	99,44	100,56	100,20	100,48	99,69	99,99	99,98
	8,6	8,0	8,0	10,6	11,1	1,8	1,8
	6,5	8,0	7,4	5,4	3,7	12,1	14,7
	19,9	19,1	13,3	8,0	7,9	38,1	34,7
	65,0	64,9	71,3	76,0	77,3	48,0	48,8
	—	—	35	—	—	—	10
	50	41	40	52	66	37	36
	34	43	25	36	20	53	54
	16	16	—	11	14	10	—
	90	76	90	78	82	85	92

цевый дацит, содержащий оливин, экструзивного купола, данные Е.К. Мархинина [6]; обр. 52651А — дацит экструзивного купола, данные Г.С. Горшкова [9]; обр. 443 — дацит экструзивного купола; 1202 — обломок алливалитового состава из туфа верхней толщи; обр. 1202а — обломок алливалитового состава из туфа верхней толщи.

Анализы выполнены в химической лаборатории Сахалинского территориального геологического управления.

Общая мощность пирокластической части верхней толщи в районе руч. Четверикова около 250 м, а эффузивов — 150 м, т.е. видимая мощность верхней толщи здесь около 400 м. В направлении к вулканическому центру она увеличивается до 600–700 м.

Голоцен

Ранний голоцен (?)

На склонах верхней части вулканической постройки широко распространены делювиально-пролювиальные отложения, мощность которых местами достигает 10 м. Они мощным шлейфом окружают останцы лавовых потоков верхней толщи. Представлены эти отложения угловатыми

обломками и глыбами андезито-базальтов, заключенными в буром супесчано-глинистом заполнителе, иногда обогащенным гумифицированными растительными остатками. Среди грубообломочного угловатого материала местами встречаются прослои конгломерата из полуокатанных обломков, сцементированных бурыми гидроокислами железа. Залегают такие отложения на плоских водораздельных поверхностях, по мнению Г.В. Полунина, представлявших в свое время днища широких долин, в которых происходило накопление пролювиального материала.

Поздний голоцен

К вулканогенным образованиям этого возраста относятся продукты последнего эксплозивного извержения вулкана Менделеева. Они покрывают широким плащом верхнюю часть вулканической постройки, включая и делювиально-пролювиальные отложения, однако лишь на незначительной территории, прилегающей к экструзивному куполу, их мощность превышает 0,5 м.

В направлении к куполу мощность их быстро возрастает. Уже в 1 км от него видимая мощность рыхлых пирокластических отложений (тефры) превышает 10 м, а непосредственно у купола достигает 50 м.

Отложения представлены обломками пористых пемзовидных дацитов, содержащих вкрапленники крупных (до 4 мм) дипирамидальных кристаллов кварца и изометричные или таблитчатые кристаллы плагиоклаза. По гранулометрическому составу выделяются: вулканический песок, вулканический гравий, лапилли и вулканические глыбы. Величина обломков постепенно возрастает по мере приближения к экструзивному куполу.

В средней части поля развития тефры видно, что в отложениях ее можно выделить два прослоя более грубозернистого материала, разделенных прослоем в 10–15 см серого вулканического песка.

Кроме пемзовидных дацитов в обломках встречаются плотные темно-серые дациты, аналогичные породам, слагающим экструзивный купол. Они детально описаны Е.К. Мархининым [8], определившим их как кварцево-оливиновые дациты.

По данным Г.С. Горшкова [9], возраст купола голоценовый. Радиоуглеродная датировка растительных остатков из-под отложений тефры, связанной с формированием экструзивного купола, дала их возраст 4200 лет.

Таким образом, имеющийся фактический материал по геологическому строению вулкана Менделеева позволяет сделать следующие краткие выводы.

1. Вулканогенные образования вулкана Менделеева залегают на существенно терригенной глинистой толще озерного происхождения, возраст которой по радиоуглеродной датировке образцов древесины составляет 39100 ± 750 лет, т.е. верхнеплейстоценовый. Тем самым устанавливается сравнительно молодой возраст вулкана Менделеева.

2. Вулканогенные образования вулкана Менделеева имеют преимущественно андезито-базальтовый состав, лишь последний экструзивный купол сложен дацитом.

Породы верхнего миоцена-плиоцена, слагающие фундамент вулкана Менделеева, характеризуются слабой тектонической нарушенностью. Как видно из разрезов, по скв. 8, 1, 3 (см. рис. 5) мощность отложений верхнего комплекса увеличивается с запада на восток. Такое же падение имеют кровля отложений среднего комплекса и прослой туффитов этого комплекса. Вероятно, это синклиальная структура, ось которой параллельна современной береговой тихоокеанской линии и проходит от нее несколько восточнее. Однако такой вывод не подтверждается характером отложений верхнего комплекса.

В самой западной из пробуренных скважин (скв. 8) породы верхнего комплекса представлены псефитовыми и пепловыми туфами, местами спекшимися. Еще западнее, по дороге Южно-Курильск — Менделеево у подножия горы Отдельной, можно наблюдать, как кислые пемзовые сваренные туфы перекрываются агглютинатами основного состава буро-красного цвета. Далее на восток (скв. 1) низы разреза верхнего комплекса сложены переслаивающимися между собой пепловыми туфами и туффитами, а еще восточнее, в скв. 3, вскрыты туфоконгломераты, туффиты. Такой характер смены фаций осадконакопления свидетельствует о существовании в верхнем плиоцене к востоку от современной береговой линии прогиба, который заполнялся продуктами вулканической деятельности основного состава. Рельеф прогиба был неровный с возвышавшимися обелисками кислого состава, один из которых — современный мыс Горячий. Проявлений складчатых движений среди верхнемиоцен-плиоценовых отложений не установлено, подтверждением чему служит также горизонтальное залегание морских слоистых отложений нижнего комплекса. В отложениях фундамента более развиты разрывные нарушения.

Буровыми работами установлены значительные различия северной и южной частей месторождения Горячий Пляж. Они настолько существенны, что указывают на различные условия их геологического развития. Так, в южной части месторождения (скв. 5) вскрыто три толщи лаво-подобных пород липарито-дацитового состава (SiO_2 68%), а в северной (скв. 3, 4, 7) — лишь одна, причем состав ее липаритовый (SiO_2 70%). В то время как в северной части месторождения туфы среднего комплекса большей частью пемзовые, сваренные, в южной они почти полностью слоистые аллохтонные до туффитов (см. рис. 4). Мощность верхнего комплекса по скв. 5 составляет 165,4 м, среднего — более 440 м, но по соседней с ней скв. 7 эти цифры соответственно равны 285 и 294 м.

Различия в петрохимических характеристиках продуктов вулканизма обеих частей месторождения, их мощностях и условиях осадконакопления не могут быть объяснены сменой фаций. Они позволяют считать северную и южную части месторождения тектоническими блоками (северным и южным), различно развивавшимися во времени, разделенными поперечным (широтным) разломом. Он протягивается поперек острова до Охотского побережья, где в береговом обрыве фиксируется зоной дроб-

ления ожелезненных пород шириной до 20 м, разделяющей лавоподобные породы мыса Столбчатого и пемзовые отложения оз. Алигер (см. рис. 1).

Е.К. Мархинин (10), С.С. Сидоров (11) и другие выделяли на месторождении Горячий Пляж разлом, проходящий вдоль берега Тихого океана. Он фиксируется многочисленными естественными проявлениями термальных вод и пара, трещинами того же простирания, особенно хорошо видными в бенче при сильных отливах, аномальным термальным полем. При буровых работах было выяснено, что в северном блоке этот разлом осложняется серией диагональных разломов, сопровождающихся зонами трещиноватости. Они являются основными водонасыщенными зонами месторождения, и от того, как часто и на какой глубине скважины вскрывали эти зоны дробления, зависел их дебит и вообще выход на поверхность пароводяной смеси.

Все диагональные разломы имеют южное падение с углами от 50 до 80°. Мощность зон дробления, их сопровождающих, составляет от первых до 40—50 м. Каких-либо значительных перемещений блоков по трещинам отрыва не установлено. Большинство термальных источников Горячего Пляжа приурочено к местам выходов диагональных разломов на дневную поверхность, особенно к пересечениям их с продольным (береговым) разломом.

В процессе бурения при пересечении зон трещиноватости, сопровождающих диагональные разломы, наблюдалось поглощение промысловой жидкости и увеличивалась ее температура, уменьшался выход керна, а поднимаемый был сильно трещиноватый или имел вид брекчии. Иногда происходил выброс пароводяной смеси.

Таблица 5

Состав сольфатарных газов вулкана Менделеева (объемн. %)

Время взятия пробы	Температура, °С	HCl	SO ₂	H ₂ S	CO ₂
Северо-западное сольфатарное поле					
1 18.06.1960 г.	100	0,26	0,06	5,69	88,05
Северо-восточное сольфатарное поле					
2 11.06.1960 г.	99	0,17	0,04	2,01	78,25
3 16.06.1960 г.	99	0,54	0,11	4,89	88,75
4 17.06.1960 г.	100	0,41	0,05	5,43	77,51
5 19.10.1962 г.	90	0,24	0,02	33,65	46,28
Верхнее Северо-восточное сольфатарное поле					
6 26.07.1977 г.	98	Не опр.	0,06	19,55	13,70
Нижнее Северо-восточное сольфатарное поле					
7 27.08.1977 г.	98	Не опр.	0,05	36,53	46,60

1—5 — по материалам Л.Г. Вороновой и С.С. Сидорова [11], 6—7 — аналитик

Для постройки вулкана Менделеева Е.К. Мархинин [6] считает характерными кольцевой и радиальные разломы. С кольцевым разломом связывается образование всех четырех сольфатарных полей вулкана, которые расположены примерно на равной высоте (350—400 м), полукольцом окружая с севера верхнюю часть вулканической постройки.

Из радиальных наиболее достоверный разлом северо-восточного направления района руч. Кислый. О его существовании свидетельствуют прямолинейный характер руч. Кислый в его верхнем течении, имеющиеся там многочисленные сольфатарные проявления, а также расположенные в среднем и нижнем течении ручья источники термальных вод.

СОЛЬФАТАРНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

На склонах вулкана расположены четыре действующих сольфатарных поля: Северо-западное, Северо-восточное, Восточное и Юго-восточное по отношению к дацитовому куполу-вершине вулкана Менделеева. Северо-западное поле находится в верховьях безымянного правого притока р. Лесной, впадающего в нее там, где она меняет направление с меридионального на широтное. Северо-восточное поле, наиболее крупное по площади, расположено в верхнем течении руч. Кислого, причем действующие газовые струи выходят на двух разобщенных участках вдоль ручья. Сравнительно небольшое Восточное поле находится в верхней части долины руч. Лечебного, а Юго-восточное сольфатарное поле — в верховьях руч. Четверикова. Все сольфатарные поля расположены в пределах распространения верхней толщи на примерно одинаковой высоте — 350—400 м и, по предположению Е.К. Мархинина [6], приурочены к кольце-

CO	H ₂	CH ₄	O ₂	N ₂ + редкие	$\frac{O_2}{N_2}$	H ₂ O, г/л
Северо-западное сольфатарное поле						
0,25	0,44	0,20	0,64	4,41	0,14	16,04
Северо-восточное сольфатарное поле						
0,09	0,09	0,23	0,94	18,18	0,05	6,09
—	0,25	0,35	0,86	4,25	0,14	16,08
0,25	0,10	0,25	1,00	15,00	0,01	23,44
—	—	0,10	1,19	18,52	0,06	17,48
Верхнее Северо-восточное сольфатарное поле						
Не обн.	Не обн.	0,90	15,37	50,42	0,30	20,80
Нижнее Северо-восточное сольфатарное поле						
Не обн.	Не обн.	0,45	3,82	12,55	0,30	22,10

И.Б. Игнатъева (ИГЕМ АН СССР).

Таблица 6

Химический состав конденсатов сольфатарных газов [12]

Компо- нент	Северо-западное соль- фатарное поле (проба 16, t 98°, pH 3,46)		Северо-восточное соль- фатарное поле (проба 15, t 98°, pH 5,65)		Юго-восточное соль- фатарное поле (про- ба 13, t ±98°, pH 2,56)	
	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л
H ⁺	—	—	—	—	2,76	2,76
K ⁺	—	—	65,40	1,67	63,70	1,62
Na ⁺	0,3	—	Не опр.	—	—	—
NH ₄ ⁺	2,0	0,10	Сл.	—	0,20	0,01
Ca ²⁺	41,20	2,05	201,80	10,06	164,80	8,22
Mg ²⁺	15,70	1,21	35,30	2,90	16,50	1,36
Fe ²⁺	—	—	Не обн.	—	Не обн.	—
Fe ³⁺	1,0	0,04	—	—	26,00	0,70
Al ³⁺						
Сумма катио- нов	60,20	3,74	330,30	15,39	273,30	14,66
Cl ⁻	6,60	0,18	Сл.	—	Сл.	—
HSO ₄ ⁻	0,90	0,01	—	—	10,60	0,11
SO ₄ ²⁻	80,90	1,68	49,30	1,02	76,70	1,59
Сумма анио- нов	88,4	11,87	49,30	1,02	87,30	1,70
H ₂ SiO ₃	12,80	—	62,20	—	20,70	—
HBO ₂	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—
Общая минера- лизация	161,40	—	442,0	—	381,90	—

вому разлому. Подробное описание этих полей дается в ряде работ [12, 13, 14].

Для этих полей характерны многочисленные слабые рассредоточенные выходы парогазовых струй. Исключение составляет только Северо-западное поле с двумя мощными сольфатарами. В последние годы температура большинства сольфатар составляет 99–100°, в некоторых случаях опускаясь до 85–90° С. Однако еще сравнительно недавно отмечались температуры выше точки кипения воды. В начале 50-х годов температура мощных струй на Северо-западном поле была 111 и 122° С.

Для газов вулкана Менделеева характерна резко подчиненная роль HCl и SO₂ по сравнению с H₂S (табл. 5).

Конденсаты сольфатарных газов кислые, по данным С.И. Набоко и Е.П. Рябичкиной, и слабокислые, согласно С.С. Сидорову. Химический

Таблица 7

Химический состав конденсатов сольфатарных газов

Компонент	1		2		3	
	Северо-восточное сольфатарное поле (t 98°, pH 4,72)		Верхнее Северо-восточное сольфатарное поле, отобрано сентябрь 1976 г. (t 98°, pH 5,3)		Верхнее Северо-восточное сольфатарное поле, отобрано сентябрь 1976 г. (t 95°, pH 4,80)	
	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л
H ⁺	1,50	1,49	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
K ⁺	11,30	0,29	0,84	0,02	0,50	0,01
Na ⁺	18,30	0,78	1,95	0,08	0,77	0,03
NH ₄ ⁺	0,10	0,01	Не опр.	—	Не опр.	—
Ca ²⁺	10,00	0,50	0,80	0,04	0,80	0,04
Mg ²⁺	9,60	0,79	2,43	0,20	1,46	0,12
Fe ²⁺	Не обн.	Не опр.	0,25	0,01	0,32	0,01
Fe ³⁺	Не опр.	"	Не обн.	Не опр.	Не обн.	—
Al ³⁺	0,10	"	0,09	0,01	0,09	0,01
Сумма катионов	50,20	3,87	6,36	0,36	3,94	0,22
HCO ₃ ⁻	—	Не опр.	—	—	Не опр.	Не опр.
CO ₃ ²⁻	—	"	—	—	"	"
Cl ⁻	50,10	1,42	2,24	0,06	2,24	0,06
F ⁻	—	Не опр.	0,35	0,02	0,88	0,04
SO ₄ ²⁻	61,70	1,29	16,46	0,34	8,23	0,17
Сумма анионов	111,80	2,71	19,05	0,42	11,35	0,27
H ₄ SiO ₄	12,80	—	Не опр.	—	Не опр.	—
H ₃ BO ₃	Не обн.	—	"	—	2,50	—
H ₃ AsO ₃	"	—	0,026	—	0,042	—
CO ₂ св.	"	—	Не опр.	—	Не опр.	—
H ₂ S св.	"	—	"	—	"	—
Общая минерализация	175,50	—	25,41	—	17,81	—

1 — по материалам Л.Г. Вороновой и С.С. Сидорову [11], 2, 3 — аналитик И.Б. Никитина (ИГЕМ АН СССР).

Таблица 8

Химический состав конденсатов сольфатар вулкана Менделеева

Компонент	Северо-восточное верхнее сольфатарное поле (t 98°, pH 2,35, μ 0,0085)		Северо-восточное нижнее сольфатарное поле (t 98°, pH 3,04, μ 0,002)	
	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л
H ⁺	4,95	4,91	0,97	0,96
Li ⁺	<0,0008	—	<0,0008	—
Rb ⁺	<0,05	—	<0,05	—
Cs ⁺	<0,02	—	<0,02	—
K ⁺	0,43	0,01	0,36	0,01
Na ⁺	0,54	0,02	0,38	0,02
NH ₄ ⁺	Не опр.	—	Не опр.	—
Ca ²⁺	3,41	0,17	2,61	0,13
Mg ²⁺	0,73	0,06	0,36	0,03
Ba ²⁺	0,18	0,003	0,11	0,002
Sr ²⁺	0,014	—	0,072	0,002
Mn ²⁺	0,20	0,007	0,20	0,007
Fe ²⁺	0,80	0,03	0,70	0,03
Fe ³⁺	Не опр.	—	Не опр.	—
Al ³⁺	0,53	0,06	0,26	0,03
Zn ²⁺	Не обн.	—	Не обн.	—
Pb ²⁺	"	—	"	—
Cu ²⁺	"	—	"	—
Cd ²⁺	"	—	"	—
Tl ³⁺	"	—	"	—
Сумма катионов	11,78	5,27	5,76	1,22
Cl ⁻	3,49	0,098	1,74	0,049
F ⁻	0,25	0,010	<0,10	—
Br ⁻	Не обн.	—	Не обн.	—
I ⁻	"	—	"	—
HSO ₄ ⁻	61,11	0,63	3,88	0,014
SO ₄ ²⁻	209,41	4,36	56,20	1,17
HPO ₄ ²⁻	Не обн.	—	Не опр.	—
Сумма анионов	274,26	5,10	61,82	1,26
H ₄ SiO ₄	8,8	—	8,8	—
H ₃ BO ₃	1,47	—	1,67	—
Общая минерализация	296,31	—	78,05	—

Аналитик И.Б. Никитина, пробы отобраны в июле 1977 г.

состав конденсатов представлен в табл. 6–8. В приведенных С.С. Сидоровым результатах анализа определенная концентрация иона водорода не соответствует величине рН. По-видимому, конденсат, действительно, более кислый ($\text{pH} \sim 3$).

Выходы парогазовых струй инкрустированы лимонно-желтыми кристаллами самородной серы. Около более крупных выходов образуются серные бугры. Сольфатарная сера содержит примесь ртути (около $10^{-4}\%$) [15]. По мнению этих исследователей, вулкан Менделеева характеризуется максимальным для Курило-Камчатской зоны содержанием ртути в сольфатарных газах.

ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Среди термальных вод вулкана Менделеева выделяются все три основных типа вод вулканического происхождения: кислые сульфатные, кислые сульфатно-хлоридные и щелочные хлоридно-натриевые. Кроме того, здесь встречаются термальные гидрокарбонатные воды. Однако последние ввиду чрезвычайно ограниченного распространения по сравнению с водами первых трех типов играют резко подчиненную роль.

Основным объектом наших исследований явились кислые сульфатно-хлоридные гидротермы, изучение других типов носило подчиненный характер.

МЕТОДЫ АНАЛИЗА КИСЛЫХ И УЛЬТРАКИСЛЫХ ВОД

Аналитическая химия минерализованных ультракислых вод довольно сложна и специфична. С особой ответственностью надо подходить к измерению pH, определению концентрации H^+ -иона, так как водород-ион не только входит в сумму катионов, но на основании его концентрации, величины ионной силы и констант диссоциации серной кислоты первой и второй ступеней рассчитываются концентрации $FeOH^{2+}$ и HSO_4^- -ионов, что не менее важно для анионно-катионного баланса.

Для вод с небольшим содержанием Fe^{3+} (1–5 мг/л) концентрация водородного иона с несколько меньшей степенью точности может быть определена прямым титрованием 0,1н раствором щелочи по метилоранжу.

Применяемые нами методы и точность определения компонентов в кислых и ультракислых водах приведены в табл. 9.

Для измерения pH непосредственно у водопункта использовался потенциометр ППМ-03М1, в схему которого были внесены некоторые изменения, связанные с измерением pH при высоких температурах и соответственно с применением электродов марки ЭВЛ-1М3 (электрод сравнения) и ЭСЛ-11г-04/05 вместо комбинированного электрода ЭСКЛ-01М. Прибор градуировался по буферным растворам при различных температурах. Градуировочные графики строились в координатах мв—pH и проверялись один-два раза в неделю, а также непосредственно перед работой.

В стационарной лаборатории pH измерялся на pH-метре марки pH-340, максимальное расхождение между полевым и лабораторным замером составляло 0,1 единицы.

Таблица 9

Методы и точность определения компонентов в ультракислых водах

Компонент	Содержание, мг/л	Метод определения	Абсолютная ошибка, мг/л
pH	0,2—2,5	Потенциометрический	0,02—0,05
Fe ²⁺	30—500	Колориметрический с α, α' -дипиридиллом	1—10
Fe ³⁺	0, n—20	Колориметрический с KCNS	0,05—2
H ₂ S	0,5—200	Осаждение Cd(CH ₃ COO) ₂ ; объемный иодометрический метод	0,5—10
Cl ⁻	10—2000	Объемный аргентометрический с роданидом	1—20
SO ₄ ²⁻	20—2000	Объемный с нитрохромазо; весовой	5—10
H ₂ P O ₄ ⁻	2—10	Фотоколориметрический по синему Р-Мо-комплексу	0,1—1
F ⁻	0,1—25	Фотоколориметрический с ализарин-комплексом	0,05—0,5
H ₃ BO ₃	0,5—150	Объемный и фотоколориметрический с кармином	5—10 (объем.) 0,1—0,5 (колич.)
H ₄ SiO ₄	100—600	Спектрофотометрический по синему Si-Мо-комплексу	5—25
Al	0, n—250	Спектрофотометрический с антразохромом	0,2—10
Fe общ.	5—600	Спектрофотометрический с α, α' -дипиридиллом	0,5—5
Ca ²⁺	20—150	Трилонометрический	0,5—5
Mg ²⁺	4—70		
Mn ²⁺	0,5—40	Фотоколориметрический из сухого остатка	0,2—0,5
Zn ²⁺	0,0 n—20	Колориметрический с дитизоном	0,001 (в пробе)
Pb ²⁺	0,0 n—3	Колориметрический с дитизоном и KCN	0,0005 (в пробе)
Cu ²⁺	0,0 n—3	Колориметрический с диэтилдитиокарбама-том свинца	0,0005 (в пробе)
As	0,05—10	Колориметрический с Hg Cl ₂ бумагой и гипофосфитный	0,05—0,5

Таблица 9 (окончание)

Компонент	Содержание, мг/л	Метод определения	Абсолютная ошибка, мг/л
Sb	0,003—1	Фотоколориметрический с бриллиантовым зеленым	0,001—0,005 (в пробе)
Tl	0,005—0,015	Фотоколориметрический с метилфиолетом	0,001—0,002 (в пробе)

Концентрация двух- и трехвалентного железа также определялась у водопункта методом визуальной колориметрии в цилиндрах Генера: Fe^{+2} с α, α' -дипиридиллом, Fe^{3+} — с роданидом калия. Полевые определения контролировались данными лабораторных определений общего содержания железа. При этом расхождения между определениями в поле и в лаборатории составляли 2—5 мг/л.

Для кислых вод с высоким содержанием Cl^- -иона для определения последнего предпочтительный — аргентометрический метод с роданидом аммония [6]. Можно пользоваться и меркуриметрическим методом, но при очень высоких содержаниях железа (1—1,5 г/л) переход окраски недостаточно четкий. В этом случае рекомендуется разбавлять титруемую пробу до 25 мл (а иногда до 50 мл) водой.

Сульфат-ион чаще всего определялся весовым методом. Для меньшего влияния железа пробы воды необходимо разбавлять в 20—25 раз. Не менее точный, но более производительный объемный метод определения сульфатов с нитрохромазо в качестве индикатора [17]. Последний метод особенно удобен в полустационарных условиях. Кроме того, он дает возможность совмещать определение SO_4^{2-} -иона и бора объемным методом после пропускания пробы воды через катионит.

Для определения фосфат-ионов использовался фотоколориметрический метод¹ по окраске синего фосфорно-молибденового комплекса. Мешающее влияние кремния устранялось отгонкой с фтористоводородной кислотой, а мышьяка — отгонкой с бромистоводородной кислотой.

Определение фтора основано на окрашивании в фиолетовый цвет тройного комплексного соединения р.з.э., иона фтора и ализаринкомплексона [18, 19]. Для вод, содержащих в незначительных количествах алюминий, железо, медь, никель, цинк, свинец, применение этого метода не требует дополнительных аналитических операций. При определении фтора в кислых водах необходимо двукратное отделение указанных элементов — осаждение содой, а затем переосаждение аммиаком или же гидролитическое упаривание с углекислым аммонием. В некоторых случаях, а также для контроля приходится прибегать к отгонке фтора.

¹ Этот метод применяется в ЦХЛ ИГЕМ для определения фосфора в силикатах.

Чувствительность метода 5 мкг F в пробе. Определение фтора с помощью селективных электродов, по-видимому, не пригодно для этих вод, вследствие закомплексованности его с алюминием: 2–3 мг Al занижают содержание F на 60%.

Определение H_3BO_3 в количестве от 50 до 150 мг/л (и выше) проводилось объемным методом с предварительным отделением мешающих элементов осаждением или отделением на катионите. При содержании бора меньше 25 мг/л лучше применять колориметрический карминовый метод.

Определение H_4SiO_4 проводилось спектрофотометрически по синему Si-Mo-комплексу. Необходимым условием правильности определения является создание pH 1,5–2,0 при получении желтого Si-Mo-комплекса. В качестве восстановителя применялся раствор метала с сульфитом натрия. Учитывалось возможное наличие в природных водах полимерных форм кремнекислоты. Их разрушение проводилось сплавлением сухого остатка с содой, чувствительность 0,2 мг/л. Натрий, калий, литий, рубидий, цезий определялись методом спектрофотометрии пламени. Определения выполнялись в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР под руководством Г.Е. Каленчук. Точность определения составляет: для Na^+ – 5%, для K^+ – 2%, для Li^+ , Rb^+ , Cs^+ – 2–5% (относительных), чувствительность для Li^+ – 0,05, Rb^+ , Cs^+ – 0,10 мг/л.

Для определения кальция и магния в ультракислых водах необходимо предварительное отделение всех мешающих определению трилоном элементов путем осаждения их (иногда двукратным) с диэтилдитиокарбаматом натрия.

Определение стронция и бария проводилось методом атомной адсорбции в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР группой, руководимой Г.Е. Каленчук, с точностью 5%; чувствительность для Ba^{2+} – 0,15 мг/л, для Sr^{2+} – 0,05 мг/л.

В основу определения алюминия положена методика, применяемая при анализе силикатных пород и минералов [20], в которую были внесены изменения и дополнения, необходимые при анализе вод сложного химического состава; определение алюминия проводилось с учетом присутствия больших количеств железа, фтора, сульфата. Чувствительность 5 мкг Al в пробе (аликвоте).

Общее содержание железа определялось спектрофотометрически с α, α' -дипиридилем. В варианте указанный метод отличается высокой избирательностью, чувствительностью (0,02 мг/л) и производительностью.

Свинец и цинк определялись колориметрически дитизионовым методом [21]. Мешающее влияние больших количеств железа при определении свинца устранялось путем экстракции дитизионом суммы металлов без добавления цианистого калия с последующей отмывкой экстракта слабым раствором KCN, лучше же применять экстракцию – реэкстракцию-экстракцию с последующим использованием цианистого калия для маскировки меди, цинка, кадмия, кобальта, никеля, при этом висмут, индий и таллий не маскируются. Чувствительность метода 0,5 мкг Pb (Zn) в пробе, относительная ошибка определения $\pm 10\%$.

Для определения меди использовался колориметрический метод с диэтилдитиокарбаматом свинца с чувствительностью 0,2 мкг в пробе, относительная ошибка $\pm 10\%$.

При содержании мышьяка до 4 мг/л применялся колориметрический метод, основанный на образовании желто-коричневой окраски на сулемовой бумаге соединений $\text{As}(\text{HgJ})_3$ [16]. Чувствительность метода 10 мкг/л, относительная ошибка не превышает 10%. При более высоких содержаниях As использовался гипофосфитный метод. Определение производилось вскоре после опробования, а иногда — у водопункта.

Сурьма определялась экстракционно-фотометрическим методом, с бриллиантовым зеленым [22, 23]. При концентрировании сурьмы во избежание ее потери в виде SbCl_3 добавлялась HNO_3 , а во избежание потери в виде нерастворимой хлор-окиси добавлялся 1–2 г NaCl и упаривание производилось до влажных солей. Гексахлорстибнаты сурьмы экстрагировались толуолом из 3N HCl -среды. Преимущество этого метода состоит в том, что бриллиантовый зеленый образует более устойчивое соединение и более чувствителен (чувствительность определения 1 мкг Sb в пробе), чем остальные трифенилметановые красители.

Концентрирование таллия проводилось методом, предложенным Г.В. Любомиловой и состоящим в соосаждении его с моносульфидом железа из 500 мл воды сульфидом натрия. Сульфиды разлагаются царской водкой, мешающее влияние сурьмы устраняется цементацией ее на медной спирали. Определение заканчивается фотометрически с кристаллическим фиолетовым [24]. Чувствительность определения 1 мкг таллия в пробе.

Итак, трудность полного анализа ультракислых и кислых вод состоит в присутствии весьма широкого спектра элементов и в довольно значительных количествах, а также в их взаимном мешающем влиянии при анализе, что требует дополнительных операций по разделению элементов.

Анализ гидрокарбонатно-хлоридных растворов выполняется по методикам, изложенным в соответствующих руководствах.

Непосредственно у скважины определялись pH , CO_2 св., CO_3^{2-} , HCO_3^- , а также Fe^{2+} , Fe^{3+} , As.

Хлор, сульфат, бор, фосфор, марганец, кремний, алюминий, натрий, калий, редкие щелочные элементы, свинец, цинк определялись изложенными выше методами. Определение фтора необходимо выполнять из подкисленной на месте пробы, чтобы избежать его потерю вследствие выпадения в осадок в виде CaF_2 .

КИСЛЫЕ СУЛЬФАТНЫЕ ВОДЫ

Этот тип вод распространен в пределах сольфатарных полей, где помимо многочисленных выходов газа наблюдается большое число кипящих грязевых котлов и малодобитных источников. Температура воды в них колеблется в очень широких пределах — от 30–40 до 90–95°C. Реакция воды кислая (pH 1,5–3), общая минерализация 0,5–2 г/л. По данным многочисленных анализов термальных вод с различных сольфатарных полей, ион хлора практически отсутствует. Среди катионов наиболее часто преобладают ионы водорода и алюминия. Ниже приводится химический состав некоторых источников (табл. 10).

На нижнем участке северо-восточного сольфатарного поля опробован грязевой котел и небольшой источник. Грязевой котел, имеющий в по-

Таблица 10

Химический состав сульфатных вод вулкана Менделеева

Компонент	1		2		3	
	Грязевой котел на нижнем участке СВ сольфатарного поля, отобрано 11.09 1965 г. (t 83°, pH 2,3)		Источник на нижнем участке СВ сольфатарного поля, отобрано 11.09 1965 г. (t 43°, pH 2,72)		Тот же источник, отобрано 15.08 1977 г. (t 78°, pH 2,60; μ 0,024)	
	мг/л	мг·эquiv/л	мг/л	мг·эquiv/л	мг/л	мг·эquiv/л
H ⁺	6,2	6,188	2,3	2,232	2,87	2,85
Li ⁺	Не обн.	—	Не обн.	—	0,012	0,001
Rb ⁺	Не опр.	—	Не опр.	Не опр.	< 0,05	—
Cs ⁺	"	—	"	"	< 0,05	—
K ⁺	3,0	0,077	2,5	0,064	1,90	0,03
Na ⁺	5,0	0,217	8,0	0,348	10,00	0,435
NH ₄ ⁺	2,5	0,140	1,8	0,100	Не опр.	—
Ca ²⁺	Не обн.	—	Не обн.	—	10,54	0,526
Mg ²⁺	"	—	"	—	6,08	0,50
Ba ²⁺	Не опр.	—	Не опр.	—	≤ 0,056	—
Sr ²⁺	Не обн.	—	Не обн.	—	0,072	0,002
Mn ²⁺	0,6	0,022	0,40	0,015	1,34	0,049
Fe ²⁺	Не обн.	—	Не обн.	—	45,00	1,61
Fe ³⁺	89,30	4,797	21,50	1,155	Сл.	—
Al ³⁺	151,50	16,852	75,70	8,420	43,91	4,88
Zn ²⁺	Не опр.	—	Не опр.	—	0,09	0,003
Pb ²⁺	"	—	"	—	< 0,01	Не опр.
Cu ²⁺	"	—	"	—	Не опр.	"
Cd ²⁺	"	—	"	—	"	"
Fe(OH) ²⁺	20,50	0,564	24,10	0,662	"	"
Сумма катионов	278,60	28,857	136,30	13,096	120,95	10,83
Cl ⁻	17,40	0,490	17,40	0,490	48,93	1,38
F ⁻	0,60	0,032	Не обн.	—	0,25	0,01
J ⁻	Не обн.	—	"	—	Не опр.	—
Br ⁻	0,40	0,005	0,24	0,003	—	—
HSO ₄ ⁻	321,20	3,309	54,30	0,559	75,66	0,78
SO ₄ ²⁻	1363,60	28,389	632,70	13,173	413,06	8,60
Сумма анионное	1703,20	32,225	704,60	14,225	537,90	10,69
H ₄ SiO ₄	267,57	—	211,88	—	276,0	—
H ₃ BO ₃	2,82	—	1,69	—	31,16	—
Общая минерализация	2252,19	—	1054,47	—	966,01	—

Аналитики: 1, 2 — анализы В.А. Исаенко, Т.К. Цыганкова, 3 — И.Б. Никитина.

перечнике около 1 м, расположен на пологом восточном борту долины руч. Кислого, в 5 м над руслом среди сильно измененных, превращенных в темно-серые глины, пород. Вода сильно газует, имеет температуру 83°, рН 1,8 (при 6,5°С), Eh +140 мВ. Кругом кипят такие же котлы, но меньших размеров. Сток очень слабый. Наблюдаются отдельные слабые выходы паргазовых струй, некоторые из них инкрустированы серой.

Источник находится на левом борту руч. Кислого на высоте 3–4 м над тальвегом, в 100 м выше по течению от грязевого котла. Наблюдается несколько выходов с разной температурой от 40 до 75°С, суммарный дебит около 1 м/с. На выходе вода газует. Здесь из нее выделяются тонкодисперсный желтовато-зеленый сульфурит и илы серого цвета, а чуть ниже (через 1,5–2 м) на ровной террасовидной площадке шириной несколько метров образуются натечные гидроокислы железа, цементирующие обломки и глыбы пород. В углублениях между ними наблюдаются тонкослоистые серые илы. Вода на выходе, из которой взята проба, характеризуется следующими данными: t 43°; рН 2,7; Eh +360 мВ. Двумя метрами ниже, в зоне образования гидроокислов, та же струя имеет t 40°, рН 2,65–2,70; Eh 540 мВ.

Близкий к описываемым термам химический состав имеет также сам руч. Кислый, дренирующий как активные, так и потухшие сольфатарные поля, расположенные в его верховьях. Вода в ручье у выхода с нижнего поля кислая (рН 2,5–2,7), сульфатная. В русле на гальке и валунах интенсивно осаждаются красно-бурые гидроокислы железа.

КИСЛЫЕ СУЛЬФАТНО-ХЛОРИДНЫЕ ВОДЫ

Кислые сульфатно-хлоридные воды разгружаются на северо-восточном склоне вулкана на трех участках: в среднем течении руч. Кислого (Нижнеменделеевские источники), в верховьях руч. Докторского (Верхнедокторские источники) и в его нижнем течении (Нижнедокторские источники). Источники приурочены к слоистым вулканокластическим образованиям нижней и средней толщи верхнеплейстоценового возраста, сильно аргиллитизированным и опализированным. Они характеризуются весьма высокими дебитами — суммарный расход источников всех трех групп, по данным Южно-Курильской ГГП, составляет около 50–60 л/с.

По химическому составу термальные воды всех трех групп близки — это кислые и ультракислые воды (рН 1,5–2,5) с общей минерализацией, варьирующей от 2 до 5 г/л. Среди анионов преобладает хлор, а среди катионов — H^+ и Na^+ ; характерно повышенное содержание железа и алюминия.

Отличительная особенность сульфатно-хлоридных гидротерм — присутствие в них халькофильных компонентов; в повышенных концентрациях — Zn, Pb, Cu, As и Sb, в заметных — Cd, Tl и Mo и в незначительных (но постоянно фиксирующихся) — Ag и Pd. Именно ввиду высокой металлоносности сульфатно-хлоридных гидротерм им было уделено особое внимание, и их изучение, начатое авторами с 1965 г. и более систематически проводившееся с 1972 г., позволило выявить ряд закономерных изменений их состава во времени.

Группа Нижнеменделеевских источников

Группа Нижнеменделеевских источников расположена в среднем течении руч. Кислого. Многочисленные рассредоточенные выходы кислых сульфатно-хлоридных вод наблюдаются на протяжении нескольких сот метров. Наиболее высокодебитные из них — источники 1, 2, 3 и 4¹.

Таблица 11

Химический состав сульфатно-хлоридных вод Нижнеменделеевского источника 1

Компонент	Отобрано 10.X 1965 г. (t 50°, pH 2,10)	
	мг/л	мг·эquiv/л
H ⁺	7,3	7,284
Li ⁺	0,41	0,059
Na ⁺	355,00	15,435
K ⁺	34,50	0,885
NH ₄ ⁺	1,40	0,080
Rb ⁺	0,12	0,001
Cs ⁺	0,07	—
Mg ²⁺	38,10	3,135
Ca ²⁺	55,40	2,766
Mn ²⁺	6,90	0,251
Sr ²⁺	Не обн.	—
Fe ²⁺	"	—
Fe ³⁺	67,10	3,606
Fe(OH) ₂ ²⁺	10,30	0,284
Al ³⁺	45,90	5,100
Сумма катионов	622,50	38,886
Cl ⁻	816,00	23,010
Br ⁻	3,20	0,039
I ⁻	Не обн.	—
F ⁻	0,10	0,005
HSO ₄ ⁻	244,0	2,516
SO ₄ ²⁻	670,4	13,966
Сумма анионов	1733,70	39,549
H ₃ BO ₃	63,40	—
H ₄ SiO ₄	215,08	—
H ₃ AsO ₃	1,26	—
Общая минерализация	2635,94	—

Аналитики: В.А. Исаенко, Т.К. Цыганкова.

¹ Нумерация источников наша, источник 2 в материалах Южно-Курильской ГПП фигурирует под номером VI, а в более ранних публикациях — под названием "Нижнеменделеевского".

Таблица 12

Химический состав кислых сульфатно-хлоридных вод Нижнеменделеевского

Компонент	1		2	
	t 87°, pH 1,85. Отобрано 10.IX 1965 г.		t 98°, pH 1,70; Eh +400 мВ. Отобрано 22.IX 1972 г.	
	мг/л	мг·эquiv/л	мг/л	мг·эquiv/л
H ⁺	18,20	18,123	24,10	23,86
Li ⁺	0,66	0,095	0,80	0,11
Rb ⁺	0,26	0,002	0,31	—
Cs ⁺	0,06	—	0,12	—
K ⁺	58,00	1,487	59,38	1,52
Na ⁺	565,0	24,566	514,00	22,35
Na ₄ ⁺	2,90	0,160	He опр.	—
Ca ²⁺	92,30	4,608	137,83	6,88
Mg ²⁺	58,30	4,794	57,07	4,69
Sr ²⁺	0,09	0,002	—	—
Mn ²⁺	11,80	0,429	11,62	0,42
Fe ²⁺	He обн.	—	95,00	3,40
Fe ³⁺	126,30	6,786	0,70	0,04
Al ³⁺	42,90	4,770	29,63	3,30
Zn ²⁺	He опр.	—	3,20	0,10
Pb ²⁺	"	—	0,36	—
Cu ²⁺	"	—	0,03	—
Cd ²⁺	"	—	0,020	—
"	"	—	Сл.	—
Сумма катионов	976,68	65,822	934,220	66,67
Cl ⁻	1500,80	42,326	1467,60	41,39
Br ⁻	7,6	0,095	—	—
F ⁻	2,00	0,105	2,70	0,14
I ⁻	0,2	0,001	—	—
HSO ₄ ⁻	533,20	5,497	669,30	6,90
SO ₄ ²⁻	1015,40	21,155	807,36	16,82
H ₂ PO ₄ ⁻	He опр.	—	4,64	0,05
Сумма анионов	3059,2	69,179	2951,60	65,30
H ₃ BO ₃	49,40	—	128,63	—
H ₄ SiO ₄	308,12	—	385,31	—
H ₃ AsO ₃	—	—	5,07	—
H ₃ SbO ₃	—	—	0,032	—
Общая минерализация	4393,4	—	4404,842	—

Примечание. В пробе, отобранной 10.VIII 1977 г., определены методом атомной адсорбции: Ba — 0,67 мг/л и Sr — 0,189 мг/л.

Таблица 20

Химический состав вод скв. 30а Нижнеменделеевского участка, отобранных в марте 1974 г. (аналитик И.Б. Никитина)

Компонент	Глубина 45 м (рН 2,05, $\mu\text{O},151$)		Глубина 60 м (рН 1,86, $\mu\text{O},148$)		Глубина 75 м (рН 1,92, $\mu\text{O},150$)	
	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л
H^+	11,10	10,99	17,15	17,00	14,92	14,75
Li^+	0,80	0,12	0,84	0,12	0,84	0,12
Rb^+	0,36	—	0,42	—	0,33	—
Cs^+	0,14	—	0,14	—	0,12	—
K^+	97,37	2,50	100,00	2,56	100,00	2,56
Na^+	890,00	38,70	900,00	39,13	890,00	38,70
Ca^{2+}	211,78	10,57	196,29	9,80	185,95	9,28
Mg^{2+}	82,54	6,79	83,62	6,88	87,77	7,22
Mn^{2+}	23,24	0,84	21,08	0,77	21,98	0,80
Ba^{2+}	0,25	0,004	0,32	0,005	0,29	0,003
Sr^{2+}	0,34	0,008	0,31	0,007	0,31	0,007
Fe^{2+}	710,84	25,46	528,25	18,92	625,00	22,38
Fe^{3+}	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—
Al^{3+}	36,80	4,10	34,91	3,89	31,40	3,50
Zn^{2+}	4,60	0,14	4,60	0,14	4,60	0,14
Pb^{2+}	1,00	0,01	0,60	—	0,80	0,008
Cu^{2+}	1,00	—	0,30	—	0,75	—
Tl	0,014	—	0,010	—	0,005	—
Cd^{2+}	0,08	—	0,085	—	0,082	—
Сумма катионов	2072,25	100,32	1888,92	99,22	1965,16	99,46
Cl^-	2219,17	62,60	2233,35	63,00	2226,26	62,80
Br^-	6,10	0,08	6,12	0,08	6,52	0,08
F^-	6,20	0,33	6,20	0,33	6,08	0,32
J^-	0,58	—	0,58	—	0,61	—
HSO_4^-	596,55	6,15	796,37	8,21	721,68	7,44
SO_4^{2-}	1516,80	31,60	1315,20	27,40	1404,48	29,26
Сумма анионов	4345,40	100,76	4357,82	99,02	4365,63	99,90
H_3BO_3	154,37	—	177,0	—	145,06	—
H_4SiO_4	548,00	—	540,00	—	538,00	—
H_3AsO_3	4,25	—	8,50	—	5,10	—
H_3SbO_3	0,114	—	0,071	—	0,156	—
Сумма минеральных веществ	7124,38	—	6972,31	—	7019,11	—

понентов, таких, как литий, бром, йод, фтор, фосфор, мышьяк, сурьма, цинк, свинец, медь, которые практически отсутствуют в водах первого типа.

Общая особенность для всех кислых гидротерм сульфатно-хлоридного типа заключается в широком развитии отложений ярозита в местах их разгрузки, сопровождающихся в подчиненных количествах кремнистыми образованиями, содержащими TiO_2 .

Вместе с тем в ряду Нижнеменделеевские — Верхнедокторские — Нижнедокторские источники, т.е. по мере удаления от Северо-восточного сольфатарного поля, наблюдаются некоторые закономерные изменения: температура и кислотность уменьшаются, окислительно-восстановительные условия изменяются в сторону более окислительного состояния.

Кислые сульфатно-хлоридные гидротермальные растворы глубокой циркуляции, сохраняя основные черты вод этого типа (высокое содержание хлора, натрия и калия), в отличие от аналогичных гидротерм поверхностной разгрузки характеризуются значительно более высокой (в 1,5—2 раза) минерализацией. Они имеют исключительно высокое содержание двухвалентного железа (до 740 мг/л) и бора (до 266 мг/л). Концентрации халькофильных металлов (цинка, меди, свинца, кадмия, таллия), а также мышьяка и сурьмы в водах, отобранных в зонах глубокой циркуляции, как правило, превышают таковые в источниках, особенно меди и (хотя и в меньшей степени) мышьяка.

Для термальных вод указанных источников характерно изменение концентраций тяжелых металлов (особенно свинца) в связи с сейсмической обстановкой в районе их проявления.

Средние содержания тяжелых металлов в водах различных источников в сейсмически спокойные периоды (в мг/л: для Нижнеменделеевских — Zn — 3,0; Pb — от 0,25; Cu — 0,005; As — 2 и Sb — 0,015; для Верхнедокторских — Zn — 3,8; Pb — 0,30; Cu — 0,003; As — 1,8; Sb — 0,016; для Нижнедокторских — Zn — 2,8; Pb — 0,20; Cu — 0,003; As — 2,0 и Sb — 0,012).

На основании полученных дополнительных данных за период с 1974 по 1978 г. среднее содержание свинца в водах указанных источников, а также цинка для Нижнедокторских источников ниже, чем это указывалось ранее [29].

Для источника 2 (группа Нижнеменделеевских источников) получены данные по концентрациям свинца и цинка за период с 1968 по 1978 г. при ежегодном отборе проб в июле—августе. Содержания Pb и Zn в водах этого источника в июле 1968 г. составляли соответственно 0,45 и 2,40 мг/л; 20 июля 1969 г. зафиксированы более высокие концентрации свинца — 2,10 мг/л и цинка — 3,90 мг/л. 11 августа на о-ве Кунашир произошло землетрясение в 6,2 балла. Таким образом, повышение концентраций свинца и цинка в водах этого источника предшествовало землетрясению. Пробы источника 2 в 1970, 1971 и 1972 гг. показали снижение содержания Pb и Zn до уровня 1968 г. (рис. 7). В июне—июле 1973 г. в водах этого источника были снова зафиксированы высокие концентрации свинца (1,8 мг/л) и цинка (4,0 мг/л), а в июле 1974 г. концентрации этих элементов снизились: Pb — до 0,35 мг/л, а Zn — до 2,45 мг/л. В последующие годы, вплоть до 1977 г., концентрации свинца

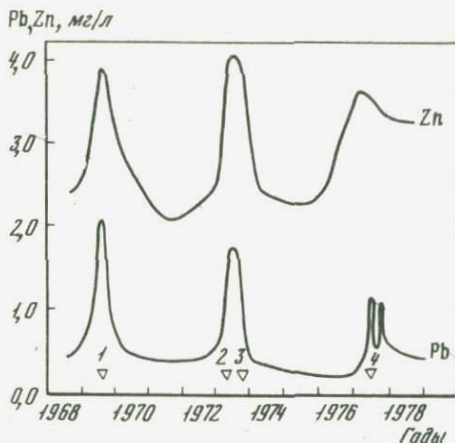


Рис. 7. Изменение концентраций свинца и цинка в термальных водах источника 2 за период с 1968 по 1978 г.

1 — землетрясение; 2 — землетрясение; 3 — извержение вулкана Тятя; 4 — извержение вулкана Усу

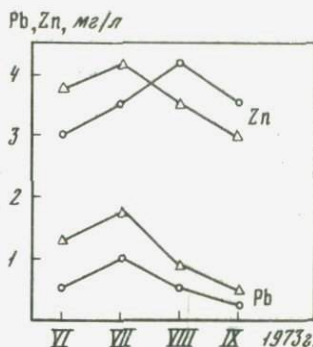


Рис. 8. Изменение концентраций свинца и цинка в сульфатно-хлоридных гидротермах вулкана Менделеева (с июня по сентябрь 1973 г.)

и цинка оставались в пределах средних содержаний этих элементов в водах для сейсмически спокойных периодов.

Отмеченная закономерность требовала привлечения дополнительных объектов исследования (например, какого-либо другого источника). Для этого был выбран источник "Трещинный"¹ Верхнедокторской группы, и с июня 1973 г. систематические наблюдения проводились здесь параллельно с источником 2 (Нижнеменделеевская группа). Опробование указанных источников проводилось 2—3 раза в месяц, а отдельные периоды — 2 раза в неделю и в случае необходимости через день.

Было установлено значительное увеличение концентраций тяжелых металлов (особенно свинца) в водах этих источников в июне—июле (период максимальной сейсмической и вулканической активности на острове в 1973 г. — 16.VI — землетрясение 6 баллов, 23.VI — землетрясение 7 баллов и с 14.VII по 26.VII — извержение вулкана Тятя). Необходимо отметить, что концентрации свинца в июне вдвое превышали средние концентрации его в водах этих источников в относительно спокойные периоды. Отсюда следует, что повышение концентраций свинца началось, по крайней мере, в мае, т.е. предшествовало землетрясению. В сентябре и октябре этого же года концентрации свинца и цинка снизились до норм сейсмически спокойных периодов (рис. 8). Они сохранились низкими до марта 1974 г. В марте и первую декаду апреля содержание свинца в водах этих источников удвоилось, а концентрация цинка увеличилась в 1,5 раза. Затем они снова понизились и сохранялись на уровне нормы до января 1977 г. В конце этого месяца снова начинается медленное повышение

¹ Источник III, по номенклатуре Южно-Курильской ГРП.

концентраций свинца. На 1 июля она превышала 0,5 мг/л; с 24 по 30 августа его концентрация в водах указанных источников стала резко возрастать. В этот же период отмечалась кратковременная активизация деятельности сольфатар на Северо-восточном сольфатарном поле, выразившаяся в периодических выбросах парогазовых струй до высоты 150–200 м. Интересно отметить, что в этот же период произошло мощное извержение вулкана Усу на о. Хокайдо.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ОСАДКИ В ИСТОЧНИКАХ СУЛЬФАТНО-ХЛОРИДНЫХ ГИДРОТЕРМ

Кислые термальные воды сульфатно-хлоридного типа характеризуются широким развитием ярозитовых отложений в местах их разгрузки. В подчиненных количествах совместно с ярозитом отлагается аморфный кремнезем различной консистенции (от гелеобразного до твердых кремнистых корок). В одном из источников отмечались накопления новообразованных глинистых минералов.

Среди источников Нижнеменделеевской группы в значительных масштабах происходит отложение кремнисто-ярозитовых и чисто ярозитовых осадков на участках разгрузки источников 2 и 3.

Отложения источника 2 слагают террасовидную поверхность высотой 1,5 м, длиной около 100 м и шириной от 50 до 10 м. Впервые они были описаны С.И. Набоко [27]. Как уже отмечалось, непосредственно на выходе (второй исток) в грифоне и на протяжении нескольких метров в русле образующегося ручья отлагается зеленовато-желтый осадок сульфурита. Затем, по наблюдениям в 1965–1966 гг., в русле ручья начинается отложение светло-серого глинистого материала и одновременно с ним — желтого тонкокристаллического ярозита. Выше уровня воды на ярозите местами образуются тончайшие кремнистые корочки, на этом участке по замерам 1965 г. температура 82°C, pH по сравнению с истоком не изменяется (1,10); Eh возрастает до +420 мВ. В 1971 г. характер стока этого ручья был изменен в результате коптажа, проведенного Южно-Курильской ГРП. В настоящее время ярозит в русле ручья не отлагается, а сульфурит отмечается в ничтожных количествах в области истоков.

Следует отметить, что основная масса кремнисто-ярозитовых отложений этого источника образовалась раньше, когда в пределах указанной террасы находилось большое количество рассредоточенных выходов кислых сульфатно-хлоридных вод. Последние заливали практически всю ее поверхность и способствовали отложению ярозита, а затем ярозита с гелем кремнезема. В результате накопления этих осадков на поверхности террасы сформировался довольно мощный (от 10 до 18 см, а местами до 30 см) кремнисто-ярозитовый панцирь. В разрезе нижние зоны этого панциря сложены чередующимися между собой, рыхлыми и плотными корами тонкозернистого ярозита, а верхние — очень плотным окремненным ярозитом и кремнистыми корами серовато-желтого цвета.

Кремнистое опаловидное вещество рентгеноаморфно. Это подтверждается также тем, что в содовую вытяжку переходит до 62% SiO_2 . Показатель преломления равен $1,446 \pm 0,002$. Исследование под электронным

Таблица 21

Химический состав кремнистых образований из отложений источника
2 группы Нижнеменделеевских источников

Компонент	Содержание, %	Молекулярные количества	Компонент	Содержание, %	Молекулярные количества
SiO ₂	70,28	—	H ₂ O ⁺	11,01	0,61
TiO ₂	0,24	—	H ₂ O ⁻	1,32	0,073
Al ₂ O ₃	1,17	—	CO ₂	0,22	—
Fe ₂ O ₃	6,48	0,045	C _{орг.}	0,54	—
FeO	0,66	—	SO ₃	4,97	0,0625
MnO	0,02	—	S	0,07	—
MgO	0,40	—	-S=O	0,04	—
CaO	0,24	—	Сумма	99,45	—
K ₂ O	1,17	0,0124	SiO ₂ аморф.	61,80	—
Na ₂ O	0,21	0,0339			

Аналитик Е.М. Нактинас.

микроскопом (метод одноступенчатых угольных реплик) показало, что описываемое кремнистое вещество представляет собой плотный агрегат слившихся между собой глобуль, содержащих включения редких кристалликов ромбоэдрического облика (ярозит) и неправильных частиц (по-видимому, терригенный материал). В значительных количествах отмечаются окремненные растительные остатки. В табл. 21 приведены данные химического анализа поверхностных кремнистых кор (валовая проба). Данные анализа показывают, что в исследуемом веществе присутствует заметная примесь ярозита.

Под кремнистой корой расположены грубослоистые отложения ярозита. Слоистость обусловлена чередованием плотных и рыхлых агрегатов тонкокристаллического ярозита. Рыхлые прослои его в значительной степени загрязнены тонким терригенным материалом; плотные более однородны. Межплоскостные расстояния плотного ярозита приведены в табл. 22. Под электронным микроскопом (метод одноступенчатых угольных реплик) исследуемый ярозит представлен однородным агрегатом сильно корродированных ромбоэдрических зерен, сцементированных опалом. Химический состав описываемого ярозита приведен в табл. 23. Наблюдается значительная примесь кремнезема, обусловленная опаловым цементом и незначительной примесью глинистых минералов.

Пересчет анализа (за вычетом компонентов, обусловленных механическими примесями) приводит к формуле



Кривые нагревания и потери веса исследуемого ярозита приведены на рис. 9.

Таблица 22

Значения межплоскостных расстояний плотного ярозита из отложений источника 2

Обр. 543		Эталон ярозита [30]		Обр. 543		Эталон ярозита [30]	
l	d	l	d	l	d	l	d
3	5,6	4	5,90	4	1,398	—	—
6	5,09	4	5,0	4	1,375	2	1,372
3	4,40	—	—	7	1,340	7	1,327
2	4,05	—	—	1	1,318	—	—
4	3,66	4	3,6	3	1,292	—	—
7	3,36	5	3,38	1	1,275	—	—
10	3,07	10	3,06	6	1,248	7	1,244
2	2,94	2	2,94	4	1,225	—	—
4	2,85	4	2,83	4	1,216	2	1,219
1	2,67	—	—	6	1,191	5	1,190
6	2,53	6	2,52	2	1,185	2	1,180
8	2,27	8	2,27	6	1,163	5	1,161
4	2,19	2	2,16	6	1,156	—	—
2	2,01	—	—	6	1,150	6	1,148
8	1,976	8	1,96	7	1,126	6	1,127
3	1,937	—	—	1	1,118	—	—
3	1,908	—	—	4	1,109	—	—
8	1,815	8	1,81	1	1,098	—	—
3	1,773	2	1,76	4	1,090	2	1,089
1	1,738	—	—	3	1,078	2	1,077
3	1,716	—	—	7	1,053	8	1,054
1	1,692	2	1,70	4	1,044	4	1,044
4	1,657	2	1,65	3	1,031	—	—
1	1,618	—	—	7	1,015	—	—
4	1,596	—	—	4	1,005	—	—
1	1,572	—	—	8	0,996	—	—
1	1,555	4	1,553	—	—	—	—
8	1,538	6	1,532	—	—	—	—
9	1,507	8	1,502	—	—	—	—
4	1,481	4	1,476	—	—	—	—
4	1,426	—	—	—	—	—	—
4	1,413	—	—	—	—	—	—

Несколько иной тип отложений ярозита отмечается в ручье источника 3. Практически на всем протяжении ручья (~ 22 м) в его русле происходит отложение ярозита, покрывающего рыхлыми корочками попавшие в ручей гальку и многочисленные растительные остатки (веточки ольхи, листья бамбука и березы). Вода в небольшой ванночке (приблизительно среднее течение ручья) характеризуется следующими параметрами: $t 72^{\circ}$, pH 2,10 и Eh +460 мВ. Тонкокристаллический ярозит здесь ярко-желтого цвета. Отлагается он на поверхности пород, подстилающих

Таблица 23

Химический состав кремнистого ярозита из отложений источника 2 группы Нижнеменделеевских источников

Компонент	Содержание, %	Молекулярные количества	Компонент	Содержание, %	Молекулярные количества
SiO ₂	19,10	0,318	H ₂ O ⁺	10,42	0,577
TiO ₂	0,25	0,00312	H ₂ O ⁻	0,60	0,0334
Al ₂ O ₃	3,11	0,0305	SO ₃	22,14	0,276
Fe ₂ O ₃	33,38	0,209	P ₂ O ₅	0,48	0,00338
FeO	0,53	0,00737	As ₂ O ₅	0,37	—
MgO	1,22	0,0302	CO ₂	0,17	0,00386
CaO	0,24	0,0043	C _{орг.}	1,12	—
BaO	0,52	0,0034	S	0,11	0,00344
PbO	0,94	0,0042	—S=O	0,06	—
K ₂ O	5,41	0,0575	Сумма	100,54	—
Na ₂ O	0,49	0,0079			

Аналитики: В.А. Волченкова, Е.М. Нактинас.

Таблица 24

Химический состав ярозита из отложений источника 3 группы Нижнеменделеевских источников (аналитик И.Б. Никитина)

Компонент	Содержание, %	В пересчете на 100%	Молекулярные количества
SiO ₂	6,60	—	—
TiO ₂	≤0,01	—	—
Al ₂ O ₃	0,65	0,69	6,8
Fe ₂ O ₃	42,57	45,48	285
FeO	≤0,05	—	—
MnO	0,005	—	—
MgO	0,011	—	—
CaO	0,020	—	—
PbO	3,02	3,22	14
Na ₂ O	0,40	0,43	6,9
K ₂ O	7,37	7,87	83,5
Li ₂ O	0,001	0,001	—
Rb ₂ O	0,0018	0,0018	—
Cs ₂ O	0,0004	0,0004	—
H ₂ O ⁻	≤0,10	0,11	8,8
H ₂ O ⁺	10,24	10,94	608
SO ₃	29,18	31,18	390
AsO ₃	0,14	0,15	1,3
Сумма	100,29	100	—

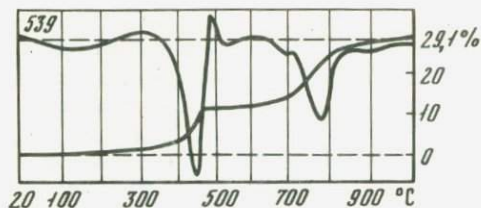


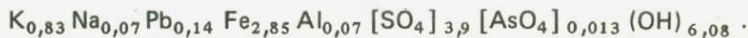
Рис. 9. Кривые нагревания и потери веса ярозита источника 2

русло ручья в виде натечных кор толщиной 0,5–0,8 см; в отдельных участках русла отмечаются коры до 2,5–3 см толщины. В отдельных небольших ванночках отмечаются скопления ярозита псевдоморфного по различным растительным остаткам мощностью до 6–7 см.

Исследование под электронным микроскопом свежего, недавно отложившегося ярозита показало, что он представлен в основном хорошо окристаллизованными частицами размером от 5 до 10 мкм. Преобладают нормальные ромбоэдри, вершины которых притуплены слабо развитыми гранями пинакоида (Таблица 1, 1 в конце книги).

Данные химического анализа ярозита источника 3 показывают, что он характеризуется значительной чистотой (табл. 24). Единственная механическая примесь аморфного кремнезема составляет 6,60%. Характерно также высокое содержание свинца.

Пересчет анализа (за вычетом механических примесей) приводит к формуле



В группе Верхнедокторских источников максимальные скопления ярозита наблюдались в районе выхода самого верхнего источника, названного нами "Ярозитовый". Здесь, на ровной поверхности дна котловины, накопились значительные количества минеральных отложений, представленных ярозитом, скородитом и диатомитовидным кремнеземом. Мощность их составляет более 0,5 м.

Закопушками, сделанными в центральной части дна котловины, устанавливается следующее строение отложений минеральных новообразований (сверху вниз):

1. Слой сухой ярозитовой дресвы, мощность от 2 до 5 см.
2. Рыхлый землистый ярозит, мощность до 30–35 см.
3. Рыхлые кремнисто-ярозитовые отложения, мощность от 8 до 12 см.
4. Белые и светло-серые скопления диатомитовидного кремнезема, видимая мощность 10–12 см.

Землистый ярозит желтого цвета, очень рыхл, рассыпается в руках. Под микроскопом отмечается, что он представляет собой однороднозернистую массу: размеры зерен не превышают 0,01–0,02 мм. Минерал одноосный, отрицательный. N_o варьирует в пределах 1,799–1,806; $N_e = 1,728$; плерхроизм слабый в желтых тонах ($N_e < N_o$). В отдельных шлифах в тонкозернистой массе ярозита наблюдаются линзообразные обособления тонкокристаллического зеленовато-бурого скородита. Для него характерен более низкий (по сравнению с ярозитом) рельеф и дву-преломление в светло-серых тонах.

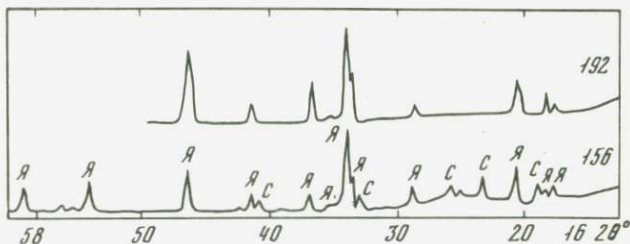


Рис. 10. Дифрактограммы ярозитовых осадков. Обр. 192 — плотный светло-коричневый ярозит (каскад Главного источника; Нижнедокторская группа); обр. 156 — землистый ярозит с примесью скородита (отложения источника Ярозитового; Верхнедокторская группа)

Рентгенометрическое исследование описываемого ярозита проводилось на дифрактометре УРС-50 (рис. 10). Присутствие скородита четко фиксируется на дифрактограмме, где выделяются пять пиков, соответствующих наиболее сильным линиям скородита: 5,56 (10); 4,44 (10); 4,06 (5); 3,16 (10) и 2,58 Å (9) [30].

Современный илообразный ярозит тонкодисперсен, ярко-желтого цвета. Под электронным микроскопом (угольные реплики) видно, что основная масса ярозита представлена хорошо окристаллизованными частицами, как отдельными кристаллами (размером до 1–2 мкм), так и неправильными сростками более мелких (0,3–0,6 мкм) кристалликов. Гранные формы представлены нормальным, реже уплощенным ромбоэдром в сочетании с пинакоидом, имеющим различное развитие, от еле заметного до значительного (особенно в комбинации с плоским ромбоэдром).

Химический состав современного илообразного ярозита (1) и недавно образованного землистого ярозита (2) приведен в табл. 25.

В анализированных образцах кроме небольшой примеси кремнезема содержится много скородита (от 6 до 24%). В незначительных количествах присутствует, по-видимому, также примесь каолинита. Не совсем ясна форма нахождения фосфора. Он может находиться в ярозите как в виде механической примеси фосфатов железа, так и изоморфно замещать SO_4^{2-} на PO_4^{3-} , с одновременным замещением щелочных металлов на свинец и барий [31, 32]. Поскольку суммарные атомные количества свинца и бария в исследованных образцах примерно соответствуют атомным количествам фосфора, при расчете формул ярозита принят второй вариант. Весь мышьяк был отнесен к примесному скородиту ($Fe(AsO_4) \cdot 2H_2O$). В результате пересчета получены следующие формулы ярозита:

1. $(K_{0,86} Na_{0,09} Ba_{0,03} Pb_{0,02}) Fe_{2,82} [(SO_4)_{1,84} (PO_4)_{0,03}] (OH)_6 \cdot 0,44 H_2O$;
2. $(K_{0,90} Na_{0,06} Pb_{0,03} Ba_{0,01}) Fe_{3,66} [(SO_4)_{2,29} (PO_4)_{0,08}] (OH)_6 \cdot 1,06 H_2O$.

Кривые нагревания и потери веса охарактеризованных проб ярозита с примесью скородита приведены на рис. 11.

Таблица 25

Химический состав современного илообразного (1) и молодого землистого (2) ярозита из отложений источника Ярозитового группы Верхнедокторских источников

Компонент	1		2	
	Содержание, %	Молекулярные количества	Содержание, %	Молекулярные количества
SiO ₂	8,80	0,146	4,20	0,070
TiO ₂	0,10	0,00125	Не обн.	—
Al ₂ O ₃	0,88	0,00863	0,30	0,0029
Fe ₂ O ₃	40,16	0,251	42,90	0,268
FeO	Не обн.	—	Не обн.	—
MgO	0,75	0,0186	"	—
CaO	0,20	0,0035	"	—
BaO	0,75	0,00489	0,20	0,0013
SrO	Не опр.	—	0,01	—
PbO	0,64	0,00286	0,90	0,0040
K ₂ O	6,82	0,0724	5,06	0,0537
LiO ₂	Не опр.	—	Не обн.	—
Rb ₂ O	"	—	0,013	—
Cs ₂ O	"	—	Не обн.	—
Na ₂ O	0,50	0,00806	0,21	0,00339
H ₂ O ⁺	11,40	0,6333	12,40	0,68888
H ₂ O ⁻	0,37	0,0205	0,22	0,01222
SO ₃	24,85	0,310	22,00	0,2748
P ₂ O ₅	0,45	0,00316	0,70	0,00493
As ₂ O ₅	2,95	0,0128	11,20	0,04873
CO ₂	0,10	0,0022	Не обн.	—
Сумма	99,82	—	100,303	—

Аналитики: В.А. Волченкова, Е.М. Нактинас.

Располагающийся ниже слой аморфного (переход в содовую вытяжку более 90% SiO₂) кремнезема белого и светло-серого цвета представлен преимущественно глобулярными образованиями. В рыхлых разностях преобладают разобщенные глобулы, реже отмечаются частицы, представленные несколькими полуслившимися глобулами. Более плотные разности характеризуются полным слиянием глобуль с образованием однородно-глобулярных агрегатов. В последних наблюдается большое количество окремненных растительных остатков.

В других источниках Верхнедокторской группы также отмечаются отложения ярозита и аморфного кремнезема. Масштабы минеральных отложений в этих источниках значительно уступают описанным выше, и поэтому на их характеристике останавливаться не будем.

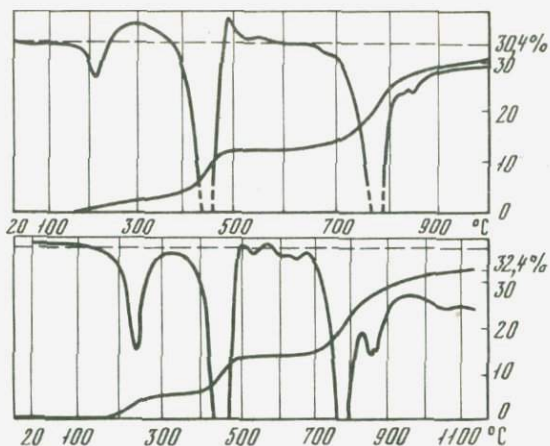


Рис. 11. Кривые нагревания и потери веса ярозита из отложений источника Ярызового

а — современный илообразный; б — недавно образованный, землистый

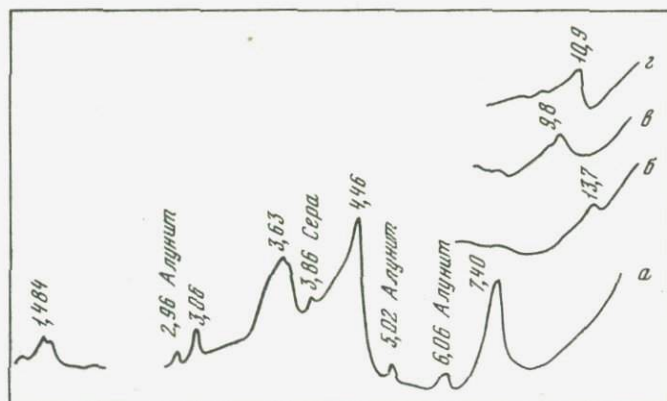


Рис. 12. Дифрактограмма галлозита из осадков источника Главный, Нижнедокторская группа

А — исходный; Б — насыщенный уксуснокислым калием; В — отмытый; Г — насыщенный этиленгликолем

Для группы Нижнедокторских источников крайне характерно широкое развитие отложений ярозита и некоторых других минеральных новообразований. Как уже отмечалось выше, ярозит в значительных количествах отлагается у выходов всех основных источников этой группы. Наиболее интересны минеральные новообразования Главного источника.

Как уже отмечалось, Главный источник расположен на правом берегу руч. Докторского, на высоте около 10 м над руслом. Место выхода этого источника представляет собой чашеобразное углубление диаметром в несколько метров. На дне углубления этого источника накапливается рыхлый белый осадок, содержащий метагаллузит. Осадок сложен в

Таблица 26

Химический состав исследуемого метагаллуазита

Компонент	Содержание, %	Молекулярные количества	Компонент	Содержание, %	Молекулярные количества
SiO ₂	44,00	0,7326	CaO	He обн.	—
TiO ₂	0,84	0,0848	Na ₂ O	0,14	0,0064
Al ₂ O ₃	31,64	0,3120	K ₂ O	0,22	0,0023
Fe ₂ O ₃	2,61	0,0163	H ₂ O ⁻	4,20	0,2331
FeO	0,51	0,0071	H ₂ O ⁺	14,08	0,7815
MnO	He обн.	—	SO ₃	1,42	0,0322
MgO	"	—	Сумма	99,66	—

Аналитик В. А. Волченкова.

основном опалом, характеризующимся глобулярным строением с примесью глинистого минерала (7–10%) и тонкодисперсных окислов титана (1–2%). Терригенный материал в осадке практически отсутствует.

По краям углубления выходят бежевые и коричневые глиноподобные породы с гнездами желтого мелкозернистого ярозита. Это, по-видимому, рыхлые склоновые отложения, в разной степени подвергшиеся воздействию кислых термальных вод. Чуть в стороне они перекрываются корой натечного ярозита. Породы вокруг источника, как и осадок на дне углубления, сложены в основном мелкими угловатыми зернами величиной 0,1–0,01 мм с глинистым заполнителем. Среди зерен резко преобладает опал, кроме того, встречаются кварц, основной плагиоклаз, ромбический и моноклинный пироксены, обломки стекла. Пироксены и плагиоклазы свежие.

Как показали дифрактометрические исследования (рис. 12), глинистое вещество представлено чистым метагаллуазитом, что подтверждается обработкой ацетатом калия [33]. На электронно-микроскопических снимках хорошо видны трубчатые кристаллы (Таблица 1, 2). Химический состав исследуемого метагаллуазита приведен в табл. 26.

Пробы глиноподобных пород, отобранные по краям углубления, заполненного водой, оказались генетически неоднородны. В них, по-видимому, входит материал исходных вулканических пород, тонкодисперсные продукты их изменения, а также хемогенные образования, подобные тем, которые сейчас откладываются на дне источника.

Для рентгеновского исследования посредством седиментации выделялась фракция < 1 мм, которая затем на суперцентрифуге разделялась на три подфракции: грубую (80–90% всей фракции), среднюю и тонкую (коллоидную).

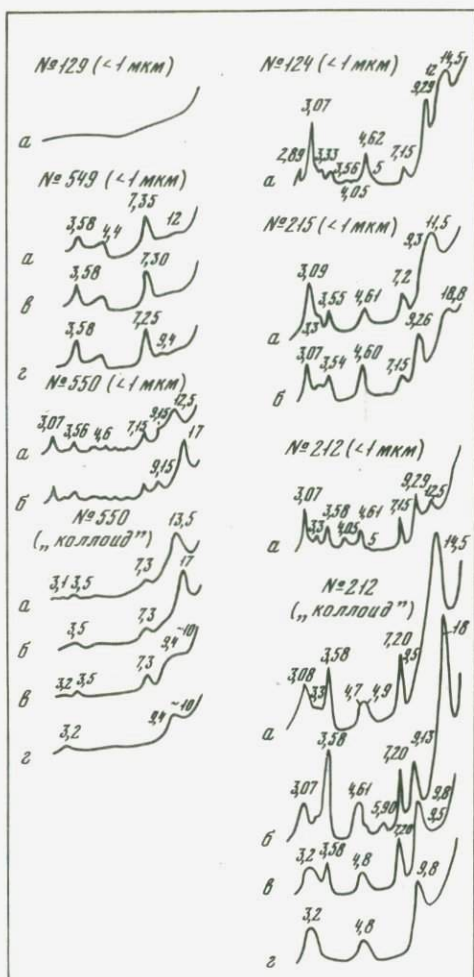
Рис. 13. Дифрактограмма фракций < 1 мкм

I — исходные образцы (а — воздушно-сухой; б — с этиленгликолем; в — прокаленный при 200°; г — при 300°; д — при 550°); II — образцы после обработки HCl и KOH (а, г, д — те же, что в I; б — с глицерином)

По минеральному составу фракции < 1 мм составили три группы: 1) рентгеноаморфные соединения, в том числе аллофан со следами алунитового минерала (рис. 13, проба 129); 2) метagalлузит с рентгеноаморфными соединениями (проба 549); 3) полиминеральные ассоциации с пирофиллитом (пробы 212, 214, 215, 550). Ниже подробно рассмотрена третья группа.

На рентгенограммах пирофиллит дает серию базальных отражений, значения d которых кратны $9,2\text{Å}$. Для минерала характерны две особенности: повышенное значение d первого базального рефлекса и асимметрия дифракционных пиков. Первая особенность может быть следствием высокой дисперсности минерала, вторая — связана, по-видимому, со смешанослоистой природой его структуры.

После обработки фракции 10%-ной HCl и горячей 0,5 н. NaOH рефлексы пирофиллита (как и других слоистых силикатов) резко усиливаются. В исследованной пробе (214) значение d_{001} пирофиллита выше теоретического, пики при $9,3$ и $3,07\text{Å}$ хотя и острые, имеют небольшую асимметрию в сторону отражений меньших углов. В пробе 215 d_{001} не ниже $9,35\text{Å}$, d_{003} также повышено — $3,09\text{Å}$. Дифракционные пики широкие, с мягкими очертаниями. Имеется выраженная асимметрия пика $3,09\text{Å}$. После насыщения глицерином отражения первого и третьего порядков уменьшаются ($9,25$ и $3,07\text{Å}$). Значение d_{001} пирофиллита из коллоидной подфракции пробы 212, равное в воздушно-сухом состоянии $9,3-9,5\text{Å}$, на рентгенограммах препарата с глицерином умень-



шается до 9,15 Å. Дифракционный пик при 4,7 Å смещается к 4,6 Å. При прокаливании до 300 и 550°C рефлексы пиррофиллита не обособляются от рефлексов слюда-монтмориллонитового образования.

Таким образом, изменение величины d , а также асимметрия пиков всегда направлены в сторону ближайшего сильного отражения монтмориллонита. Структура минерала состоит из пиррофиллитовых и, по-видимому, монтмориллонитовых пакетов. Ясно, что столь тонкодисперсный, а также содержащий монтмориллонитовые межслоевые промежутки минерал не может быть высоко упорядоченным. Смешанослойные пиррофиллит-монтмориллонитовые образования ранее описаны в гидротермально-измененных породах Японии [33].

Слюда-монтмориллонитовому образованию принадлежит пик при 10–12 Å в воздушно-сухом состоянии (см. рис. 13). Рефлекс широкий и асимметричный. Имеется интенсивный фон в области малых углов, что характерно для смешанослойных образований. В структуре преобладают монтмориллонитовые пакеты, чередование их с пакетами слюдистого типа неупорядоченное.

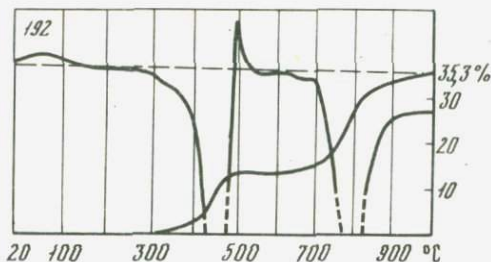
Каолинитовые минералы и каолинит-монтмориллонитовые смешанослойные образования присутствуют во всех пробах, но в небольших количествах. В грубых подфракциях каолинитовый минерал обнаружен по острым пикам при 7,2 и 3,5 Å, исчезающем после прокалывания при 500°. На рентгенодифрактограммах тонких и некоторых средних и грубых подфракций имеется широкий рефлекс с $d = 7,2-7,3$ Å (см. рис. 17). Он не изменяется существенно ни при насыщении глицерином, ни при прокалывании до 300°, но исчезает от прокалывания при 550°. Согласно Б.А. Сахарову и В.А. Дритцу [34], если содержание монтмориллонитовых пакетов ниже 20%, то чередование пакетов неупорядоченное. Практически мономинеральные каолинит-монтмориллониты ранее были найдены на сольфатарных полях вулкана Менделеева [35]. Ярозит присутствует в грубых и средних подфракциях всех проб.

α -кристобалит обнаружен в пробах 212 и 214 по широкому рефлексу при 4,05 Å. Он, вероятно, связан с процессом кристаллизации опалового вещества, имеющегося в значительных количествах во всех пробах. Высокое содержание рентгеноаморфных соединений, в том числе аллофана, вытекает из сопоставления интенсивностей рефлексов слоистых силикатов до и после обработки фракций 10%-ной HCl и горячей NaOH 0,5 н.

Намечается следующая тенденция изменения минерального состава от грубых подфракций к тонким: уменьшается содержание пиррофиллита и каолинита, увеличивается количество рентгеноаморфных соединений и смешанослойных слюда-монтмориллонитов и каолинит-монтмориллонитов.

Общие особенности фракций < 1 мм следующие: 1) полиминеральность; 2) неравномерность минеральных ассоциаций (одновременно присутствуют каолинит и пиррофиллит, каолинит и слюда-монтмориллонит); 3) высокое содержание рентгеноаморфных соединений, в том числе аллофана; 4) наличие смешанослойных образований разного типа с неупорядоченным чередованием пакетов. Эти особенности хорошо сог-

Рис. 14. Кривые нагревания и потери веса плотного светло-коричневого ярозита. Каскад Главного источника, Нижне-докторская группа



ласуются с низкотемпературными условиями формирования минеральных ассоциаций в поверхностной и, по-видимому, весьма изменчивой обстановке. Наличие среди них пиррофиллита с точки зрения термодинамики не представляется невероятным, поскольку растворы находятся в равновесии не с кварцем, а с аморфным кремнеземом [36].

В процессе разгрузки воды Главного источника широким шлейфом растекались по поверхности склона в сторону руч. Докторского. В области стока на склоне сформировались мощные коры натечного ярозита. Протяженность этого своеобразного ярозитового каскада около 60 м, ширина до 2,5 м. Мощность кор в различных участках варьирует от 0,75 до 1,4 м. В верхней части каскада наблюдается следующий разрез, видимой мощностью 0,8 м (сверху вниз):

1. Очень похитые крепкие светло-коричневые ярозиты. Мощность 0,15 м.
2. Тонкослоистые желтые ярозиты, толщина слоев 1,5–2 мм, слоистость волнистая. Много полостей и растительных остатков (стеблей, листьев). Мощность 0,45 м.
3. Землистые довольно рыхлые тонкозернистые ярозиты желтого цвета со слабовыраженной слоистостью. Мощность 0,20 м.

Как в тонкослоистых, так и в землястых разностях ярозита встречаются тонкие прослои (до 1 мм) опала и гнездообразные выделения волокнистого гипса.

К наиболее чистым, свободным от примесей разностям относятся светло-коричневые ярозиты верхней зоны. Под микроскопом они представлены тонкозернистыми однородными агрегатами, размер зерен которых не превышает 0,01 мм. Рентгенометрическое изучение этого ярозита проводилось на дифрактометре УРС-50. На дифрактограмме (см. рис. 13) выделяются все характерные пики ярозита. Параметры элементарной ячейки его: $a_0 = 7,31 \pm 0,01 \text{ \AA}$, $c = 17,19 \pm 0,01 \text{ \AA}$.

На рис. 14 приведены кривые нагревания и потери веса исследуемого ярозита.

По своему химическому составу (табл. 27) ярозит из верхней зоны каскада Главного источника значительно отличается от ярозитов, описанных выше. Он характеризуется минимальной примесью кремнезема, а также практически полным отсутствием мышьяка, свинца и бария. Последние отмечаются спектральным анализом в количествах, не превышающих сотые доли процента.

Пересчет анализа приводит к следующей формуле:



Таблица 27

Химический состав светло-коричневого ярозита из верхней зоны каскада источника Главного Нижнедокторской группы

Компонент	Содержание, %	Молекулярные количества	Компонент	Содержание, %	Молекулярные количества
SiO ₂	1,27	0,0211	Na ₂ O	0,56	0,0161
TiO ₂	0,18	0,0022	Li ₂ O	0,0005	0,000017
Al ₂ O ₃	0,82	0,0080	Rb ₂ O	0,005	0,000027
Fe ₂ O ₃	44,43	0,2782	H ₂ O ⁺	12,82	0,7116
FeO	Не обн.	—	H ₂ O ⁻	Не обн.	—
MgO	"	—	SO ₃	31,23	0,39
CaO	"	—	P ₂ O ₅	0,19	0,00134
BaO	"	—	As ₂ O ₅	Не обн.	—
PbO	"	—	CO ₂	0,10	0,00227
K ₂ O	7,83	0,0831	Сумма	99,4355	—

Аналитики: В.А. Волченкова, Е.М. Нактинас.

Таким образом, в областях поверхностной разгрузки кислых сульфатно-хлоридных гидротерм в значительных масштабах отлагаются новообразованные минеральные фазы, представленные преимущественно ярозитом и аморфным кремнеземом, а также в меньшей степени галлуазитом, каолинитом, пирофиллитом, аллофаном и другими глинистыми минералами.

НЕЙТРАЛЬНЫЕ ХЛОРИДНО-НАТРИЕВЫЕ ВОДЫ

Термальные воды этого типа разгружаются по периферии вулкана с восточной, северо-восточной и западной сторон. Их выходы приурочены или к низам вулканической постройки, или, что более часто, к вулканогенно-осадочным породам основания вулкана. К водопроявлениям этого типа относятся источники Горячего Пляжа на Тихоокеанском побережье, источник около устья руч. Кислого, а также западная группа гидротерм, в которую входят источники Третьяковские, Валентиновские и Столбовские, расположенные вблизи побережья Охотского моря.

Источники Горячего Пляжа

Термальные воды Горячего Пляжа являются наиболее хорошо изученными. В целях их практического использования в 1965 г. на этом участке начато разведочное бурение.

Разнообразные сведения о геологических и гидрогеологических условиях этого участка содержатся в работах В.В. Иванова [68], Е.К. Мархина [10], С.И. Набоко и др. [3], С.С. Сидорова [11], В.М. Дуничева и И.И. Ризнич [37] и др. Поэтому, не останавливаясь подробно на описании газопаровых струй и источников, кратко рассмотрим особенности хи-

Таблица 28

Состав спонтанных газов источников на Горячем Пляже (объемн. %)

Автор	CO ₂	H ₂ S	CH ₄	C _n H _m	CO
В.В. Иванов	13,5	0,0	21,77	0,0	0,0
С.С. Сидоров [14]	8,01	0,0	9,54	0,0	—
Н.В. Альбинский	8,4	—	10,3	—	—

Таблица 28 (окончание)

Автор	H ₂	N ₂ + редкие	Ar	He	O ₂
В.В. Иванов	0,0	—	64,98	—	0,0
С.С. Сидоров [14]	0,0	—	82,45	—	0,0
Н.В. Альбинский	—	81,3	1,553	0,003	0,0

мического состава термальных вод некоторых источников и скважин этого месторождения геотермального пара.

Термальные воды в районе Горячего Пляжа приурочены к вулканогенным неогеновым отложениям, слагающим фундамент вулкана Менделеева. По данным бурения, эти отложения разделяются на два основных комплекса, разобценных пачкой плотных пепловых туфов на глубине 100–120 м.

С верхним водоносным комплексом связаны многочисленные малодебитные источники, проявляющиеся на 20-метровой береговой террасе. Воды их теплые (25–30°), слабокислые — величина рН в них обычно составляет 6–6,5. По составу — сульфатно-хлоридные с преобладанием среди катионов натрия и кальция и общей минерализацией, колеблющейся в пределах 1–2 г/л. Такие относительно невысокоминеральные воды были вскрыты в интервале глубины 20–78 м скв. 2, расположенной в пос. Горячий Пляж на 20-метровой террасе. Состав их выражается формулой

$$M_{1,7} \frac{Cl_{77}SO_{19}HCO_3^4}{(Na + K)_{55}Ca_{25}Mg_{19}};$$

рН около 6,6; расход скважины составляет 1,8 л/с при самоизливе.

Нижний водоносный комплекс включает более минерализованные перегретые хлоридно-натриевые воды. Их естественная разгрузка происходит на двух участках: в пределах береговой полосы в пос. Горячий Пляж и вдоль южного контакта липаритовой экструзии. Температура этих источников колеблется от 65 до 100°. Дебиты их незначительны, преимущественное распространение на Горячем Пляже имеют выходы пара. Вместе с тем происходит и некоторая скрытая разгрузка этих вод среди камней ниже уровня океана.

Характерно, что воды этого типа, давая при лабораторном анализе явно щелочную реакцию, являются при разгрузке в естественных условиях слабокислыми или нейтральными (даже с учетом изменения нейтрального значения рН до 6,5 при температуре измерения 65°). Это наглядно иллюстрируется некоторыми полевыми замерами, сделанными в 1965 г. [25].

1. Кирпичный колодец на пляже в пределах поселка: $t 76^{\circ}$, Eh + 90 мВ; рН 6,0 при 65° и 6,7 при 18° через 15 минут после отбора пробы.

2. Колодец на пляже в поселке (Главный источник): $t 84^{\circ}$; Eh + 130 мВ, рН 7,0 при 65° и 7,7 после охлаждения пробы на воздухе до 15°.

3. Источник с южной стороны экстрюзии: $t 67^{\circ}$, Eh + 220 мВ; рН 6,9 при 55° и 7,5 при охлаждении на воздухе до 22°.

Позднейшие прямые измерения кислотности в действующей скв. 4, произведенные П.А. Крючковым и Э.Г. Ларионовым [38], для термальных вод с глубины 66 м при 141°С дали рН 5,43, тогда как величина рН сепарированной воды составляла 6,94.

В составе спонтанных газов (табл. 28) отмечается высокое содержание CH_4 и отсутствие сероводорода. Однако последнее обстоятельство, как указывает С.С. Сидоров [14], объясняется несовершенством метода отбора проб при помощи воронки, так как при этом не учитывается газ, растворяющийся в конденсате, тем более что в некоторых пароводяных струях возле экстрюзии ощущается слабый запах сероводорода, а в трубах для обогрева домов в незначительном количестве откладывается сера.

Воды источников этого типа характеризуются крайне однородным и постоянным во времени хлоридно-натриевым составом при общей минерализации 4–5 г/л (табл. 29).

Термальные воды нижнего комплекса вскрыты также значительным количеством скважин. Температура пароводяной смеси на глубине составляет около 150°. Основной водоприток (по данным скв. 1) приходится на интервал 300–400 м. Однако обводненность вмещающих пород, зависящая от степени их трещиноватости, крайне неоднородна. Так, скв. 3, заложенная на пляже возле Главного источника и вскрывшая трещиноватую зону, встретила сильно перегретую воду на глубине всего 75 м. Средние дебиты скважин составляют 8–10 кг/с.

Химический состав термальных вод, вскрытых на глубинах до 400–450 м, очень мало отличается от состава терм в местах естественной разгрузки — это те же хлоридно-натриевые воды (табл. 30, 31), только несколько слабее минерализованные (3–4,5 г/л). Однако при углублении скважин до 600–650 м резко возрастает общая минерализация (до 8–9 г/л) и изменяются соотношения между некоторыми компонентами (табл. 31).

Гидротермально-измененные породы в зоне разгрузки гидротерм Горячего Пляжа, их зональность и минералогические особенности подробно рассмотрены в работах С.И. Набоко с сотрудниками [3, 39, 40].

Следует отметить, что несколько выходов слабоминерализованных хлоридно-натриевых вод отмечается в долине р. Лесной, в 120 м ниже

Таблица 29

Химический состав вод источников Горячего Пляжа

Компонент	Источник у южного контакта экстррузии*		Главный источник, колодец на Горячем Пляже			
	Отобрано 29. IX 1965 г., t 67°C		Отобрано в 1965 г.		Отобрано 1. IX 1966 г., t 84°C	
	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л
Li ⁺	1,2	0,172	1,1	0,14	—	—
Na ⁺	1550,0	67,391	1389,0	60,81	1438	61,65
K ⁺	72,0	1,846	157,0	4,02	34,8	0,91
NH ₄ ⁺	4,3	0,240	0,70	0,04	1,5	0,08
Rb ⁺	0,27	0,002	—	—	—	—
Cs ⁺	0,10	0,001	—	—	—	—
Mg ²⁺	31,40	2,582	3,00	0,25	He обн.	—
Ca ²⁺	77,40	3,864	80,00	4,00	75,0	3,75
Mn ²⁺	—	—	He обн.	—	—	—
Sr ²⁺	0,33	0,003	<0,10	—	—	—
Fe ²⁺	He обн.	—	He обн.	—	He обн.	—
Fe ³⁺	"	—	"	—	"	—
Al ³⁺	13,00	—	—	—	"	—
Zn ²⁺	—	—	0,0075	—	—	—
Mo	—	—	<0,001	—	—	—
Сумма катионов	1750,0	76,112	1639,9	69,26	1549,3	66,39
Cl ⁻	2497,3	70,441	2384,0	67,15	2317	65,30
Br ⁻	8,2	0,103	6,3	0,08	—	—
J ⁻	0,4	0,003	1,5	0,01	—	—
F ⁻	0,3	0,015	He обн.	—	—	—
HCO ₃ ⁻	56,80	0,931	49,0	0,8	48,8	0,80
CO ₃ ²⁻	—	—	He обн.	—	He обн.	—
SO ₄ ²⁻	117,70	2,451	57,0	1,19	55,0	1,14
NO ₂ ⁻	—	—	He обн.	—	—	—
NO ₃ ⁻	—	—	"	—	—	—
Сумма анионов	2680,7	73,944	2497,8	69,23	2420,8	67,24
H ₃ BO ₃	105,7	—	167,7	—	52,1	—
H ₄ SiO ₄	315,6	—	124,3	—	288,1	—
H ₃ AsO ₃	5,04	—	2,61	—	—	—
CO ₂ своб.	—	—	—	—	28	—
H ₂ S своб.	—	—	—	—	He обн.	—
Общая минерализация	4857,0	—	4432,3	—	4310,3	—
pH	7,86	—	7,1	—	6,5	—

* Результаты анализа были любезно предоставлены Н.А. Альбинским.
Аналитики: В.А. Исаенко и Л.И. Коровина.

Таблица 30

Химический состав хлоридно-натриевых вод Горячего пляжа из скважин

Компонент	Скв. 1 на 20-метровой террасе, свободное фонтанирование. Отобрано в 1965 г.*		Скв. 3	
			глубина 94,25 м. Отобрано 7. X 1965 г.	
	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л
Li ⁺	1,0	0,14	—	—
Na ⁺	1487,0	64,68	748,3	32,55
K ⁺	78,0	1,99	41	1,05
NH ₄ ⁺	1,3	0,07	4,5	0,25
Mg ²⁺	5,0	0,40	23,7	1,95
Ca ²⁺	144,0	7,20	96,2	4,80
Mn ²⁺	0,4	0,01	—	—
Sr ²⁺	<0,1	—	—	—
Fe ²⁺	Не обн.	—	2,0	0,07
Fe ³⁺	"	—	Не обн.	—
Zn ²⁺	0,03	—	—	—
Mo	0,02	—	—	—
Al	—	—	—	—
Сумма катионов	1716,75	74,49	969,7	40,67
Cl ⁻	2532,0	71,32	1618,1	45,63
Br ⁻	7,8	0,09	—	—
J ⁻	0,8	0,01	—	—
F ⁻	0,25	0,01	—	—
HCO ₃ ⁻	40,0	0,65	36,6	0,60
CO ₃ ²⁻	4,0	0,14	18,0	0,60
SO ₄ ²⁻	94,0	1,95	40	0,83
NO ₂ ⁻	Не обн.	—	—	—
NO ₃ ⁻	2,0	0,03	—	—
Сумма анионов	2690,85	74,25	1712,7	47,66
H ₃ BO ₃	145,10	—	23,5	—
H ₄ SiO ₄	114,5	—	201,6	—
H ₂ S своб.	—	—	—	—
CO ₂ своб.	—	—	Не обн.	—
Общая минерализация	4667,20	—	2907,9	—
pH	7,95	—	8,2	—

* Результаты анализа были любезно предоставлены Н.А. Альбинским.

Аналитики: Л.И. Коровина и В.А. Волченкова.

Скв. 3					
глубина 401 м. Отобрано 18. XI. 1965 г.		глубина 650 м, P = 0,15 ат, I ≈ 150 ккал/кг. Отобрано 28. VIII 1966 г.		глубина 650 м. Отобрано 5. IX. 1967 г.	
мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л
—	—	—	—	—	—
1184,2	51,50	29,38	127,52	2431	105,70
0,70	0,04	34,0	0,87	195	4,99
16,80	1,33	2,0	0,11	—	—
103,40	5,16	94,5	7,76	94,32	7,76
—	—	307,0	15,35	241,73	12,06
—	—	6,8	0,25	—	—
Не обн.	—	—	—	—	—
0,3	0,02	Не обн.	—	—	—
—	—	"	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	Не обн.	—
1305,4	58,05	3375,5	151,86	2962,05	130,51
2096,7	59,14	5213,0	147,00	4467,5	126,1
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
12,6	0,21	24,40	0,40	34,2	0,56
15,0	0,50	Не обн.	—	—	—
48,0	1,00	214,0	4,46	194,9	4,04
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
2172,3	60,85	5439,0	151,86	4696,6	130,70
38,80	—	60,6	—	—	—
147,7	—	236,4	—	172,3	—
—	—	Не обн.	—	—	—
—	—	"	—	—	—
3642,2	—	9111,5	—	7831,0	—
8,2	—	8,5	—	6,8	—

Таблица 31

Химический состав вод месторождения Горячий Пляж (отобрано 28. X 1976 г.)

Компонент	Скв. 36, интервал 50 м (t 47°, pH 7,95)		Скв. 36, интервал 180 м (t 105°, pH 6,18)		Скв. 36, интервал 280 м (t 155°, pH 6,02)	
	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л
Li ⁺	0,25	0,04	0,32	0,05	0,35	0,05
Rb ⁺	0,06	—	0,12	0,002	0,15	0,002
Cs ⁺	<0,01	—	<0,01	—	<0,01	—
K ⁺	28,75	0,74	33,50	0,86	34,50	0,88
Na ⁺	280,00	12,17	355,0	15,43	380,00	16,52
Ca ²⁺	145,69	7,27	143,69	2,17	151,90	7,58
Mg ²⁺	44,26	3,64	42,56	3,50	40,13	3,30
Ba ²⁺	0,18	0,003	0,23	0,003	0,35	0,005
Sr ²⁺	0,35	0,008	0,41	0,009	0,41	0,009
Mn ²⁺	—	—	—	—	—	—
Fe ²⁺	<0,02	—	<0,02	—	<0,02	—
Fe ³⁺	<0,02	—	<0,02	—	<0,02	—
Al ³⁺	<0,01	—	<0,01	—	<0,01	—
Zn ²⁺	0,00	—	0,00	—	0,00	—
Pb ²⁺	0,00	—	0,00	—	0,00	—
Cu ²⁺	—	—	—	—	—	—
Cd ²⁺	—	—	—	—	—	—
Tl	—	—	—	—	—	—
Сумма катионов	499,54	23,87	575,83	27,02	607,79	28,34
Cl ⁻	610,62	17,22	725,72	20,46	762,74	21,51
F ⁻	<0,02	—	<0,02	—	<0,02	—
HCO ₃ ⁻	96,08	1,58	91,50	1,50	86,62	1,42
CO ₃ ²⁻	9,00	0,15	0,50	0,01	0,50	0,01
SO ₄ ²⁻	246,90	5,14	225,50	4,69	235,38	4,90
Сумма анионов	962,60	24,09	1042,72	26,65	1084,74	27,73
H ₄ SiO ₄	204,80	—	208,00	—	216,00	—
H ₃ BO ₃	37,81	—	50,84	—	50,19	—
H ₃ AsO ₃	—	—	1,70	—	3,40	—
CO ₂ св.	0,2	—	12,32	—	27,70	—
Общая минерализация	1704,75	—	1878,09	—	1961,12	—

Аналитик И.Б. Никитина.

устья руч. Кислого. На характеристике этих источников мы останавливаться не будем, поскольку в участках разгрузки этих вод не происходит образования каких-либо минеральных фаз, а сами воды качественно не отличаются от термальных вод источников Горячего Пляжа.

Западная группа источников

На западном побережье о-ва Кунашир, в непосредственной близости от вулкана Менделеева, среди верхнемиоцен-плиоценовых вулканогенно-осадочных слоистых образований происходит значительная разгрузка термальных вод. Здесь на небольшом удалении друг от друга в направлении с юга на север известны: Третьяковские, Валентиновские и Столбовские источники.

Все эти источники близки по температуре ($40-65^{\circ}$), общей минерализации (1,5–3 г/л), составу воды (табл. 32) и выделяющихся газов (табл. 33). Реакция воды во всех источниках слабокислая, почти нейтральная (рН 6–7). Из всей Западной группы несколько выделяются Столбовские источники, отличающиеся более высокой температурой вод и повышенным содержанием в последних сульфат-иона.

Не останавливаясь на описании всех источников этой группы, кратко характеризуем лишь Валентиновские источники.

К этим источникам относится ряд выходов термальных вод в долине руч. Валентины на участке 400–1300 м от устья. Большинство их разгружается вблизи русла.

Наиболее крупный из Валентиновских источников расположен в 400 м от устья, в основании левого борта. На гальке возле источника осаждаются гидроокислы железа.

Следующий выход термальных вод расположен в 700 м от устья. Вода сочится из трещин в слоистых туфах по левому борту на протяжении 30–40 м. В восточной части участка наблюдается маленький грифончик с горячей (42°) водой с заметным запахом сероводорода. Возле грифона отлагаются твердые белые кремнистые корочки. Такие же воды высачиваются в нескольких местах из галечников на противоположном берегу руч. Валентины. В то же время по левому борту, чуть ниже по течению, из трещин по напластованию пород (азимут падения юго-восток 100°) разгружаются термальные воды, уже не содержащие сероводорода. Их суммарный дебит всего 0,1 л/с. На выходе из них отлагаются гидроокислы железа буровато-рыжего цвета, а по трещинам, из которых вытекает вода, породы сильно пиритизированы, причем наблюдается даже одна линзочка мощностью 1,5–2 см, сложенная рыхлыми однородными сульфидами железа.

Рядом с этими выходами в русле руч. Валентины отчетливо различаются места бывших источников в виде гравийно-галечниковых отложений, прочно сцементированных опалом, содержащим мельчайшие включения глобулярного сульфида железа.

Последний, обследованный в долине руч. Валентина источник находится примерно в 1300 м от устья. Расход его 0,1 л/с. Из воды этого источ-

Таблица 32

Химический состав хлоридно-натриевых вод источников Западной группы и в устье

Компонент	1		2	
	Источник вблизи устья руч. Кислого. Отобрано 14. IX 1965 г., t 34°C		Руч. Третьякова, в 800 м от устья. Отобрано 1. IX 1965 г., t 40°C	
	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л
Li ⁺	0,35	0,05	0,30	0,043
Na ⁺	315,0	13,701	365,00	15,876
K ⁺	17,0	0,435	39,50	1,01
NH ₄ ⁺	2,9	0,160	0,70	0,04
Rb ⁺	0,03	—	0,09	0,001
Cs ⁺	—	—	0,07	—
Mg ²⁺	Не обн.	—	Не обн.	—
Ca ²⁺	54,0	2,694	12,00	0,599
Mn ²⁺	0,88	0,032	Не обн.	—
Sr ²⁺	0,24	0,005	0,09	0,002
Fe ²⁺	Не обн.	—	Не обн.	—
Fe ³⁺	"	—	"	—
Al	2,40	—	7,42	—
Сумма катионов	392,8	17,077	425,20	17,571
Cl ⁻	550,9	15,536	547,40	15,439
Br ⁻	0,6	0,007	0,70	0,009
I ⁻	0,03	—	0,01	—
F ⁻	Не обн.	—	0,10	0,005
HCO ₃ ⁻	73,80	1,210	85,20	1,396
SO ₄ ²⁻	32,90	0,685	31,30	0,652
HPO ₄ ²⁻	—	—	Не обн.	—
Сумма анионов	658,23	17,38	664,71	17,501
H ₃ BO ₃	35,2	—	6,50	—
H ₄ SiO ₄	78,70	—	121,0	—
H ₃ AsO ₃	0,17	—	0,08	—
Общая минерализация	1165,1	—	1217,49	—
pH	7,67	—	7,20	—

Аналитики: В.А. Исаенко, Т.К. Цыганкова.

руч. Кислого

	3		4		5	
	Руч. Валентины, в 400 м от устья. Отобрано 1. IX 1965 г., t 45°C		Руч. Валентины, в 700 м от устья, небольшой грифон. Отобрано 1. IX 1965 г., t 42°C		Руч. Валентины, в 700 м от устья, источник с гидроксидами железа. Отобрано 1. IX 1965 г., t 35°C	
	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л
	0,68	0,098	0,83	0,120	0,52	0,075
	810,0	35,231	900,0	39,146	565,00	24,575
	73,50	1,880	126,0	3,223	84,00	2,148
	2,90	0,160	3,2	0,180	1,80	0,100
	0,27	0,003	0,47	0,005	0,26	0,003
	0,11	—	0,12	—	0,06	—
	Не обн.	—	Не обн.	—	2,70	0,224
	65,20	3,255	45,0	2,245	36,00	1,796
	0,72	0,026	Не обн.	—	Не обн.	—
	0,24	0,005	0,17	0,004	0,09	0,002
	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—
	"	—	"	—	"	—
	5,30	—	5,83	—	3,18	—
	958,9	40,658	1081,60	44,923	693,70	28,923
	1304,9	36,801	1518,30	42,821	912,40	25,732
	2,6	0,032	0,80	0,010	1,50	0,018
	0,03	—	Не обн.	—	Не обн.	—
	0,04	0,021	0,60	0,032	0,30	0,016
	125,00	2,048	73,80	1,210	96,60	1,583
	42,0	0,874	46,90	0,976	51,80	1,078
	—	—	—	—	—	—
	1474,47	39,776	1640,40	45,049	1062,60	28,427
	19,7	—	21,10	—	8,50	—
	201,0	—	280,4	—	235,6	—
	0,10	—	0,06	—	Сл.	—
	2654,17	—	3023,56	—	2000,40	—
	7,55	—	7,25	—	7,25	—

Таблица 33

Состав спонтанных газов Столбовских источников

Автор	CO	CO ₂	H ₂ S	CH ₄	C _n H _m	H ₂	N ₂ + + ред- кие	O ₂
В.В. Ива- нов	0,0	41,72	Сл.	11,95	0,0	0,0	46,38	0,0
Е.К. Мар- хинин [6]	—	8,50	—	5,71	—	0,0	72,34	13,54
То же	—	13,10	—	0,35	—	0,0	7,70	1,14

ника довольно интенсивно отлагается кремнезем, цементирующий растительный детритус.

Кроме описанных, наиболее интересных источников, в долине руч. Валентины на этом же участке наблюдается еще целый ряд небольших выходов хлоридно-натриевых гидротерм.

В целом все охарактеризованные нейтральные и слабощелочные воды вулкана Менделеева, разгружающиеся на его периферии, отличаются поразительным однообразием состава. Это хлоридно-натриевые, слабощелочные в условиях естественной разгрузки (и ощелачивающиеся при стоянии) термы, с общей минерализацией от 1 до 5 г/л. По химическому составу практически нет различий ни между разными группами источников, ни между естественными и искусственными (скважинами) выходами в пределах одной группы. Единственное исключение составляют Столбовские источники, характеризующиеся высоким содержанием сульфат-иона.

От первых двух типов кислых терм эти воды резко отличаются почти нейтральной реакцией, очень низким содержанием сульфата и отсутствием или невысоким содержанием таких компонентов, как алюминий и железо, а также халькофильных микрокомпонентов — свинца, меди, цинка, кадмия и др.

ОСАДКИ В ИСТОЧНИКАХ НЕЙТРАЛЬНЫХ ХЛОРИДНО-НАТРИЕВЫХ ВОД

Минеральные отложения в источниках этого типа на вулкане Менделеева проявлены слабо. В основном это кремнистые образования, не содержащие TiO₂, местами изобилующие мельчайшими включениями дисульфидов железа. Изредка в заметных количествах отмечаются отложения пирита. В этом отношении значительный интерес представляют минеральные отложения в источниках долины руч. Валентины, расположенных в 700 м от устья. Часть источников расположена здесь непосредственно в русле ручья и представлена небольшими грифончиками. Особенности химического состава вод этих источников отражены в табл. 32 (анализ 4). Вокруг

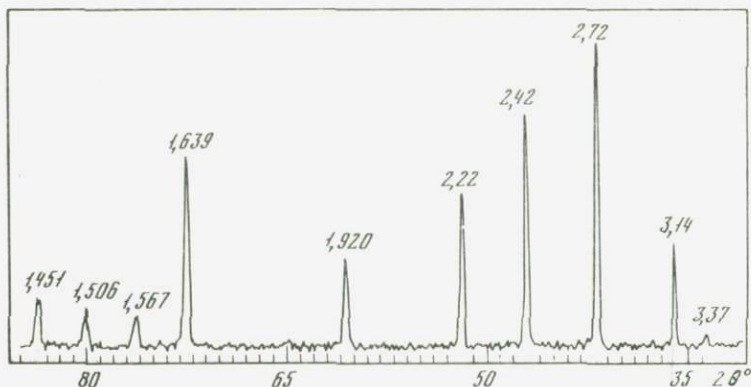


Рис. 15. Дифрактограмма мышьяковистого пирита (ДРОН-1, FeK α -излучение, Si в качестве внешнего стандарта)

грифончиков алювиальные отложения цементируются опалом, содержащим рассеянную вкрапленность глобулярного пирита. Другие источники расположены в левом борту на высоте 0,5 м над руслом среди слоистых кислых туфов среднеплейстоценового возраста [37]. Вода слабо сочится из пологих трещинок по напластованию пород. Химический состав этой воды приведен в табл. 32 (анализ 5).

Рядом с источниками в коренных породах встречаются тонкие прожилки опало-пиритового состава. Большинство из них ориентировано по слоистости. Сульфидные прожилки также образованы этими же термальными водами. Среди прожилков обнаружена более крупная линзочка, длиной 15–20 см и мощностью 1–2 см, вытянутая по напластованию туфов. Она сложена в основном несцементированными неправильными зернами пирита величиной 0,01–0,05, редко до 0,2–0,5 мм. Пирит из этой линзы и послужил материалом для детального исследования.

На дифрактограмме, снятой на ДРОН-1 в FeK α -излучении, в области небольших углов (рис. 15), получены редкие пики, по интенсивности близкие к эталонным пиритам без примесей, но соответствующие несколько большим межплоскостным расстояниям [41]. Однако, начиная с угла $\theta = 38^\circ$, пики пирита раздваиваются. Особенно хорошо это видно на отражении (511, 333). На профиле пика, соответствующего этому отражению (рис. 16), четко выделяют два максимума с $\theta = 67,81$ и $68,02$ (произведена корректировка по кремнию с $d_0 = 5,43053 \text{ \AA}$ [42] в качестве внешнего стандарта). Раздвоение пиков позволяет предположить присутствие двух пиритов, несколько различающихся по составу. Положение первого максимума можно рассматривать хорошим приближением положения α_1 -рефлекса пирита I. Положение α_1 -рефлекса пирита II ($\theta = 68,02$) менее точно, так как на него накладывается α_2 -рефлекс пирита I ($\theta_{\alpha_2} = 68,10^\circ$). В целом пик асимметричен из-за α_2 -рефлекса пирита II. По интенсивностям пики, соответствующие двум пиритам, примерно одинаковы. Однако, учитывая положение α_1 -рефлекса пирита II и α_2 -рефлекса пирита I, можно считать, что по количеству в пробе преобладает пирит I (не исключено, что присутствует пирит III промежуточного состава).

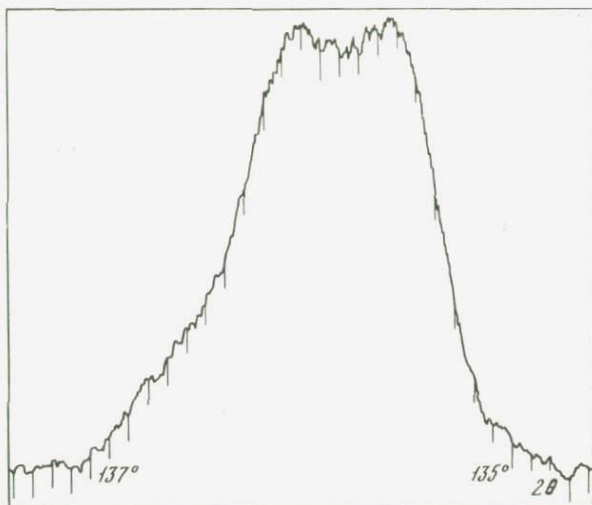


Рис. 16. Профиль дифракционного пика, соответствующего отражению (511, 333) пирита. (ДРОН-1, FeK_{α} излучение)

Подсчитаны параметры элементарных ячеек этих пиритов: пирит I — $a_0 = 5,432 \text{ \AA}$, пирит II — $a_0 = 5,424 \text{ \AA}$. Таким образом, оба пирита отличаются увеличенным параметром решетки по сравнению с идеальным пиритом без примесей, ребро ячейки которого составляет $5,417 \text{ \AA}$ [43, 44]. Поскольку спектральным анализом установлено, что примесей Co и Ni исследуемый пирит не содержит, увеличение a_0 может быть связано только с вхождением мышьяка и сурьмы в решетку пирита.

Химический анализ пробы пирита (табл. 34), соответственно отражающий средний состав, вероятно, целесообразно сопоставить также с усредненным параметром элементарной ячейки пирита. Такой усредненный параметр рассчитан по угловому положению центра тяжести неразрешенного рефлекса (321). В качестве внутреннего стандарта использовали NaCl марки х.ч. Вычисление угловой поправки производилось на основе теоретического параметра a_0 NaCl, принятого равным $5,64015 \text{ \AA}$ [41]. В результате установлен параметр элементарной ячейки пирита, отвечающего среднему составу: $a_0 = 5,430 \pm 0,001 \text{ \AA}$.

Изоморфное вхождение мышьяка в состав пирита было подтверждено исследованиями на рентгеновском микроанализаторе MS-46 фирмы "Самес", выполненными в ИГЕМ АН СССР. Фотографии в рентгеновском излучении AsK_{α} однозначно свидетельствуют об отсутствии в зернах пирита примесей каких-либо мышьяксодержащих фаз. При этом в распределении мышьяка обнаружена неравномерность, как правило, мышьяком резко обеднены центральные части зерен (рис. 17, а, б). По-видимому, количество мышьяка в пирите изменяется непрерывно, а выделенные рентгеновским методом пирит I и пирит II отвечают двум наиболее часто встречающимся, преобладающим составам пирита.

Таким образом, подтверждаются наблюдения А. Нейхауза [45], установившего увеличение ребра ячейки геля-пирита на $0,033 \text{ \AA}$ в связи с вхож-

Таблица 34

Химический состав пирита из отложений Валентиновских источников

Компонент	Содержание, %	Атомные количества
Fe	45,90	0,822
As	2,70	0,036
Sb	0,13	0,001
S	50,27	1,568
SiO ₂	0,65	—
Сумма	99,65	—

Аналитики: Г.А. Арапова, Ю.С. Нестерова.

дением в его структуру около 5% As. К аналогичному выводу пришли И. Буркарт-Бауман и Дж. Оттеман [46] и позднее Ю.С. Бородаев и Н.Н. Мозгова [47].

В отличие от образцов пирита, исследованных А. Нейхаузом, дававших на дебаеграммах размытые диффузные линии, в нашем случае пики на дифрактограмме резкие и по интенсивностям отражений не отличимы от эталонного пирита без примесей. Следовательно, присутствие мышьяка не влияет на степень кристалличности пирита.

Судя по результатам рентгеновского и химического анализов, можно предположить, что мышьяк, входящий в структуру пирита, изоморфно замещает серу, т.е. в некоторых "гантелях" вместо одного атома серы располагается мышьяк, подобно тому, как это осуществляется в кобальтине. Действительно, с таким характером изоморфизма согласуется наблюдаемое расширение решетки, так как связи As—S и Sb—S, соответственно равные 2,31 Å в кобальтине и 2,54 Å в ульманите, заметно длиннее связи S—S в пирите, составляющей 2,10 Å [48]. Пересчет результатов химического анализа по такой схеме изоморфизма дает для нашего пирита формулу $Fe(S_{1,908}As_{0,044}Sb_{0,001})$.

Описанное проявление представляет собой несомненный пример низкотемпературного гидротермального образования пирита, когда температура растворов не превышала 30—50°С. Это сближает его с другими известными случаями обнаружения пирита с высоким содержанием мышьяка (до 3—5%): в Саксонии [45], в Италии (цитируется по П.Рамдору [49]), на Аляске [50]. Во всех названных районах мышьяковистый пирит установлен на низкотемпературных свинцово-цинковых месторождениях и имеет отчетливые признаки метаколлоидного строения. В нашем примере также не исключено, что описываемый пирит проходил стадию гелеобразного осадка, так как иногда наблюдаются признаки колломорфного строения.

В связи с постоянным присутствием в мышьяковистых пиритах колломорфных структур многие авторы [45, 49] склонны считать, что мышьяк может содержаться только в пиритах, возникающих путем кристаллизации из гелей, и что для вхождения мышьяка в пирит обязательно необходима стадия образования гелевого осадка, сорбирующего мышьяк. С этих позиций интересны структурные особенности современного пирита одно-

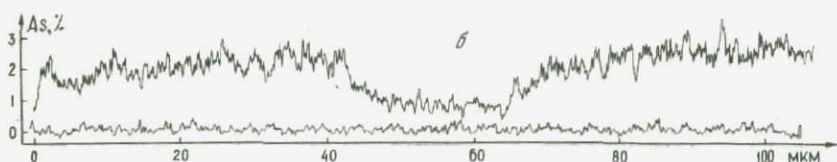
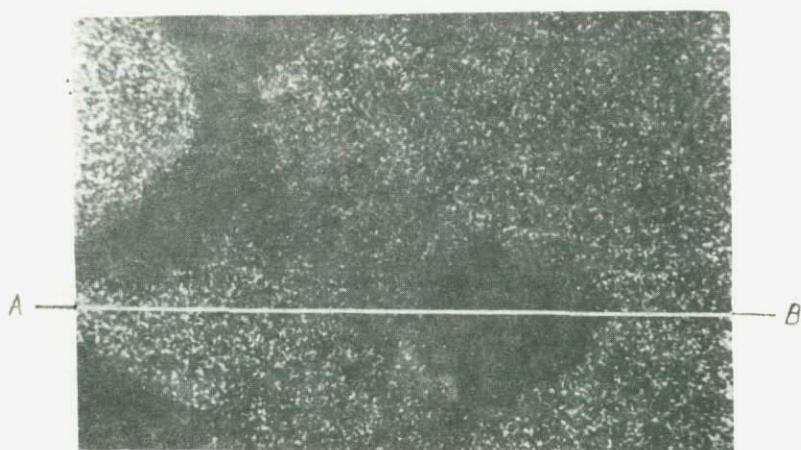


Рис. 17. Распределение мышьяка в исследуемом пирите

а — сканирование зерна пирита в рентгеновском излучении на площади 100 × 100 мкм; б — распределение мышьяка по линии А—В

го из прожилков в коренных породах, образованного в результате деятельности тех же источников. Пирит, слагающий вместе с опалом этот тонкий (2–4 мм) прожилок, содержит, по данным рентгеновского микрозондирования, в среднем 2,3% As и имеет состав $Fe(S_{1,96}As_{0,04})$. Для строения пирита характерно присутствие мелких глобулитовых образований — фрамбоидов, представляющих собой в данном случае, скорее всего, продукт раскристаллизации геля [51, 52, 53]. Каждый сферический глобулит, диаметром 0,005–0,03 мм, обычно 0,01–0,02 мкм, состоит из множества мельчайших кристалликов пирита квадратного, трапециевидного и треугольного сечения, размером 0,2–0,5 мкм, редко до 1 мкм (Таблица 1, 3 в конце книги). Микрозондированием было обнаружено, что промежутки между кристалликами пирита в глобулитах выполнены кремнеземом.

В полированных шлифах под микроскопом можно наблюдать (Таблица II, 1) различные стадии перехода глобулитов, слагающих вместе с опалом краевые участки прожилка, в равномернозернистую сульфидную массу в его центральной части: изолированные сферические глобулиты — изолированные глобулиты с частично слившимися внутренними кристалликами — изолированные или соприкасающиеся округлые глобулы уже

без видимого внутреннего строения — сросшиеся чуть угловатые, но еще округлые глобулы с полигональной структурой — сплошная равнозернистая масса. Весьма вероятно, что описанная последовательность отражает процесс кристаллизации во времени. Видимо, сначала формировался коллоидный осадок (кремнесульфидные глобулиты), который при дальнейшем просачивании растворов постепенно перекристаллизовывался при продолжающемся осаждении сульфидов железа. Об этом, в частности, свидетельствуют каемки пирита вокруг глобулитовых образований (Таблица II, 2).

При исследовании этого пирита с помощью рентгеновского микроанализатора в распределении мышьяка была выявлена интересная закономерность, выразительно иллюстрируемая сравнением фотографий в рентгеновском излучении AsK_{α} и в поглощенных электронах (Таблица II, 3, а, б): содержание мышьяка сравнительно низкое (0,1–0,6%As) в глобулитовых образованиях и значительно выше (2–2,5%As) в каемках пирита вокруг глобулей и в перекристаллизованном пирите. Это определенно свидетельствует о том, что основная часть мышьяка, содержащегося в пирите, не была соосаждена с гелевым пиритом глобулей, а выделялась из раствора позднее при их перекристаллизации и при кристаллизации пирита.

Поскольку мышьяк попадает в структуру пирита, минуя коллоидную стадию и замещая серу, есть все основания полагать, что в растворе он находится главным образом в восстановленной анионной форме (As^{3-} или As^{-}). В соответствии с этим предположением среди минеральных образований из вод описанных горячих источников отсутствуют минералы, в которых мышьяк находится в катионной форме: реальгар, аурипигмент и др. Таким образом, присутствие мышьяка в пирите в виде изоморфной примеси может в некоторой степени служить индикатором окислительно-восстановительных условий. Образование при низких температурах мышьяковистого пирита указывает на более восстановительные условия минералообразования по сравнению со средой, в которой формируются низкотемпературные сульфиды мышьяка.

На выходах источников хлоридно-натриевых гидротерм Горячего Пляжа практически не наблюдается минеральных отложений. Это относится к источникам, разгружающимся в пределах пляжной полосы. Но в тех местах, где термальные воды выходят из трещин в коренных породах (вдоль южного контакта экструзии), наблюдаются натечные кремнистые коры.

В районе скрытой разгрузки, происходящей ниже уровня океана, в скальных породах на значительной площади наблюдается большое количество опаловых прожилков. Специфическая особенность опала — его черный цвет, обусловленный обильными (до 50%) включениями тяжелых фракций (темноцветные минералы, титаномагнетит) морского песка. Отмечается также опал желтовато-оранжевого цвета, обусловленного примесью тонкодисперсных сульфидов мышьяка.

Этот тип вод распространен крайне ограниченно и для гидротермальной деятельности вулкана Менделеева, по-видимому, не характерен. Источники вод данного типа развиты только в одном месте — на западном склоне вулкана в долине р. Лесной (абсолютная высота 140–150 м). Термальные воды (температура от 18 до 33°) разгружаются по правому борту реки. Около выходов осаждаются гидроокислы железа. Суммарный дебит источников около 1 л/с. Вода почти нейтральная (рН 6,2 при 28° и 6,5 при 15°, после охлаждения на воздухе), гидрокарбонатная со сложным катионным составом (табл. 35).

Хотя типичные источники вод данного типа больше нигде не были встречены, довольно высокое содержание гидрокарбоната наблюдается еще в нескольких пунктах.

Первый находится непосредственно выше по склону над описанными источниками в направлении к северо-западному сольфатарному полю, в пределах абсолютных отметок 190–220 м. Температура воды в источниках колеблется в разных выходах от 20 до 38°. Суммарный расход 3,6 л/с. В зоне разгрузки осаждаются гидроокислы железа. Ионный состав выражается формулой $M_{0,95} \frac{SO_{63}^4 HCO_{32} Cl_5}{Ca_{43} Mg_{31} (Na + K)_{19} Fe_6^{3+}}$, рН 6,6.

Второй участок с близкими по составу водами отмечается в южной части Горячего Пляжа, за липаритовой экструзией. В водах некоторых источников с небольшой минерализацией (1–2 г/л) наряду с хлором содержатся до 30 мг · экв% HCO_3^- и до 6–18 мг · экв. % SO_4^{2-} при сложном магний-кальций-натриевом составе катионов.

Третий участок расположен в среднем течении руч. Лечебного, в 0,5 км ниже юго-восточного сольфатарного поля. В этом месте на правом берегу ручья расположен ряд небольших источников теплой (30–39°), почти нейтральной (рН 6,4–7,0) воды сульфатно-гидрокарбонатного состава. Термальные воды разгружаются вдоль ручья на протяжении около 100 м. Источники приурочены к толще лав и агломератовых туфов среднего состава, позднечетвертичного возраста. Непосредственно возле трещин, из которых вытекает вода, образуются светло-серые натечные кремнистые корки и откладывается немного тонкой взвеси сульфурита. Источники невелики по дебиту, суммарный их расход не превышает 0,5 л/с; вода сульфатно-гидрокарбонатного состава, слабominерализованная, слегка кислая (табл. 36). По полевым определениям 1966 г. в воде содержится: $H_2S + HS^-$ — 12 мг/л, $S_2O_3^{2-}$ — 3,3 мг/л, SO_3^{2-} — 0,7 мг/л, Eh $O \div 10$ мВ.

Несколько таких источников, соединяясь, образуют небольшой ручеек. В 8–10 м от его начала коренные выходы андезитов и ранее отложившиеся на них кремнистые натечки в русле ручейка покрыты рыхлой черной коркой, состоящей главным образом из гидроокислов марганца; мощность корки достигает 3–4 см. Протяженность этой зоны несколько метров, вплоть до руч. Лечебного. Образование марганцевого осадка, по-видимому, обусловлено дегазацией раствора и окислением Mn^{2+} .

Таблица 35

Химический состав гидрокарбонатных вод источников вулкана Менделеева в долине р. Лесной

Компонент	t 28°, отобрано 30. IX 1965 г.		
	мг/л	мг · экв/л	мг · экв. %
Li ⁺	0,04	0,005	0,04
Na ⁺	77,50	3,370	29,66
K ⁺	8,00	0,205	1,80
NH ₄ ⁺	3,60	0,200	1,76
Rb ⁺	0,01	—	—
Mg ²⁺	53,80	4,425	38,95
Ca ²⁺	62,80	3,132	27,57
Mn ²⁺	0,60	0,022	0,19
Sr ²⁺	0,12	0,003	0,03
Fe ²⁺	Не обн.	—	—
Fe ³⁺	Не обн.*	—	—
Al ³⁺	4,8	—	—
Сумма катионов	211,27	11,362	100,00
Cl ⁻	13,6	0,385	3,40
Br ⁻	Не обн.	—	—
J ⁻	0,4	0,003	0,03
F ⁻	Не обн.	—	—
HCO ₃ ⁻	602,0	9,869	87,19
SO ₄ ²⁻	51,0	1,062	9,38
Сумма анионов	667,0	11,319	100,0
H ₃ BO ₃	0,28	—	—
H ₄ SiO ₄	257,27	—	—
H ₃ AsO ₃	Не обн.	—	—
Общая минерализация	1135,82	—	—
pH	7,80	—	—

* В осадке определено 3,75 мг/л Fe.

Аналитики: В.А. Исаенко, Т.Н. Цыганова.

На участках, где начинается осаждение гидроокислов марганца, t 25–27°C, pH 7,0, Eh + 280 мВ, C_{H₂S} 1–1,5 мг/л, C_{Mn²⁺} = 0,7–0,8 мг/л, C_{H₄SiO₄} = 110–135 мг/л.

Отложения подобного рода источников, представленные белыми и светло-серыми пористыми кремнистыми натечными образованиями с линзами и гнездами черного марганцевого материала, образуют по правому берегу руч. Лечебного сплошную террасу протяженностью 30 м и высотой 2–3 м. Гидроокислы марганца залегают среди опаловых почковидных натечков, образуя гнезда и линзы толщиной от долей миллиметра до 1–

Таблица 36

Химический состав воды источников в долине руч. Лечебного, 1965 г.

Компонент	Источник в верховьях ручейка ($t 35^{\circ}\text{C}$, pH 6,8; Eh 10 мВ)		Источник у русла руч. Лечебного ($t 30^{\circ}\text{C}$, pH 7,0, Eh 10 мВ)	
	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л
H ⁺	—	—	—	—
Li ⁺	Не обн.	—	Не обн.	—
Rb ⁺	—	—	—	—
Cs ⁺	—	—	—	—
K ⁺	6,0	0,150	4,0	0,102
Na ⁺	22,5	0,978	26,0	1,130
NH ₄ ⁺	5,4	0,300	4,70	0,260
Ca ²⁺	29,6	1,475	29,50	1,475
Mg ²⁺	10,1	0,830	6,70	0,553
Ba ²⁺	—	—	—	—
Sr ²⁺	Не обн.	—	Не обн.	—
Mn ²⁺	0,84	0,031	0,88	0,032
Fe ²⁺	Не обн.	—	Не обн.	—
Fe ³⁺	"	—	"	—
Al ³⁺	"	—	4,3	—
Сумма катионов	74,44	3,764	76,10	3,552
HCO ₃ ⁻	102,2	1,676	96,6	1,583
Cl ⁻	18,30	0,515	13,80	0,388
F ⁻	0,10	0,005	Не обн.	—
J ⁻	Не обн.	—	"	—
Br ⁻	0,30	0,004	"	—
SO ₄ ²⁻	74,90	1,560	82,3	1,714
Сумма анионов	195,8	3,760	192,7	3,685
H ₄ SiO ₄	230,44	—	224,04	—
H ₃ BO ₃	0,56	—	Не обн.	—
H ₃ AsO ₃	0,09	—	0,09	—
Общая минерализация	501,09	—	492,93	—

Аналитик В.А. Исаенко.

4 см. Они представляют собой темно-коричневую, почти черную массу с удельным весом 2,57 г/см³. Рентгенометрическим исследованием проб, взятых из русла ручейка, было установлено, что гидроокислы марганца представлены главным образом бернесситом. Результаты рентгеновского анализа приведены в табл. 37. Приведенные данные указывают на тождество строения кристаллической решетки исследуемого минерала, эталонного бернессита и синтетического δ -MnO₂. Присутствие некоторых дополнительных линий, особенно в пробе 1, может быть отнесено за счет примеси тодоронита (линии 9,3, 4,57—4,77).

Таблица 37

Результаты рентгенометрического исследования бернессита

Бернессит (вулкан Менделеева)						Бернессит [55]	Синтетический δ -MnO ₂ [56]		
проба 1		проба 2		проба 3					
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
7	9,30	—	—	—	—	—	—	—	—
10	7,21	10	7,21	10	7,21	10	7,31	8	7,2
3	4,57	2	4,77	2	4,73	—	—	—	—
7	3,69	4	3,59	2	3,62	5	3,60	2	3,6—3,7
8	2,45	8	2,42	8	2,42	7	2,44	7	2,42
1	2,36	—	—	—	—	—	—	2	2,12
—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,62
9	1,413	9	1,413	10	1,413	8	1,418	6	1,39—1,40
1	1,230	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 38

Химический состав современного марганцевого осадка, обогащенного бернесситом

Компонент	Вес. %	Молекулярные количества	Компонент	Вес. %	Молекулярные количества
MnO ₂	57,62	0,662	K ₂ O	0,53	0,0056
MnO	1,81	0,026	H ₂ O ⁻	9,52	0,528
SiO ₂	7,47	0,125	H ₂ O ⁺	9,17	0,509
TiO ₂	Не обн.	—	CO ₂	1,63	0,037
Al ₂ O ₃	1,95	0,019	C	0,45	—
Fe ₂ O ₃	3,70	0,023	S	0,07	—
MgO	0,19	0,0048	Сумма	99,77	—
CaO	4,42	0,079	S=O	0,04	—
BaO	1,05	0,0069	Сумма	99,73	—
Na ₂ O	0,19	0,0031			

Аналитики: В.А. Волченкова, А.В. Зотов.

Исследуемый бернессит непрозрачен в проходящем свете, очень плохо полируется. На кривой нагревания (рис. 18) хорошо фиксируется лишь низкотемпературный эндотермический эффект при 150° С, связанный с удалением воды. Эндотермическая реакция, характерная для бернессита, примерно при 680°С [54] проявлена нечетко. При нагревании марганцевого осадка до 1100°С потеря в весе составляет 26%.

К сожалению, из-за тонкой дисперсности материала чистый бернессит выделить не удалось, поэтому в исследуемой пробе (табл. 38) присутствуют: гидроокислы железа, опал (в 5% содовую вытяжку ушло 5,10%

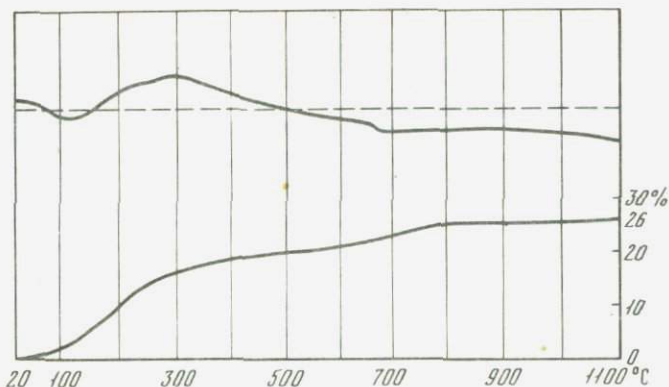


Рис. 18. Кривые нагрева и потери веса бернессита (источники в долине руч. Лечебного)

SiO_2), глинистое вещество, кальцит, органические вещества и элементарная сера.

Общее количество примесей по весу не превышает 17%. Пересчетом установлено, что бернессит с вулкана Менделеева характеризуется несколько повышенным содержанием H_2O^+ , CaO и BaO и довольно высоким отношением $\text{O} : \text{Mn} = 1,96$. Состав исследуемого бернессита выражается формулой $(\text{Ca}_{0,6} \text{K}_{0,15} \text{Na}_{0,10} \text{Ba}_{0,10} \text{Mg}_{0,05}) \text{Mn}_{10} \text{O}_{20} \cdot 6,6\text{H}_2\text{O}$.

При исследовании описанных выше осадков, обогащенных бернесситом, Г.А. Дубининой (Институт микробиологии АН СССР) были обнаружены марганцеокисляющие микроорганизмы Metallogenium. Для их выявления производились посевы на питательные среды; развитие микроорганизмов отмечалось по образованию бурых зон. На микрофотографиях бурого осадка из зоны развития микроорганизмов на среде $\text{MnCO}_3 + 0,05\%$ агара (Таблица III, 7) видны типичные трихосферические микробактерии Metallogenium, покрытые гидроокислами марганца.

На участке бактерий в осаждении аморфной двуокиси марганца, переходящей затем в бернессит и пиролюзит, из воды теплого (23°C) минерального источника Команойя (вулкан Комагадаке) указывают также И. Хария и Т. Кикуша [57].

Таким образом, на основании приведенных данных можно констатировать, что в природных условиях осаждение гидроокислов марганца при участии микроорганизмов возможно в умеренно окислительной (Еh 250–300 мВ) нейтральной (рН 7) среде при содержании марганца в растворе порядка первых миллиграммов на литр.

Образование гидроокислов марганца характерно не только для современных источников. Они отмечаются также и среди более древних кремнистых образований.

Характерным примером этого служат древние кремнистые отложения вблизи устья руч. Кислого, образование которых обусловлено происшедшей здесь ранее разгрузкой гидротерм. Последние по составу, по-ви-

димому, были близки к водам действующих источников в долине руч. Лечебного и имели также почти нейтральную реакцию, но в отличие от них содержали больше сероводорода, что обуславливало более восстановительные условия. Такие отложения в виде изолированных выходов встречаются в береговых обрывах руч. Кислого (вблизи устья) и р. Лесной (на протяжении 1 км вниз по течению от устья руч. Кислого). Протяженность отдельных выходов достигает 50 м при видимой мощности 1–2 м. Эти образования по внешнему виду (натечные формы, высокая пористость, окремнение, растительные остатки) очень близки к описанным отложениям источников на руч. Лечебном. Кремнезем в этих более древних породах, как и в современных аналогах, представлен также исключительно опалом (по рентгенометрическим данным). Единственным существенным отличием является развитие темных, почти черных, стекловатых разностей наряду с белыми и светло-серыми породами. Черный цвет обусловлен присутствием значительного количества рассеянного пирита глобулярного строения.

На одном участке возле термальной ванны вблизи устья руч. Кислого среди белых кремнистых отложений встречены мелкие линзочки марганцевого материала. Результаты рентгенометрического анализа этого материала приведены в табл. 39, из данных которой следует, что первая линза (проба 1) сложена в основном тодорокитом, а вторая (проба 2) — смесью пиролюзита, тодорокита и бернессита. О присутствии двух последних минералов можно судить по линиям 9,7 (тодорокит) и 6,9 (бернессит). Дополнительная линия 4,08, вероятно, вызвана примесью гетита.

Результаты химического анализа пробы из второй линзы приведены в табл. 40.

Кроме указанных в табл. 40 компонентов спектральным полуколичественным анализом определены (в вес. %): As — 0,1, Sr — 0,02, Ti — 0,002, Mo — 0,002, Ga — 0,001, Be — 0,0005, Cu — 0,0005.

Как примеси к гидроокислам и двуокиси марганца в исследуемой пробе присутствуют опал (около 40%), гетит, глинистое вещество, кальцит и сера. Хотя точное соотношение количества гидроокислов марганца и пиролюзита неизвестно, из табл. 41 следует, что гидроокислы марганца характеризуются повышенным содержанием CaO и BaO, довольно высоким соотношением O : Mn и сравнительно низким содержанием H_2O^+ .

Как уже отмечалось, термальные растворы, формировавшие кремнистые натечи в данном участке, характеризовались повышенным содержанием сероводорода, что выразилось в широком развитии пирита, обуславливающего черную окраску этих новообразований.

Пирит выделяется в кремнистой массе в виде мельчайших сферических частиц — глобуль размерами от 0,5 до 1 мкм и глобулитов, размеры которых варьируют от 0,005 до 0,03 мм. Распределение их в кремнистой массе в одних участках относительно однородное, в других — сгустковое (Таблица III, 2). Глобулиты, как правило, характеризуются однородно-глобулярным строением (Таблица III, 3), реже отмечаются глобулиты цепочно-глобулярного типа. Глобулярные образования имеют отчетливые признаки раскristаллизации и перекристаллизации и переходят в зернистые агрегаты.

Таблица 39

Результаты рентгенометрического исследования материала марганцевых линз

Материал из линз				Тодорокит [55]		Пирролизит [30]	
проба 1		проба 2					
<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	9,72	5	9,7	10	9,65	—	—
—	—	3	6,9	0,5	7,20	—	—
—	—	—	—	8	4,81	—	—
—	—	—	—	3	4,46	—	—
—	—	4	4,08	—	—	—	—
1	3,08	10	3,13	4	3,20	10	3,12
1	2,44	—	—	3	2,45	—	—
—	—	10	2,40	3	2,40	9	2,40
—	—	1	2,38	—	—	—	—
—	—	4	2,21	4	2,216	2	2,20
—	—	5	2,12	1	2,15	7	2,11
—	—	2	1,988	1	1,981	4	1,954
1	1,815	1	1,805	—	—	2	1,786
—	—	9	1,629	—	—	10	1,622
—	—	5	1,565	—	—	8	1,555
—	—	1	1,519	—	—	—	—
1	1,454	6	1,431	—	—	6	1,434
1	1,363	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	2	1,308
—	—	7	1,307	—	—	8	1,302
1	1,277	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	7	1,054
—	—	6	1,021	—	—	7	1,023

Аналитик А.С. Анисимова.

Таким образом, среди современных осадков в источниках сульфатно-гидрокарбонатных вод отмечаются опал, сульфурит, бернессит, а также в незначительных количествах пирит и кальцит. Для более древних отложений, представляющих собой осадки аналогичных гидротерм, характерны две отчетливо выраженные ассоциации: 1) опал, пирит; 2) опал, пирролизит, тодорокит, бернессит и в меньших количествах — гетит, кальцит и сера.

Завершая характеристику минеральных осадков, образующихся в районах поверхностной разгрузки сульфатных, сульфатно-хлоридных, хлоридно-натриевых и сульфатно-гидрокарбонатных гидротерм, авторы считают необходимым отметить, что приведенные ими данные не исчерпывают всего многообразия минеральных новообразований в источниках. Опушены характеристики натечных кальцито-гипсовых образований Столбовских и некоторых других источников. Не характеризуются также минеральные фазы группы гидроокислов железа, детально изученные и описанные Ф.В. Чухровым.

Таблица 40

Химический состав материала из марганцевой линзы

Компонент	Вес. %	Молекулярные количества
MnO ₂	35,79	0 412
MnO	3,42	0 0484
SiO ₂	42,89	0 669
TiO ₂	Сл.	—
Al ₂ O ₃	1,58	0 0155
Fe ₂ O ₃	3,32	0 0145
MgO	0,31	0 0078
CaO	1,98	0 0354
BaO	2,21	0 0143
Na ₂ O	0,42	0 0068
K ₂ O	0,56	0 0060
H ₂ O ⁻	4,33	0 2404
H ₂ O ⁺	2,76	0 1534
S	0,29	—
SO ₃	0,18	0 0020
CO ₂	0,64	0 0145
Сумма	100,68	—
S = O	0,14	—
Сумма	100,54	—

Аналитик Ю.В. Долина.

Помимо поверхностной разгрузки для кислых сульфатных и сульфатно-хлоридных гидротерм установлены значительные площади подземного стока. Б.Н. Шуляков отмечает существование глубинных потоков указанных гидротерм, начинающихся в районах сольфатарных полей и расширяющихся вниз по склону вулкана. Им выделяются три таких потока (см. рис. 6) и указывается, что, по данным электроразведки, на этих участках на глубине фиксируется горизонт с низким сопротивлением, обусловленным современной циркуляцией термальных вод или залегающим в пределах этого горизонта гидротермально-измененных пород. Как было показано выше, проведенным бурением в пределах северо-восточного сегмента глубинной разгрузки в интервалах глубин 75–200 м было установлено присутствие как мощной зоны гидротермально-переработанных пород с колчеданным оруденением, так и высокотермальных сульфатно-хлоридных гидротерм.

Начало глубинной разгрузки кислых сульфатных и сульфатно-хлоридных гидротерм должно быть отнесено ко времени образования сольфатарных полей.

МИНЕРАЛОГИЯ КОЛЧЕДАННОЙ ЗАЛЕЖИ
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СОЛЬФАТАРНОГО ПОЛЯ
ВУЛКАНА МЕНДЕЛЕЕВА

Колчеданные руды, локализованные в пределах четвертичной постройки вулкана Менделеева, привлекали к себе внимание многочисленных исследователей прежде всего непосредственной связью с процессами вулканизма, с одной стороны, и своим молодым возрастом — с другой. Действительно, эти руды практически современны и процессы их формирования продолжают в настоящее время. Более того, на эти молодые колчеданные руды наложены еще более молодые минеральные новообразования, значительно усложняющие строение колчеданной залежи.

Изучению геологии, минералогии и геохимии колчеданной залежи Северо-восточного сольфатарного поля посвящены работы Е.К. Мархинина [6], С.И. Набоко [13], Ю.Л. Неверова [60], В.П. Логинова и В.Л. Русинова [61], Н.А. Озеровой и др. [62, 63], Л.М. Лебедева [64, 65 66] и др.

Изучение особенностей минералогии колчеданной залежи, проявляющейся в пределах Северо-восточного сольфатарного поля вулкана Менделеева, было начато авторами в 1968 г. и систематически продолжалось до 1974 г. Проведенными исследованиями было установлено, что помимо метасоматических руд, детально изученных и обстоятельно описанных В.П. Логиновым и В.Л. Русиновым, в пределах залежи широко развиты более поздние, наложенные на нее, гидротермально-седиментационные сажистые и оолитовые колчеданные руды, а также еще более молодые ртутные рудопроявления, приуроченные к зонам тектонических нарушений в системах кольцевого и радиального разломов.

Северо-восточное поле наряду с другими сольфатарными полями, расположенными полукольцом вокруг сводовой горы Менделеева, приурочено к кольцевому разлому. По данным Е.К. Мархинина [6], депрессии сольфатарных полей возникли первоначально как воронки взрыва у подножия сводовой горы и их образование связывается с внедрением не вышедшей на поверхность дацитовой магмы. Проведенные нами исследования определенно показывают, что Северо-восточное сольфатарное поле сформировалось на основе, по крайней мере, трех имевшихся крупных воронок взрыва. Эти воронки после своего образования превратились в значительный очаг разгрузки кислых сульфатно-хлоридных гидротерм и долгое время существовали как кипящие озера. По берегам этих озер также проявлялась весьма активная газо-гидротермальная деятельность — в непосредственной близости от береговой кромки располагались группы активно действующих грязевых котлов и, по-видимому, достаточно вы-

сокотемпературных фумарол. В озерах происходило отложение серы и дисульфидов железа. В береговых котлах накапливались сульфидные и сульфидно-опаловые осадки. Длительное существование очага разгрузки кислых и ультракислых сульфатно-хлоридных и сульфатных гидротерм способствовало интенсивной метасоматической переработке андезито-базальтовой и дацитовой пирокластике в зонах фильтрации этих гидротерм.

При прекращении разгрузки и осушении гидротермальных озер-воронок их борта, а также накопленные в них осадки подверглись интенсивной эрозии, что и привело к формированию современного вида депрессии Северо-восточного сольфатарного поля. Значительный отпечаток наложила также и техническая деятельность человека¹.

Размеры описываемого сольфатарного поля в грубом приближении 500 х 270 м, очертания в плане неправильные. Морфологически поле представлено небольшими долинами трех ручьев, разграниченных невысокими водоразделами. В северо-восточной части сольфатарного поля указанные ручьи, сливаясь в единое русло, дают начало руч. Кислому. Пирокластические породы, слагающие поле, подвергшиеся интенсивному сернокислотному разложению, пропитаны растворами, заметно прогреты (иногда до 70°) и во многих участках (особенно на центральном и южном) пронизаны жерловинами сольфатар. Помимо крупных жерловин отмечается большое количество мелких сольфатарных проколов и палящих трещинных зон.

В нескольких сотнях метров северо-восточнее основного (верхнего) сольфатарного поля, в долине руч. Кислого, расположен его нижний участок. Здесь на протяжении около 150 м по обоим бортам ручья, а также непосредственно в русле его отмечается огромное количество рассредоточенных выходов парогазовых струй. Иногда это небольшие грязевые котлы, чаще сольфатарные проколы, инкрустированные на выходах игольчатыми кристалликами серы. На пологом правом борту, в 5 м под руслом, среди сильно измененных, превращенных в темно-серые глины пород, наблюдается довольно крупный (около 1 м в диаметре) грязевой котел. Вокруг него находятся несколько бурно газлирующих мелких котлов. В левом борту расположены несколько бурлящих источников типа провальных колодцев, открытых грифонов и ручьев (лимонитовый каскад).

Вулканические породы в районе сольфатарного поля залегают в виде пластов, падающих на северо-восток под углами 18–23°. В пределах поля и в глубоких врезх долины руч. Кислого эти породы подверглись интенсивной гидротермальной переработке (до опалитов). Изменение пород развивается параллельно поверхностям напластования.

Первичные породы представлены андезито-базальтами (четвертичные лавы верхнего эффузивного комплекса), размещающимися в подошве гидротермально-измененного комплекса пород, и дацитовой пирокластикой различной размерности.

¹ Японскими промышленниками здесь разрабатывались отложения самородной серы (месторождение Раусу-1).

Андезито-базальтовые лавы отмечаются во многих участках по западной границе сольфатарного поля. Это очень свежие, совершенно неизменные породы темно-серого до черного цвета. Под микроскопом характеризуются интерсертальной структурой основной массы с фенокристаллами плагиоклаза, гиперстена, оливина и магнетита. Размер вкрапленников плагиоклаза варьирует от 0,5 до 1 мм. Плагиоклаз зонален, состав внутреннего ядра отвечает № 70; периферические зоны — № 56–58. Вкрапленники sdвойникованы по альбитовому и карлсбадскому законам.

Фенокристаллы гиперстена представлены как отдельными монокристаллами размером до 0,6 мм, так и сростками до 1 мм в диаметре. Гиперстен под микроскопом характеризуется светло-желтой окраской первого порядка и отчетливо выраженным плеохроизмом: Ng — светло-зеленый, Nm — серовато-розовый и Np — серовато-желтый. Отмечается косое погасание ($cNg = 5^\circ$); $2V$ — отрицательный и в различных зернах варьирует от 58 до 65° .

Зерна оливина, размеры которых варьируют от 0,03 до 1 мм, довольно равномерно распределены в основной массе. Очертания зерен неправильные, по периферии оторочены тонкими каемками, представленными тонкозернистыми агрегатами пироксенов. Оливин в проходящем свете бесцветен с легким зеленовато-желтым оттенком. Интерференционные окраски красные и зеленые третьего порядка: $2V$ — отрицательный и равен 84° , что свидетельствует о преобладании хризолитовой молекулы.

Магнетит чаще всего встречается в сростании с пироксенами. Зерна его характеризуются неправильными ксеноморфными очертаниями, размер их редко превышает 0,2 мм в диаметре.

Основная масса составляет более 75% общего объема породы и представлена различно ориентированными микролитами (плагиоклаза и пироксена), пространство между которыми заполнено стеклом. Плагиоклаз микролитов по составу отвечает преимущественно № 50.

По данным В.Л. Русинова, количественное содержание минералов в породе следующее (в %): плагиоклаз — 62, авгит — 16, магнетит — 11, гиперстен — 4, оливин — 3, стекло — 4.

Реликты относительно свежих андезито-базальтов наблюдаются в обрывах правого борта руч. Южного. Они в виде округлых обособлений (от 0,15 до 0,7 м в диаметре) выделяются среди интенсивно опализованных и осерненных пород.

Аналогичные андезито-базальты встречены скв. 30 на глубине 110 м, пробуренной в районе Нижнеменделеевских источников.

Залегающая стратиграфически выше мощная толща опализованных и алунизированных пород, в которых постоянно и в значительных количествах обнаруживаются остаточные зерна фенокристаллов кварца, представлена гидротермально-измененной дацитовой пирокластикой различной размерности (от литокристаллокластических туфов до туфобрекчий). В пределах описываемого сольфатарного поля неизменные породы этого типа не встречаются, но на северном склоне вулкана на этом же гипсометрическом уровне в обнажениях между Северо-восточ-

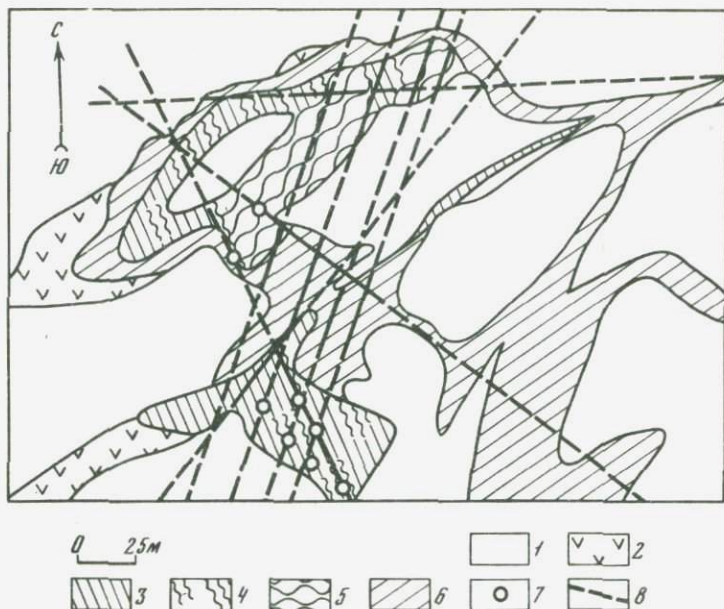


Рис. 19. Геологическое строение северной и центральной частей Северо-восточного сольфатарного поля (составлено Л.П. Шурмановым)

1 — отвалы, осыпи, аллювий; 2 — лавы; 3 — колчеданные метасоматиты; 4 — эпигенетически измененные колчеданные метасоматиты; 5 — зона развития образований фации кипящих котлов (включая участки окремнения опалитов); 6 — опалитовые метасоматиты; 7 — действующие сольфатары; 8 — тектонические нарушения

ным и Северо-западным сольфатарными полями отмечаются грубопирокластические породы дацитового состава.

Макроскопически это темные, коричневатые породы с обильными идиоморфными фенокристаллами кварца и плагиоклаза. Кристаллы кварца довольно крупные. Размеры их варьируют от 2 до 5 мм; воднопрозрачны. Плагиоклаз представлен андезином (№ 40–48). Отмечается небольшое количество вкрапленников моноклинного и ромбического пироксена, изредка наблюдаются магнетит и оливин. Присутствие последнего Е.К. Мархининым [6] объясняется ассимиляцией кислой дацитовой магмой андезито-базальтов, слагающих значительную часть вулканической постройки. Количество вкрапленников в породе велико и составляет более 40% всей массы породы. Основная масса, сложенная преимущественно микролитами плагиоклаза, характеризуется гиалопилитовой структурой. Стекло, составляющее около 10% основной массы, имеет показатель преломления $N = 1,510 - 1,518$.

Как уже отмечалось, пирокластические дацитовые породы подверглись глубокой гидротермальной переработке. В настоящее время они представлены белой и серой (до темно-серой) глинообразной массой с характерным раковистым изломом. В участках пропитывания термальными водами они приобретают сметанообразную консистенцию. Белые и серовато-белые разности этих пород представляют собой чисто опа-

ловые или опал-алунитовые метасоматиты. Серые и темно-серые разности являются теми же породами, но в различной степени обогащенными пиритом. Участки с максимальными содержаниями последнего (65—70%) представляют собой колчеданные метасоматиты.

Проведенными исследованиями установлено, что геологическое строение Северо-восточного сольфатарного поля значительно более сложно (рис. 19), чем это представлялось ранее. Помимо пород и руд метасоматической фации здесь достаточно широко развиты минеральные и рудные образования фации кипящих котлов, наложенные на метасоматиты. Кроме того, отчетливо отмечаются реликты седиментационных серных руд (с пиритом, опалом и алунитом) кратерно-озерного типа. Последние были в значительной степени эродированы и отработаны при добыче серных руд и в настоящее время наблюдаются в виде участков типа прислоненных фаций, сложенных серой, опалом и дисульфидами железа, характеризующимися тонкой слоистостью и горизонтальным залеганием слоев. Подобные образования наиболее часто наблюдались нами на Северном участке поля, в обрывистых обнажениях левого берега руч. Северного. На Центральном и Южном участках сольфатарного поля этот тип отложений наблюдался нами реже. Следует отметить, что Южный участок по целому ряду причин был изучен нами менее детально, чем Северный и Центральный участки и вопрос о развитии осадков кратерно-озерного типа на этом участке следует считать открытым.

Наконец, следует отметить также широкое развитие тектонических нарушений, контролирующих сольфатарную деятельность, ртутные рудопроявления и минеральные образования фации кипящих котлов. Нарушения представлены трещинными зонами с характерными зеркалами скольжения на поверхностях нарушенных пород, а также довольно мощными зонами дробления мощностью до 1 м и более. Выявлены две серии нарушений. Первая — три нарушения северо-западного простирания, с азимутами: З — 268°, СЗ — 307°, СЗ — 339° м, очень крутыми углами падения на юго-запад. К ним приурочены активно действующие сольфатары Северного и Центрального участков, зоны дробления с ртутным рудопроявлением на Северном участке. Вторая, бо́льшая по численности серия нарушений (около семи) представлена трещинными зонами северо-восточного простирания с азимутами от 20 до 50°. Они хорошо выдержаны по простиранию и на различных участках прослеживаются на многие десятки метров. Характеризуются крутыми углами падения (от 60° и более). По азимутам падения эта серия неоднородна — примерно половина нарушений падает на юго-восток, другая — имеет падения на северо-запад. Со второй серией нарушений связаны действующие сольфатары на Южном и Центральном, а также зоны питания котлов на Северном и Южном участках поля.

Как уже отмечалось, колчеданная залежь Северо-восточного сольфатарного поля неоднородна по строению и полигенна по происхождению. В связи с этим особенности минералогии рудопроявлений различных генетических типов будут охарактеризованы раздельно.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ КОЛЧЕДАННЫЕ РУДЫ ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ ЗОНЫ

Метасоматические сульфидные руды наблюдаются в обнажениях левого борта руч. Южного. Во всех случаях сульфидное оруденение контролируется элементами залегания гидротермально-измененных вулканитов. Оно локализовано примерно в срединной части толщи этих пород. Как в целом, так и в лежачем боку оруденения расположены опализированные пирокластические породы, с которыми оно связано постепенными переходами. Резких границ между колчеданным оруденением этого типа и опалитами нами не наблюдалось. Таким образом, о форме колчеданной залежи можно говорить только условно, выделяя участки одного и того же горизонта, наиболее обогащенные дисульфидами железа. Содержание последних в пределах рудного горизонта варьирует в весьма широких пределах (от 25 до 80% общей массы) как по простиранию, так и по падению пластов.

Мощность рудного горизонта около 20 м, падение на северо-восток под углами 18–21°, т.е. согласно с падением рудовмещающей толщи. Разубоженные (до 25–30% FeS_2) руды этого горизонта отчетливо наблюдаются в обнажениях левого борта руч. Кислого в его верхнем течении.

Внешне колчеданные метасоматиты черного цвета, однородны в верхах рудного горизонта и брекчиевидны в срединной и нижней его частях. Это обусловлено различным литологическим составом замещаемых дисульфидами железа пород: в верхней части рудного горизонта метасоматическому замещению подвергались литокристаллокластические туфы, а в средней и нижней – туфобрекчии дацитового состава.

Основным, резко преобладающим минералом служит пирит; марказит наблюдается в значительно меньших количествах и имеет подчиненное значение. Следует, по-видимому, отметить, что марказит довольно широко развит в зонах эпигенетического преобразования колчеданных метасоматитов и в более поздних рудопоявлениях. В рудных метасоматитах, развивающихся по литокристаллокластическим туфам, пирит образует равномерную вкрапленность, однородную по размерам метакристаллов пирита в опаловой массе (Таблица IV, 1). Количество вкрапленников варьирует от 30 до 70% общей массы породы; в отдельных участках достигает 85%; наиболее обычны и распространены разновидности, содержащие около 50–60% пирита. Вкрапленники последнего, как правило, представлены кубическими кристаллами и их сростками. Пирит нередко образует кокардовые каемки, нарастая на поверхность мелких обломочков. Довольно часто он выделяется в виде неправильно округлых и сферических колломорфных образований (Таблица IV, 2). Иногда наблюдаются его псевдоморфозы: по сферолитам алунита (Таблица IV, 3).

В табл. 41 приведены данные химического анализа пирита (метакристаллы) из рудных метасоматитов, развивающихся по литокристаллокластическим туфам, выполненного на микрозонде MS-46 фирмы "Самеса". Из приведенного анализа видно, что из довольно широкого спектра определявшихся элементов-примесей все они, кроме цинка, если и присутствуют, то в количествах, находящихся за пределами указанной чувствительности метода.

Таблица 41

Химический состав пирита метасоматических руд (Северный участок)

Компонент	Предельная чувствительность	Содержание, %		Атомные количества
Fe	—	46,54		833
Cu	0,012	Не обн.		—
Ni	0,010	"		—
Co	0,039	"		—
Cr	0,004	"		—
V	0,006	"		—
Zn	0,01	0,017		—
Ag	0,017	Не обн.		—
Hg	0,041	"		—
Au	0,036	"		—
Pd	0,016	"		—
As	0,027	"		—
Se	0,039	"		—
S	—	54,08		1686
Сумма	—	100,637		—

Аналитик А.И. Цепин.

Таблица 42

Химический состав пирита метасоматических руд (Южный участок)

Компонент	Предельная чувствительность	Содержание, %		Атомные количества
		зерно 1	зерно 2	
Fe	—	45,34	46,54	811; 833
Cu	0,012	Не обн.	Не обн.	—
Ni	0,010	"	"	—
Co	0,039	"	"	—
Cr	0,004	"	"	—
V	0,006	"	"	—
Zn	0,01	"	"	—
Ag	0,017	"	"	—
Hg	0,041	"	Не обн.	—
Au	0,036	"	"	—
Pd	0,016	"	"	—
As	0,027	"	"	—
Se	0,039	0,040	—	—
S	—	54,80	54,08	1712; 1686
Сумма	—	100,18	100,62	—

Метасоматические колчеданные руды, развивающиеся по дацитовым туфобрекчиям, в текстурном отношении менее однородны. Отражая неоднородность состава указанных пород, рудные метасоматиты этой зоны характеризуются специфической порфиново-обломочной текстурой. Как цемент, так и обломки пород в различных прослоях замещаются пиритом неравномерно. В одних случаях тонкозернистый цемент часто нацело замещен сульфидным материалом, а обломки пород не затронуты замещением (Таблица V, 1).

В других преимущественно замещаются обломки пород и фенокристаллы магнетита и темноцветных минералов (Таблица VI, 1). Нередко пирит нарастает на поверхность незамещенных обломков в виде тонких оторочек (Таблица VI, 2), а также при разрастании этих оторочек образует зональные кокардовые агрегаты. Количество пирита в рудных метасоматитах, развивающихся по дацитовым туфобрекчиям, варьирует от 25 до 65% общей массы породы; в отдельных блоках достигает 80%.

Анализ пирита (крупные вкрапленники в опаловом цементе) из низов колчеданных метасоматитов Южного участка сольфатарного поля приведен в табл. 42. В этом пирите так же, как и в описанном выше (метакристаллы в измененных литокристаллокластических туфах), элементы-примеси, за исключением ничтожных количеств селена, отсутствуют в указанных пределах чувствительности.

В зонах тектонических нарушений колчеданные метасоматиты испытывают заметные изменения. Отчетливо проявляется собирательная перекристаллизация — размеры кристаллических индивидов пирита увеличиваются в 2—3 раза, а в межзерновом пространстве появляются значительные количества марказита (Таблица VI, 3). Колчеданы приобретают в этих участках высокую плотность и становятся практически мономинеральными — содержание дисульфидов железа здесь достигает 95%.

Подстилающие рудные метасоматиты опалитовые породы превращены в этих участках в плотные кремнеобразные силициты с характерной ртутной минерализацией.

Подобные эпигенетически-измененные колчеданные метасоматиты широко развиты на Северном участке сольфатарного поля, в обнажениях левого борта руч. Северного. На Южном участке поля среди аналогичных образований широко развиты серии ветвящихся прожилков марказита, представленного почковидными агрегатами. В этих прожилках довольно часто отмечаются полости, в которых наблюдаются скопления сферолитов марказита, образование которых обусловлено расщеплением кристаллического индивида.

В массе эпигенетически-измененных рудных метасоматитов появляются вкрапленность киновари и редкие выделения энаргита. Последние чаще наблюдаются на Северном участке поля. Там, вблизи одного из нарушений, среди окремненных рудных метасоматитов, отмечались довольно крупные ксеноморфные коричневато-розовые выделения энаргита. Выделения сложены однороднозернистыми (0,05 мм) агрегатами с характерным, очень сильным двуотражением в желто-розовых и фиолетовых тонах.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ КОЛЧЕДАНЫХ РУД ВУЛКАНА МЕНДЕЛЕЕВА НА ГЛУБИНЕ

Как уже отмечалось, скважинами, пробуренными в районах Нижнеменделеевских и Верхнедокторских источников, вскрыта мощная толща вулканокластических пород, подвергшихся интенсивному гидротермальному изменению под воздействием кислых сульфатно-хлоридных гидротерм.

Зона глубинной разгрузки этих гидротерм находится в интервале глубин от 50 до 200 м и осложнена системами качественно близких, но отличающихся по абсолютным значениям минерализации, температурам и значениям pH, трещинных вод. Вулканокластические породы в верхней части зоны каолинизированы и опализированы; с глубиной наряду с опализацией пород отмечается интенсивная пиритизация и алунитизация.

Колчеданные метасоматиты здесь, так же как и в обнажениях Северо-восточного сольфатарного поля, характеризуются различной степенью насыщения сульфидными компонентами — от редкой вкрапленности пирита в опалитах и опал-алунитовых породах до сплошных массивных колчеданных руд. Вкрапленники пирита представлены метакристаллами кубического и кубооктаэдрического габитуса; часты скелетные формы (Таблица VII, 1). Широко распространены колломорфные выделения пирита в полостях, образующихся в результате растворения мелких обломков. Нередко также отмечаются фенокристаллы магнетита и пироксенов, почти нацело замещенные пиритом. Количество вкрапленников пирита в рудных опал-алунитовых метасоматитах варьирует от 15 до 50%. Скв. 33 в интервалах глубин 149—158 м и 187—196 м вскрыты очень плотные колчеданные руды, сложенные тонкозернистым пиритом, составляющим до 95—97% всей массы породы (Таблица VII, 2). В многочисленных мелких полостях этих руд довольно часто отмечаются выделения энаргита и люцонита, а также более редких — халькопирита и сфалерита. Отличительная особенность люцонита в этой зоне — его постоянная ассоциация с ангидритом.

Халькопирит образует неправильной формы выделения в межзерновых порах однороднозернистого пирита. Размеры их варьируют от 0,01 до 1 мм. По отношению к пириту халькопирит более поздний, но более ранний, нежели энаргит; в тесных взаимоотношениях с люцонитом не наблюдался. В табл. 43 приведены данные химического анализа халькопирита выполненного на рентгеновском микроанализаторе MS-46 (фирмы "Сетеса").

Изредка в халькопирите отмечаются включения сфалерита, не превышающие, как правило, 75—80 мк в диаметре. Сканирование участка халькопирита с относительно крупным включением сфалерита (Таблица VIII, 1) показывает, что последний представлен практически безжелезистой разностью и характеризуется малым содержанием кадмия. Сфалерит встречается только в виде вкрапленников в халькопирите, в ассоциации с пиритом, энаргитом и люцонитом не наблюдается. На глубинах 160 и 180 м среди опал-алунитовых пород отмечаются довольно мощные, практически мономинеральные прослои алунита мощностью от 0,5 до 1,7 м. Они представлены однородными тонкоячеистыми агрегатами мелких (от 0,5 до 2 мм) пластинчатых кристаллов алунита, различно ориентированных в про-

Таблица 43

Химический состав халькопирита (скв. 33, глубина 198 м)

Компонент	Содержание, %	Атомные количества
Cu	33,52	527
Fe	30,25	541
S	33,17	1034
Сумма	96,94	—

Аналитик А.И. Цепин.

странстве и тесно срастающихся друг с другом (Таблица IX, 1). Пространство между ними, как правило, ничем не заполнено, что и придает породе своеобразный тонкоячеистый облик. Изредка пространство между тонкотаблитчатыми кристаллами алунита заполняется тонкодисперсной массой опала и тонкокristаллическим пиритом (Таблица IX, 2) и значительно реже — крупнозернистым энаргитом (Таблица X, 1). Среди крупных выделений последнего нередко отмечаются радиально-ориентированные сростки кристаллов алунита, почти нацело замещенные пиритом (Таблица X, 2). В отдельных случаях на кристаллах алунита отмечались хорошо ограненные кристаллики пирита, полностью обрастающие алунит и образующие микродрузовые образования пентагондодекаэдрических кристаллов пирита.

В табл. 44 приведены межплоскостные расстояния крупнокристаллического алунита, образующего ячеистые агрегаты.

В зонах фильтрации металлоносных сульфатно-хлоридных гидротерм, содержащих повышенные количества меди, цинка, мышьяка и сурьмы, при температурах 100–120°C и значениях pH от 2,4 до 4 образуются сульфосоли меди — энаргит и люцит. Максимальные количества их наблюдались в керне скв. 33 (глубина 170–185 м), представленном пористыми опализированными и алунитизированными туфобрекчиями базальтов.

Энаргит наблюдается в виде корочек довольно крупных (до 3 мм) таблитчатых кристаллов, чаще всего на поверхности опализированных обломков. Частично он представлен скоплениями столбчатых кристаллов в прожилках переотложенного алунита (Таблица XI, 1, 2). Более редки хорошо образованные кристаллы энаргита, как правило, в мелких полостях опалитов (Таблица XII, 1).

Цвет энаргита серо-черный с очень сильным полуметаллическим блеском; спайность весьма совершенная в одном и менее ясная в другом направлении, на гранях кристаллов — характерная вертикальная штриховка. Под микроскопом в отраженном свете минерал розовато-коричневый; характерно сильное двуотражение от серовато-розового до фиолетового. Выделения энаргита представлены, как правило, однороднозернистыми агрегатами изометричных зерен. Отчетливо анизотропен, погасание прямое; в диагональном положении (по отношению к оси *c*) — яркого красно-фиолетового цвета. В массе пластинчатых кристаллов алунита нередко отмечаются толстотаблитчатые кристаллы энаргита, тесно ассоциирующие

Таблица 44

Межплоскостные расстояния крупнокристаллического алунита

Алунит исследуемый		Алунит As TM-14-136	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
3	5,46	14	5,72
7	4,93	55	4,96
2	4,73	—	—
5	3,52	20	3,49
5	3,32	—	—
10	3,00	100	2,99
4	2,87	100	2,89
4	2,50	6	2,47
10	2,27	80	2,29
1	2,22	6	2,21
4	2,10	—	—
1	2,03	2	2,03
9	1,908	10	1,926
—	—	30	1,903
7	1,747	16	1,746
5	1,651	2	1,648
4	1,564	2	1,572
1	1,530	—	—
10	1,490	35	1,503
1	1,465	10	1,494
4	1,425		
6	1,386		
2	1,375		
1	1,334		
2	1,323		
8	1,286		
1 Разм.	1,259		
8	1,208		
4	1,199		
8	1,164		
8	1,141		
Шир. разм.	1,135		
4	1,104		
7	1,083		
1	1,078		
4	1,053		
6 Шир. разм.	1,034		
2	1,013		
6	1,006		

Таблица 45

Межплоскостные расстояния энаргита

Энаргит, вулкан Менделеева		Энаргит, район Тэйн (Япония)	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
2	3,49	3	3,54
10	3,20	10	3,16
1	3,05	2	3,01
10	2,83	9	2,827
6	2,21	7	2,183
5	2,04	6	2,030
—	—	1	1,906
10	1,838	9	1,842
8	1,728	8	1,714
9	1,584	8	1,581
6	1,549	5	1,543
—	—	1	1,415
8	1,264	6	1,258
—	—	3	1,193
6	1,188	6	1,182
3	1,151	2	1,145
—	—	2	1,125
4	1,071	3	1,063
10	1,046	7	1,041
3	1,012	3	1,006
3	1,008	2	0,975
2	0,934	3	0,926

с пиритом. Последний образует в одних случаях обильные включения мельчайших кристаллов (гексаэдры и пентагондодекаэдры) в крупных таблитчатых зернах энаргита (Таблица XII, 2); в других — образует с ними сростания. Характер границ сростания свидетельствует об одновременном росте кристаллов энаргита и пирита.

В этих участках наблюдаются единичные зерна халькопирита в сростаниях с энаргитом. Характер взаимоотношений их свидетельствует о более позднем выделении энаргита (Таблица XIII, 1).

В табл. 45 приведены значения межплоскостных расстояний энаргита.

Анализ энаргита, выполненный на микрозонде MS-46, приведен в табл. 46.

Люционит наблюдается преимущественно в виде тонкозернистых агрегатов, слагающих тонкие (от 0,5 до 2,5 мм) ветвящиеся прожилки в окремненных вулканокластических породах (Таблица XIII, 2). Аналогичные агрегаты его выполняют отдельные пустоты в измененных породах. Цвет люционита серый с желтоватым оттенком, блеск металлический; спайность отсутствует. Под микроскопом он коричневатожелтый с розоватым оттенком, сильно анизотропен, с пестрыми цветовыми эффектами, зерна изометричны, каждое из них состоит из сдвойникованных тонких

Таблица 46

Химический состав энаргита

Компонент	Содержание, %	Атомные количества
Cu	48,59	784
Fe	0,06	1
Ag	0,11	1
As	16,80	224
Sb	3,42	28
S	31,13	970
Сумма	100,11	—

Аналитик Т.И. Голованова.

Формула энаргита (Cu, Ag, Fe)_{3,04}(As, Sb)S_{3,85}.

Таблица 47

Межплоскостные расстояния люцитита

Люцитит, вулкан Менделеева		Люцитит, район Тэйн (Япония)		
<i>i</i>	<i>d</i>	<i>lhkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
1	4,18	—	—	—
1	3,32	—	—	—
9	3,06	(112)	10	3,08
5	2,66	(200), (004)	6	2,665
10	1,879	(220)	10	1,886
8	1,864	(204)	8	1,878
9	1,600	(312)	8	1,606
6	1,591	(116)	6	1,593
1	1,533	(224)	2	1,537
2	1,331	(400)	4	1,333
2	1,318	(008)	3	1,321
5	1,210	(332)	6	1,218
3	1,203	(316)	3	1,212
1	1,189	(420)	2	1,191
5	1,079	(424)	6	1,084
2	1,072	(228)	3	1,079
3	1,021	(512)	3	1,027
5	1,018	(336)	5	1,024
—	—	(1.1.10)	2	1,016
3	0,238	(440)	3	0,942
2	0,929	(408)	2	0,932
5	0,900	(532), (516)	4	1,903
—	—	(3.1.10)	3	0,894

Таблица 48

Химический состав люционита

Компонент	Содержание, %	Атомные количества
Cu	48,75	767
Fe	0,03	—
Ag	0,05	—
As	17,30	230
Sb	3,34	27
S	31,51	983
Сумма	100,98	—

Аналитик Т.И. Голованова.

Формула люционита: $(\text{Cu}, \text{Ag}, \text{Fe})_{2,98}(\text{As}, \text{Sb})\text{S}_{3,82}$.

пластинчатых индивидов с различной оптической ориентировкой (Таблица XIII, 3).

В табл. 47 приведены значения межплоскостных расстояний описываемого люционита. Анализ люционита, выполненный на микрозонде MS-46, приведен в табл. 48.

Таким образом, наряду с формированием колчеданных тел на вулкане Менделеева в более глубоких зонах циркуляции металлоносных сульфатно-хлоридных гидротерм образуются сульфосоли и сульфиды меди.

Минералогия рудопроявлений фации кипящих грязевых котлов

В пределах Северо-восточного сольфатарного поля среди гидротермально-измененных вулканокластов, обнажающихся в бортах депрессии, помимо колчеданных метасоматитов выявлены более поздние, наложенные на них специфические минеральные образования, связанные с деятельностью кипящих "грязевых" котлов.

В обнажениях указанные образования имеют форму карманов различной конфигурации и выполнены пирит-марказитовыми, опаловыми и опал-алунитовыми пизолитами. Количество подобных образований достаточно велико. К настоящему времени их выявлено около сорока. Большая часть их расположена в пределах более или менее одного гипсометрического уровня и некоторые несколько выше его (от 3 до 5 м).

Наиболее детально подобные образования были изучены нами в пределах северной части сольфатарного поля, в обнажениях левого борта руч. Северного. Здесь, по бровке и на террасообразном уступе, на протяжении 150 м было обнаружено более 20 минерализованных котлов различных размеров и конфигураций.

Проведенными исследованиями было установлено, что серные опалиты характеризуются горизонтальной слоистостью и по отношению к опалитовым метасоматитам несут характер прислоненных фаций. Не вызывает сомнения, что эти породы представляют собой гидротермально-седимен-

тационные образования озерного типа. В настоящее время значительная часть их эродирована и выработана. Подстилающие рудные метасоматиты опаловые породы в значительной степени, но неравномерно, окремнены; наиболее интенсивное окремнение опалитов, с образованием очень плотных силицитов, отмечается в тектонически нарушенных участках, особенно в зонах дробления.

Минерализованные котлы в плане образуют цепочкообразные выходы, фрагментарно очерчивающие залежь серных опалитов (рис. 20). Как правило, это тела воронко- и чашеобразной формы, корневые части которых всегда связаны с зонами дробления.

Минеральные выполнения недавно действующих котлов отличаются большим разнообразием. Существуют котлы, выполненные только дисульфидами железа или, напротив, одним кремнеземистым материалом (тонкодисперсный кварц, опал). Для значительного количества котлов характерно присутствие как сульфидных фаз, так и минералов из группы окислов кремния.

Примером преимущественно сульфидной минерализации котлов служит крупное воронкообразное тело на северо-восточном фланге обнажений Северного участка сольфатарного поля. В плане этот котел имел неправильно округлые очертания. В настоящее время минеральные новообразования, заполнявшие его, в значительной степени эродированы (около половины), но сохранившиеся останцы в эродированной части тела позволяют довольно точно его оконтурить. Диаметр тела в его верхней части варьирует в различных направлениях от 15 до 17 м; в нижней части (у подошвы обнажения) его диаметр уменьшается до 6—7 м. Придонные участки котла скрыты мощным чехлом осыпей. В вертикальном разрезе тело имеет отчетливо выраженную воронкообразную форму (рис. 21). Основная масса выполнения представлена однородным агрегатом мельчайших кубических и реже кубооктаэдрических кристалликов пирита. Плотность этих отложений различна. Ближе к стенкам котла они очень плотны, латунно-желтого цвета; непосредственно у стенки котла слабо расслоены. По направлению к центру котла агрегаты пирита становятся темными и менее плотными, а в центральной его части они представлены рыхлыми сажистыми разностями.

Под микроскопом плотные разности характеризуются однороднозернистой структурой, обусловленной срастанием зерен пирита, близких по размерам. Границы зерен преимущественно неровные, извилистые; изредка наблюдаются элементы гранных форм (Таблица XIV, 1). Для сажистых разностей характерно свободное развитие кристаллических индивидов — пирит в них хорошо окристаллизован. Преобладающая форма — куб, реже отмечаются кубооктаэдры и пентагондодекаэдры.

В центральной части котла наблюдаются вертикально ориентированные каналы, представленные пачкой (4—6 и более) параллельно связанных между собой труб. В поперечном сечении последние иногда правильно округлые, чаще округло-щелевидные. Стенки труб сложены тонкозернистым марказитом. На их внешней поверхности отмечаются многочисленные шестоватые ответвления тончайших корочек этого минерала. Внутренняя поверхность покрыта кристаллами марказита, образующими закономер-

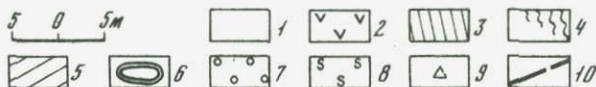
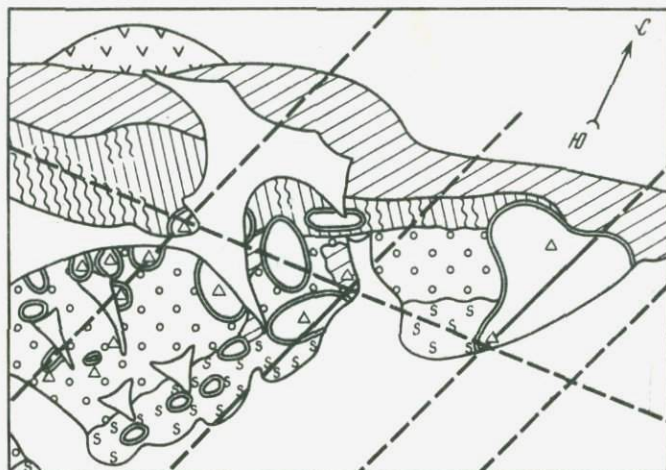


Рис. 20. Геологическое строение центральной части Северного участка сольфатарного поля (составлено Л.П. Шурмановым)

1 — делювий, аллювий, осыпи; 2 — лавы; 3 — колчеданные метасоматиты; 4 — эпигенетически измененные колчеданные метасоматиты; 5 — опаловые метасоматиты; 6 — минеральные образования фаций кипящих котлов; 7 — силициты; 8 — серные опалиты; 9 — ртутные рудопроявления; 10 — тектонические нарушения

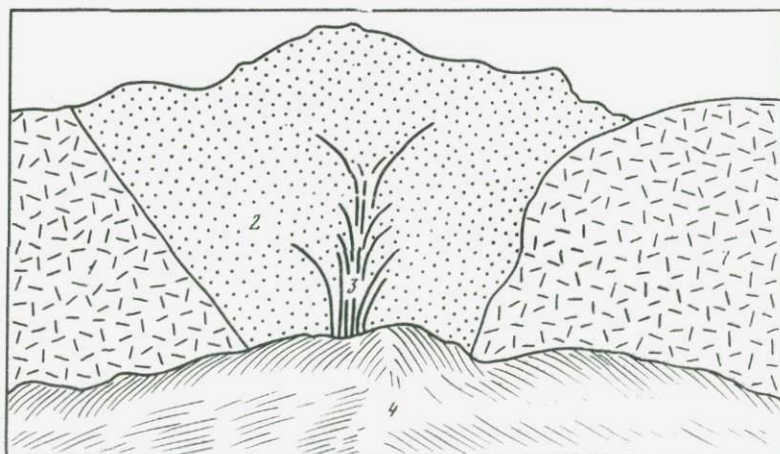


Рис. 21. Схематическая зарисовка котла, выполненного плотным сажистым пиритом. Уменьш. 50

1 — плотные, неоднородноокрашенные опалиты; 2 — сажистый пирит; 3 — трубчатые образования марказита; 4 — осыпи

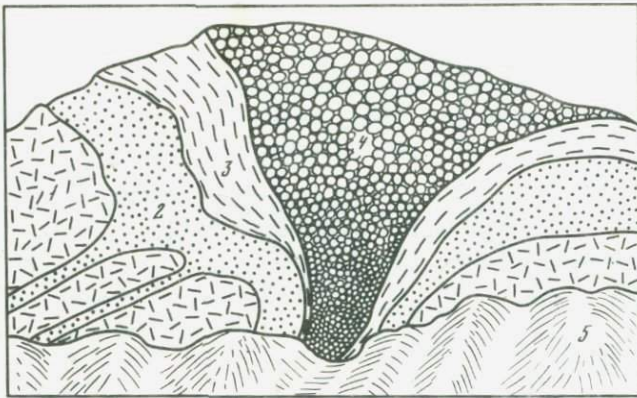


Рис. 22. Схематическая зарисовка котла, выполненного массивным оолитовым пиритом. Уменьш. 30

1 — плотные неоднородно окремненные опалиты; 2 — массивный тонкозернистый пирит; 3 — массивный слоистый пирит; 4 — оолиты пирита (иногда с концентрами опала, алунита и сфалерита); 5 — осыпь

но-ориентированные гребнеобразные срастания, в которых свободно растущие головки кристаллов направлены вверх, по направлению движения растворов.

Минерализованные котлы аналогичного типа, но меньших размеров, наблюдаются в северной и северо-западной части обнажения Северного участка.

В 15 м западнее и в 1,5–2 м выше по склону от описанного выше котла наблюдается аналогичное образование, несколько отличающееся по строению. Это также бывший "грязевой" котел, характеризующийся относительно правильной воронкообразной формой. Выполнен он преимущественно дисульфидами железа и характеризуется более или менее симметричным расположением различных по строению и морфологии агрегатов пирита и марказита (рис. 22).

Прилегающие к стенкам воронки зоны сложены массивными и плотными тонкозернистыми агрегатами пирита и марказита. Мощность этих зон варьирует от 6 до 35 см. По направлению к центральной части тела зоны сменяются менее плотными, слабо расслоенными, также тонкокристаллическими агрегатами дисульфидов железа. Их мощность колеблется от 3–5 см в приконтактной части воронки и до 20–35 см в верхней, расширенной ее части. Под микроскопом в отраженном свете установлено, что описываемые расслоенные образования дисульфидов железа представлены пирит-марказитовыми агрегатами, в которых отчетливо отмечается чередование преимущественно пиритовых или марказитовых сегрегаций (Таблица XIV, 2). Центральная часть воронки выполнена хорошо отсортированными по размеру пизолитами (Таблица XIV, 3), сложенными дисульфидами железа и более сложными по составу (пирит-опаловые, пирит-сфалерит-опаловые). Следует подчеркнуть, что для оолитовых колчеданных руд Северо-восточного сольфатарного поля крайне

характерно повышенное содержание сфалерита. Как уже отмечалось, он или слагает отдельные концентры и ядра оолитов и пизолитов или выделяется в цементирующей массе дисульфидов железа в виде редких, иногда относительно крупных (до 1,5 мм), округлых вкрапленников (Таблица XIV, 4). В последнем случае он ассоциирует с мельчайшими пластинчатыми кристаллами марказита, образуя тесные сростания с ним в периферических зонах вкрапленников. В табл. 49 приведены значения межплоскостных расстояний выделенного из цементирующей массы сфалерита. В отдельных участках тела сфалерит, особенно в оолитовых агрегатах, нередко замещается смитсонитом (см. табл. 50).

В 2,7–3 м ниже по обнажению были вскрыты подводящие каналы описанного выше котла. В этом участке установлена мощная (до 1,5 м) зона дробления, от которой в породы западного крыла отходят различные мощности (от 0,5 до 12 см) прожилки пирита с опаловыми оолитами. Они крайне неправильны по конфигурации, часто ветвятся и сопрягаются между собой. В местах сопряжений прожилков наблюдаются иногда довольно крупные камеры, размеры которых в обнажении варьируют от 15 x 25 см до 0,5 x 1,2 м. Как прожилки, так и камеры выполнены тонкокристаллическим пиритом, в однороднозернистой массе которого довольно равномерно распределены опаловые оолиты (Таблица XV, 1, 2). Последние не отсортированы и в непосредственном соседстве находятся мелкие и крупные оолиты, размеры которых варьируют: в прожилках — от 1–2 мм до 1,5 см и в камерах от 0,3 до 2,5–3 см в диаметре. На поверхности оолитов часто отмечаются пятнообразные пленочные выделения киновари и значительно реже — метациннабарита, антимонита и галенита.

Включения этих же минералов наблюдаются и в цементирующей оолиты мелкозернистой массе пирита. В поперечном разрезе оолиты характеризуются концентрически-зональным строением. Количество концентров в различных оолитах колеблется от 3 до 20; границы между ними чаще резкие, с поверхностями раздела, иногда размытые диффузионные (Таблица XVI, а). Изучение под микроскопом показывает, что опаловое вещество многих оолитов, раскристаллизовываясь, переходит в криптокристаллический метаколлоидный кварц. Наиболее глубоко этот процесс происходит в центральных частях, но нередко захватывает лишь отдельные концентры, а в единичных случаях и всю массу оолита (Таблица XVI, б).

Пирит-опаловые образования подобного типа, т.е. типа выполнения полостей в зонах дробления, не редки и достаточно широко распространены как на Северном, так и на Южном участке сольфатарного поля.

Следует отметить, что в пределах указанной выше зоны дробления проявляется ртутное оруденение, представленное довольно густой сетью очень тонких (в пределах 1 мм) ветвящихся мономинеральных прожилков киновари и более мощных (до 0,5 см) — с киноварью и мембранным кристобалитом. Оруденение, как и сама зона дробления, хорошо прослеживается по падению (на 15–20 м). Особенности минералогии этой зоны будут охарактеризованы особо.

В 7 м южнее описанного участка наблюдается довольно крупное чашеобразное углубление (карман) размером около 6 м в диаметре и видимой мощностью более 3 м, выполнено крупными опаловыми пизолитами,

Таблица 49

Межплоскостные расстояния сфалерита из цементирующей пирит-марказитовой массы

Сфалерит исследуемый		Сфалерит [48]	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
4	3,46	4	3,458
1	3,176	1	3,168
9	3,119	10	3,116
2	2,969	—	—
2	2,710	2	2,706
3	2,698*	—	—
2	2,426*	—	—
1	2,289	—	—
2	2,211*	—	—
3	2,119	4	2,115
10	1,906	9	1,908
3	1,804	3	1,805
9	1,633	8	1,630
4	1,628*	—	—
1	1,559	1	1,560
1	1,492	1	1,496
2	1,487	—	—
1	1,446*	—	—
1	1,374	2	1,372
2	1,352	2	1,350
5	1,248	4	1,245
—	—	1	1,226
1	1,218	1	1,215
1	1,158	1	1,156
4	1,107	5	1,104
3	1,049	3	1,045
4	1,039*	—	—
1	1,012	1	1,014
2	0,957	2	0,960
1	0,946	1	0,949
2	0,914	3	0,917

* Линии пирита.

цементирующимися сажистыми и тонкозернистыми агрегатами пирита и марказита (рис. 23). Указанный карман приурочен к толще гидротермально-измененных вулканокластов, местами почти нацело замещенных пиритом. Вблизи кармана эти породы лишены пирита и представлены серыми пористыми опалитами. В порах наблюдаются довольно крупные (до 4 мм) кристаллы серы, многочисленные, очень мелкие (0,3–0,5 мм) кристаллики марказита и более редкие кристаллы киновари размером от 0,1–0,2 до 1 мм. Цвет их очень темный, от темно-вишнево-красного

Таблица 50

Межплоскостные расстояния сфалерита из оолитов сложного состава

Сфалерит исследуемый		Сфалерит [48]		Смитсонит [30]	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
2	(3,97)	—	—	2	3,92
2	3,54	—	—	6	3,56
7	3,45	4	3,458	—	—
—	—	1	3,168	—	—
10	3,10	10	3,116	—	—
4	2,73	2	2,706	—	—
1	(2,70)	—	—	10	2,748
1	(2,38)	—	—	—	—
4	2,31	—	—	7	2,324
7	(2,11)	4	2,115	—	—
2	(1,937)	—	—	7	1,948
10	1,909	9	1,908	—	—
1	(1,887)	—	—	5	1,882
—	—	3	1,805	—	—
5	(1,783)	—	—	6	1,792
1	1,779	—	—	—	—
6	1,697	—	—	10	1,707
9	1,628	8	1,630	—	—
3	1,556	1	1,560	—	—
4	1,491	1	1,496	—	—
3	1,412	—	—	8	1,413
3	1,370	2	1,372	—	—
1	1,347	2	1,350	—	—

с фиолетовым оттенком до черного. Отдельные, хорошо образованные кристаллы представлены комбинацией двух ромбоэдров — (1011) и (2021), находящихся в равном развитии (Таблица XVII, 1). Грани кристаллов характеризуются признаками скелетного роста. Наиболее часто встречаются закономерные сростки многочисленных ромбоэдрических кристаллов. В табл. 59 приведены значения межплоскостных расстояний этой киновари. Химический анализ темно-фиолетовой киновари, выполненный с помощью рентгеновского микроанализатора фирмы "Сатеса" (табл. 52), показал, что эта киноварь характеризуется повышенным содержанием селена. Ранее [67] отмечалось неравномерное распределение селена в кристаллах киновари. Поэтому при выполнении анализа предварительно были сделаны профильные определения селена в анализируемом зерне, выявлены участки с его минимальным (место 1) и максимальным (место 2) содержанием, с которых и производился полный анализ.

Отмеченное выше карманообразное углубление представляет собой своеобразный котел, донные части которого, к сожалению, скрыты мощной осыпью. Нижняя, вскрытая обнажением, придонная часть этого котла выполнена белоснежным диатомитовидным опалом, отдельные участки

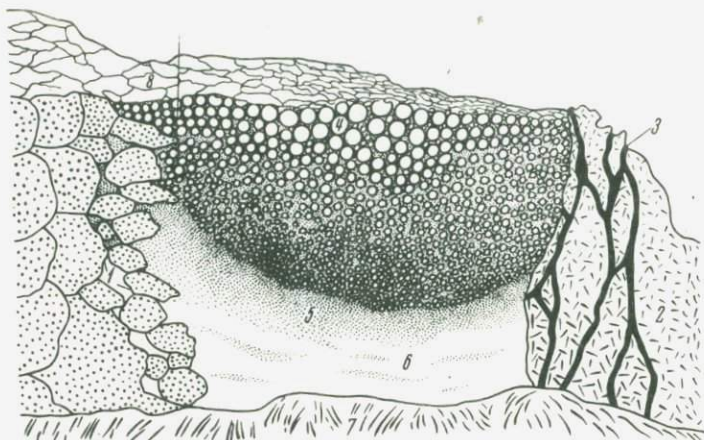


Рис. 23. Схематическая зарисовка котла, выполненного опаловыми оолитами и сажистыми дисульфидами железа. Уменьш. 64

1 — пористые опалиты; 2 — плотные кремнистые породы; 3 — сольфатарные каналы, выполненные самородной серой; 4 — опаловые оолиты (даны в увеличенном масштабе); 5 — сажистые дисульфиды железа; 6 — рыхлый диатомитовый опал; 7 — нижняя осыпь; 8 — фланговый участок верхней осыпи

которого обогащены сажистыми дисульфидами железа. По направлению к поверхности количество дисульфидов железа в тонкодисперсной опаловой массе возрастает (до 15—20%). Равномерно распределяясь, они обуславливают темно-серую окраску этой массы.

Верхние две трети котла выполнены хорошо отсортированными опаловыми оолитами и пизолитами, слабо сцементированными рыхлой сульфидно-опаловой массой, в которой дисульфиды железа несколько преобладают над дисперсным опалом (Таблица XVII, 2). Размеры оолитов варьируют от 0,1 мм до 5 см в диаметре. Все они, за редким исключением, характеризуются идеальной сферической формой и отчетливо выраженным концентрически зональным строением. В центральных частях крупных пизолитов наблюдаются комочки опал-алунитовых пород. Во всех концентраторах опала присутствуют включения зерен терригенного кварца, а в отдельных — обильная вкрапленность пирита.

Цементирующая опаловые оолиты и пизолиты масса сажистых дисульфидов железа представлена преимущественно пиритом. Количество марказита в ней не превышает 10%. Пирит отмечается в виде мельчайших (десятые и сотые доли миллиметра) кристалликов кубического и кубооктаэдрического облика (Таблица XVIII, а). Значительная часть кристаллов пирита характеризуется скелетным развитием. Марказит образует комковатые скопления мельчайших пластинчатых кристаллов. Изредка отмечаются единичные кристаллики киновари (Таблица XVIII, б).

В табл. 52 приведены данные химического анализа пирита из цементирующей массы, выполненного на рентгеновском микроанализаторе фирмы "Сатеса". Из анализа следует, что описываемый пирит содержит примеси меди, никеля, ванадия и селена.

Таблица 51

Химический состав темно-фиолетовой киновари

Компонент	Содержание, %		Атомные количества	
	место 1	место 2	место 1	место 2
Hg	85,20	83,69	0 424	0 417
Pb	Нет	Нет	—	—
Zn	"	"	—	—
Fe	0,02	"	—	—
Cu	Нет	"	—	—
As	"	"	—	—
Sb	"	"	—	—
S	13,10	12,45	0 408	0 388
Se	0,29	1,72	0 004	0 021
Сумма	98,61	97,86		

Аналитик А.И. Целин.

В цементирующей опаловые пизолиты массе сажистых дисульфидов железа неоднократно отмечаются прожилки ярко-красной киновари. Мощность их варьирует от 0,5 до 3 мм, но всегда постоянна для каждого отдельного прожилка. Киноварь, нацело выполняющая прожилки, представлена рыхлыми агрегатами уплотненных по главной оси ромбоэдрических кристаллов (Таблица XIX, 1). Однозначная ориентировка последних придает этим агрегатам короткошестоватый облик. Характерной особенностью этих прожилков является их отчетливая прямолинейность в цементирующей массе и обязательное ветвление при пересечении скоплений оолитов. По выходу из оолитовых участков они снова приобретают прямолинейность. В целом эти прожилки явно секущие по отношению к оолитовым агрегатам опала, сцементированным дисульфидами железа.

Таблица 52

Химический состав пирита

Компонент	Содержание, %	Атомные количества
Fe	46,28	0 828
Ni	0,01	—
Co	Нет	—
V	0,01	—
Cu	0,02	—
S	52,15	16 26
Se	0,03	—
Сумма	98,50	—

Аналитик А.И. Целин.

Таблица 53

Химический состав красной киновари

Компонент	Содержание, %		Атомные количества	
	место 1	место 2	место 1	место 2
Hg	85,14	85,35	0 424	0 425
Pb	Нет	Нет	—	—
Fe	"	"	—	—
Cu	"	"	—	—
S	12,63	12,78	0 393	0 393
Se	0,13	0,95	0 002	0 012
Сумма	97,90	99,08	—	—

Аналитик А.И. Цепин.

Таблица 54

Химический состав растворов, извлеченных из макропор в окремненных глыбах дацита

Компонент	Проба 1 (июль 1968 г.) . Зона в 0,7 м от сольфатарных каналов, t 50 °С			Проба 2 (октябрь 1972 г.) . Зона в 3 м от сольфатарных каналов, t 20 °С		
	мг/л	мг · экв/л	экв. %	мг/л	мг · экв/л	экв. %
Cl ⁻	30,0	0,85	0,08	7,51	0,21	0,04
HSO ₄ ⁻	27900	287,63	28,21	5658,40	58,33	9,99
SO ₄ ²⁻	35090	731,00	71,71	25258,00	525,67	89,97
Сумма анионов	63020,0	1019,48	100,00	30923,91	584,21	100,00
H ⁺	260,00	260,00	26,09	49,60	49,60	8,62
Na ⁺	120,00	5,21	0,52	15,40	0,67	0,13
K ⁺	140,00	3,59	0,36	3,50	0,09	—
Ca ²⁺	Не опр.	—	—	—	—	—
Mg ²⁺	"	—	—	—	—	—
Fe _{общ}	13360,0	716,98	71,98	9660,00	518,99	90,00
Al	90,00	10,10	1,01	56,90	6,35	1,10
Cu	Сл.	—	—	3,90	0,11	—
Zn	10,00	0,31	—	6,25	0,20	—
Pb	3,00	0,003	0,04	Не опр.	—	—
Sb	3,00	0,07	—	"	—	—
Сумма катионов	13986,00	996,29	100,00	9806,97	576,11	100,00
H ₄ SiO ₄	600,00	—	—	110,0	—	—
H ₃ AsO ₃	3,46	—	—	Не опр.	—	—
Сумма минеральных веществ	77609,40	—	—	40840,88	—	—
pH		0,28			1,10	

Аналитик И.Б. Никитина.

Таблица 55

Химический состав галенита

Компонент	Содержание, %	Атомные количества
Pb	87,62	0 422
Ag	Нет	—
Bi	"	—
Sb	0,08	—
As	Нет	—
S	13,44	0 419
Se	0,40	0 005
Сумма	101,54	—

Аналитик А.И. Цепин.

Таблица 56

Значения межплоскостных расстояний галенита

Галенит исследуемый		Галенит [58]	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
2	6,19	—	—
1	5,52	—	—
7	4,94	—	—
5	4,24	—	—
5	3,77	—	—
10	3,41	9	3,44
7	2,98	10	2,98
2	2,62	—	—
4	2,30	—	—
9	2,10	8	2,10
3	1,955	—	—
8	1,783	5	1,791
2	1,706	3	1,710
2	1,476	2	1,486
3	1,358	—	—
4	1,193	4	1,321
—	—	4	1,206
2	1,138	—	—
—	—	2	1,050
—	—	3	1,003
—	—	3	0,989

В табл. 53 приведены результаты химического анализа описываемой киновари, выполненного на микрозонде фирмы "Сатеса". Так же как и в темно-фиолетовой киновари, в ее кристаллах отмечается неравномерное распределение селена, изоморфно замещающего серу. В связи с этим полный анализ этой киновари выполнен из двух мест исследуемого крис-

Таблица 57

Межплоскостные расстояния антимонита

Антимонит исследуемый		Антимонит [58]	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
—	—	3	5,64
3	5,06	4	5,07
—	—	2	4,00
8	3,56	10	3,58
1	3,46	—	—
1	3,35	—	—
1	3,138	2	3,14
8	3,05	2	3,06
8	2,768	3	2,76
—	—	1	2,67
4	2,532	4	2,52
—	—	1	2,26
1	2,225	2	2,22
2	2,107	3	2,10
—	—	1/2	1,994
4	1,932	5	1,933
		1/2	1,881
		1/2	1,852
		1/2	1,781
3	1,731	3	1,728
3	1,690	4	1,692

талла — с минимальным (место 1) и максимальным (место 2) содержанием селена. Следует отметить, что количество селена в красной киновари вдвое меньше, чем в фиолетовой.

С северо-северо-западной стороны к карману примыкает почти угасшая сольфатара. Обычно пористые и рыхлые опалиты в этом участке превращены в очень плотные темно-серые кремнистые породы. Эти породы пронизаны многочисленными сольфатарными каналами, выполненными самородной серой. Из единичных каналов, выходящих на поверхность, выделяется газ. Кремнистые породы в отдельных участках значительно прогреты (до 50°).

В этих породах наблюдаются крупные (до 5 см в диаметре) округлые, реже правильных очертаний, полости, нацело заполненные ультракислыми сульфатными растворами (Таблица XIX, 2). Химический состав этих растворов (табл. 54) показывает, что содержимое полостей представляет собой довольно высокоминерализованные ультракислые растворы. Среди анионов в этих растворах преобладает сульфат-ион, среди катионов — железо. Ионные силы растворов составляют соответственно $\mu = 2,80, 1,47$; коэффициенты активности ионов рассчитывались по формуле Дэвиса, применяемой при высоких значениях ионной силы раствора. Особый интерес представляют высокие концентрации халькофильных

Таблица 58

Межплоскостные расстояния киновари

Темно-фиолетовая кино- варь		Игольчатая киноварь		Киноварь [58]	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
3	3,69	—	—	—	—
10	3,35	10	3,35	9	3,34
6	3,13	5	3,15	4	3,14
10	2,832	10	2,85	10	2,85
3	2,372	—	—	1	2,36
3	2,292	—	—	—	—
3	2,171	—	—	—	—
7	2,063	—	—	5	2,06
4	2,011	—	—	1	2,01
7	1,967	10	1,985	5	1,969
2	1,937	—	—	—	—
3	1,892	—	—	1/2	1,895
3	1,838	—	—	—	—
7	1,764	5	1,779	4	1,759
8	1,728	5	1,737	5	1,725
8	1,680	5	1,689	6	1,672
4	1,577	—	—	1	1,578
4	1,566	—	—	1	1,558
6	1,434	—	—	3	1,429
1	1,397	—	—	1/2	1,395
2	1,358	—	—	—	—
7	1,344	—	—	5	1,339
8	1,303	—	—	4	1,304
1	1,266	—	—	—	—
2	1,259	—	—	3	1,256
1	1,246	—	—	—	—
—	—	—	—	1/2	1,196
3	1,182	—	—	2	1,181
2	1,166	—	—	1	1,160
1	1,142	—	—	—	—
3	1,130	—	—	—	—
3	1,120	—	—	1	1,123
5	1,108	—	—	3	1,105

компонентов (As, Zn, Pb, и Sb) в исследуемых растворах. Ртуть не определялась ввиду незначительного количества материала.

В полостях в значительных количествах были обнаружены кристаллы марказита, галенита, антимонита и киновари, а также обильные почковидные образования водяно-прозрачного кристобалита. Сульфидов цинка и меди в полостях не обнаружено. Их выделению препятствует, по-видимому, высокая кислотность растворов.

Марказит представлен очень мелкими (до 0,5 мм), но хорошо образованными таблитчатыми по (010) кристаллами. В одних полостях отме-

Таблица 59

Химический состав игольчатой киновари

Компонент	Содержание, %	Атомные количества
Hg	84,04	0,418
Pb	Нет	—
Fe	"	—
Cu	"	—
S	13,04	0,407
Se	0,07	—
Сумма	97,14	—

Аналитик А.И. Цепин.

чаются неравномерно распределенные одиночные кристаллы марказита, в других — они образуют друзовые корочки.

Галенит постоянно наблюдается в виде дендритных скелетов, плоско ориентированных на стенках полостей. Плоскости скопления дендритных скелетов галенита характеризуются округлыми очертаниями (Таблица XX, 1). По отношению к марказиту галенит более поздний и в полостях, где наблюдаются друзовые корочки марказита, скопления дендритов галенита расположены на их поверхности.

Химический анализ (табл. 55), выполненный на микроанализаторе, показал, что в качестве изоморфных примесей присутствуют селен и ничтожное количество Sb. В табл. 56 приведены значения межплоскостных расстояний дендритного галенита.

С галенитом, как правило, тесно ассоциирует антимонит, который в виде тончайших синевато-серых игольчатых кристаллов нарастает на поверхность галенитовых дендритов (Таблица XX, 2). Кроме того, антимонит в виде отдельных кристаллов отмечается на поверхности почек водяно-прозрачного кристобалита. В целом антимонит редок. В табл. 57 приведены значения межплоскостных расстояний антимонита, ассоциирующего с кристобалитом.

Киноварь в полостях выделяется определенно позже марказита и галенита — во многих случаях ее кристаллы наблюдались на поверхности указанных минералов. Тесных взаимоотношений с антимонитом не отмечалось; не исключено, что выделения антимонита и киновари близки к одновременному. Киноварь в описываемых полостях представлена большим многообразием форм. Отмечаются как многообразные плоские ромбоздры, так и нормальные, реже острые ромбоздры (Таблица XX, 3). Широко развиты пластинчатые формы, представленные комбинацией двух ромбоздров и пинакоида с преобладающим развитием последнего (Таблица XX, 4). Нередко отмечаются игольчатые кристаллы киновари. Агрегаты подобных кристаллов образуют пленочные пятнообразные выделения на стенках полости; нередко обособляются в виде сферолитов. Размеры кристаллов не превышают 1 мм по главной оси, в поперечном сечении варьируют от 0,05 до 0,1 мм. Эти мельчайшие игольчатые кристал-

Таблица 60

Межглыоскостные расстояния метациннабарита

Метациннабарит исследуемый (с примесью киновари)		Метациннабарит из Калифорнии [48]		Киноварь из Никитовки [30]	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
5	3,74	4	3,769	—	—
—	—	—	—	3	3,70
10	3,37	10	3,396	10	3,372
—	—	4	3,250	—	—
4	3,15	—	—	8	3,163
9	2,860	8	2,943	—	—
9	2,860	—	—	10	2,869
1	2,381	—	—	1	2,380
3	2,292	5	2,294	1	2,294
—	—	—	—	1	2,189
10	2,080	10	2,071	8	2,074
1	2,030	—	—	2	2,028
4	1,992	4	1,955	8	1,980
1	1,903	—	—	2	1,908
—	—	3	1,871	—	—
1	1,859	—	—	2	1,852
9	1,770	10	1,765	8	1,765
3	1,746	—	—	—	—
—	—	—	—	8	1,732
8	1,689	4	1,690	8	1,678
1	1,636	3	1,621	—	—
3	1,588	—	—	3	1,582
1	1,573	—	—	3	1,561
1	1,476	4	1,484	1	1,481
5	1,437	4	1,455	5	1,432
1	1,407	—	—	1	1,400
9	1,351	5	1,343	5	1,343
8	1,310	4	1,307	5	1,305
1	1,276	—	—	—	—
2	1,264	4	1,247	4	1,255
7	1,205	9	1,191	—	—
2	1,185	—	—	2	1,178
1	1,168	—	—	—	—
7	1,135	9	1,122	3	1,126
8	1,114	4	1,099	3	1,104
1	1,087	—	—	2	1,082
1	1,078	—	—	2	1,069
4	1,044	—	—	—	—
4	1,037	4	1,030	3	1,031

Таблица 61

Химический состав метациннабарита

Компонент	Содержание, %	Атомные количества
Hg	80,16	0 395
Pb	Нет	—
Zn	"	—
Fe	"	—
Cu	0,03	—
As	Нет	—
Sb	"	—
S	10,72	0 334
Se	4,34	0 054
Сумма	95,25	—

Аналитик А.И. Цепин.

лы киновари поликристалличны — при малейшем надавливании на них стальной иглой они рассыпаются на еще более мелкие игольчатые индивиды. В силу этого с большим трудом удалось отобрать ничтожное количество игольчатой киновари на рентгеноструктурный анализ (табл. 58). В силу малых количеств вещества в шарике проявились лишь основные характерные линии киновари. Данные химического анализа этой киновари, выполненного с помощью рентгеновского микроанализатора MS-46, приведены в табл. 59. Содержание селена в этой разновидности киновари ничтожно малое.

Ранее отмечалось, что на стенках полостей киноварь часто выделяется в виде сферолитов и их сложных сростаний. Окристаллизованная поверхность сферолитов, как правило, представлена плоскими ромбоэдрами киновари, на которые нередко нарастают ее более крупные таблитчатые кристаллы и тетраэдрические кристаллики метациннабарита. Иногда мелкозернистые агрегаты метациннабарита нацело покрывают всю поверхность сферолитов киновари. Ввиду тонкокристалличности агрегатов киновари и метациннабарита отобрать для рентгеновского анализа чистый метациннабарит не представилось возможным и поэтому была проанализирована смесь этих двух минералов (табл. 60). Химический состав метациннабарита был исследован с помощью рентгеновского микроанализатора MS-46 фирмы "Сатеса" (табл. 61). В небольших количествах в нем отмечается присутствие меди. Исследуемый метациннабарит отличается очень высоким содержанием селена, в связи с чем он может рассматриваться как селенистая разновидность — онофрит.

Таким образом, в полостях окремненных дацитовых туфов, заполненных ультракислыми сульфатными растворами, содержащими значительные количества тяжелых металлов, как продукты кристаллизации из этих растворов постоянно присутствуют и тесно ассоциируют друг с другом марказит, киноварь, метациннабарит, галенит и антимонит.

Особенности минерализации зоны дробления в восточной части Северного участка

В правом борту небольшого пресного ручья, впадающего в руч. Северный, отмечается мощная зона дробления субмеридионального простирания. Она хорошо прослеживается по падению, приблизительно на 20 м. Мощность зоны 1—1,5 м. В ее пределах грубообломочные и измененные до опалитов туфогенные породы сильно раздроблены и представляют собой брекчию, в которой обломки указанных пород цементируются аморфным кремнеземом и рудными минералами. Размеры обломков варьируют в весьма широких пределах от 2—3 см до 0,4 м в поперечнике.

На поверхности обломков пород выделяются пирит, киноварь и антимонит.

Резко преобладают пирит и киноварь; антимонит встречается реже. Указанные минералы образуют сплошные корочки на поверхности обломков толщиной от 0,3 до 1,5 мм. Нижняя, прилегающая к породе часть этих корочек всегда сложена пиритом, образующим микродрозы кубических кристаллов. Размеры последних варьируют от 0,05 до 0,1 мм.

В табл. 62 приведены данные химического анализа этого пирита, выполненные на рентгеновском микроанализаторе MS-46 (фирмы "Cameca"). Этот пирит характеризуется присутствием примесей ртути и серебра, которые не отмечаются как в пиритах метасоматических образований, так и в пиритах из отложений палеокотлов. Киноварь образует порошковатые агрегаты и слагает верхнюю часть рудных корочек, облегающих обломки пород. Исследуемая киноварь высокодисперсна. Изучение под растровым

Таблица 62

Химический состав пирита (в ассоциации с киноварью и мембранным кремнеземом) из зоны дробления, Северный участок

Компонент	Предельная чувствительность	Содержание, %		
		зерно 1	зерно 2	зерно 3
Fe		45,22	45,62	45,68
Ni	0,010	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Co	0,039	"	"	"
Cr	0,004	0,011	0,010	0,012
V	0,006	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Cu	0,012	"	"	"
Zn	0,01	"	"	"
Hg	0,041	"	0,04±0,04	0,04±0,04
Ag	0,017	"	0,04±0,04	0,02±0,01
Au	0,036	"	0,04±0,04	0,02±0,01
Pd	0,016	"	0,04±0,04	0,02±0,01
As	0,027	"	0,04±0,04	0,02±0,01
Se	0,039	"	0,04±0,04	0,07
S	—	54,53	54,47	54,95
Сумма	—	99,761	100,14	100,772

Аналитик А.И. Цепин.

Таблица 63

Химический состав киновари (в ассоциации с мембранным кремнеземом) из зоны дробления, Северный участок

Компонент	Предельная чувствительность	Содержание, %		
		зерно 1	зерно 2	зерно 3
Hg	0,133	85,46	85,55	85,05
Sb	0,033	Не обн.	Не обн.	Не обн.
As	0,080	"	"	"
Zn	0,026	"	"	"
Fe	0,025	"	"	"
Te	0,032	0,04	"	"
Se	0,134	0,01	0,11	0,03
S	0,022	13,44	13,24	13,44
Сумма	—	98,95	98,90	98,52

Аналитик А.И. Цепин.

электронным микроскопом показало, что она наблюдается в двух генерациях. Первая представлена относительно крупными (до 0,01 мм) кристаллами изометрического облика. Визуально отмечаются формы, представляющие собой комбинацию двух нормальных ромбоэдров с пинакоидом, находящихся в равном развитии (Таблица XXI). Киноварь этой генерации наблюдается в незначительных количествах и всегда представлена одиночными, хорошо образованными кристаллами. Киноварь второй генерации преобладает в количественном отношении. Она, как правило, представлена очень мелкими (0,05 м в диаметре) сферолитообразными сростками мельчайших кристалликов, которые по облику близки к плоскому ромбоэдру (Таблицы XXII, XXIII, 7). Размеры их не превышают 1 мкм и обычно варьируют от 0,5 до 0,8 мкм. Изучение химического состава этой киновари, проведенное с помощью рентгеновского микроанализатора MS-46, показало, что она в отличие от описанных разновидностей характеризуется низкими содержаниями селена и по своему составу очень близка к игольчатой киновари (табл. 63).

Изредка в отдельных участках отмечаются кристаллики антимонита. По времени выделения они определенно более поздние, чем киноварь второй генерации, и выделяются на поверхности плотных скоплений сферолитов этой киновари (Таблица XXIII). В длину кристаллики антимонита достигают 12–15 мк., а в поперечном сечении не превышают одного микрона (Таблица XXIV). Данные химического анализа антимонита (табл. 64) выполнены на микроанализаторе MS-46 с небольшого количества точек.

Как киноварь, так и все остальные рудные минералы часто покрываются тончайшими микропочковидными корочками водяно-прозрачного гиалита.

Цемент брекчии представлен сплошными тонкопористыми массами рентгеноаморфного кремнезема снежно-белого, реже с желтоватым

Таблица 64

Химический состав антимонита (в ассоциации с мембранным кремнеземом) из зоны дробления, Северный участок

Компонент	Содержание, %	Атомные количества
Sb	72,60	592
As	Не обн.	—
Tc	"	—
Fe	"	—
Tl	"	—
S	26,75	834
Сумма	98,91	—

Аналитик С.Е. Борисовский.

оттенком, цвета. Последние в различных местах значительно различаются по плотности — в одних они плотны, мелоподобны, в других они образуют ватообразные агрегаты. Плотные разности характеризуются грубой фестончатой и слоистой текстурой, обусловленной наличием поверхностей раздела, свидетельствующих о прерывистом отложении вещества. Под электронным микроскопом видно, что плотные мелоподобные разности кремнезема представлены плотно уложенными и однозначно ориентированными мембранными волокнами. Длина волокон достигает многих десятков микрон; поперечное сечение не превышает 1–1,5 мкм (Таблица XXV, 1). При значительных увеличениях на поверхности волокон отмечаются различных размеров неправильно-округлые выпуклости, обусловленные подтягиванием воды к поверхности мембранной трубки и вспучиванием ее стенок в вакууме (Таблица XXV, 2). Более рыхлые ватообразные агрегаты представлены свободно развитыми мембранными волокнами, достигающими в длину нескольких миллиметров и имеющими сечение не более 0,05 мм. Волокна часто ветвятся и образуют между собой сложные переплетения (Таблица XXV, 3).

Некоторые данные по минералогии колчеданных и ртутных рудопроявлений на южном участке сольфатарного поля

На Южном участке сольфатарного поля, в обнажениях правого борта руч. Южного, в его среднем и верхнем течении, наблюдается значительное количество котлов, выполненных как однородными сажистыми агрегатами пирита, так и опал-пиритовыми оолитовыми образованиями. Этот участок характеризуется значительной тектонической нарушенностью. По зонам нарушений здесь широко развиты процессы окремнения опалитов и опалит-пиритовых метасоматитов, с образованием серых и черных силицитов. Последние также раздроблены и трещины дробления в них минерализованы опалом, пиритом, марказитом, киноварью, метациннабаритом.

Таблица 65

Химический состав пирита (сажистые руды палеокотла 1-го ртутного рудопроявления Южного участка)

Компонент	Предельная чувствительность	Содержание, %	Атомные количества
Fe	—	46,63	835
Ni	0,010	Не обн.	—
Co	0,039	Сл.	—
Cr	0,004	0,01	—
V	0,006	Не обн.	—
Au	0,036	0,06	—
Te	—	Не обн.	—
S	—	53,67	1674
Сумма	—	100,37	—

Аналитик С.Е. Борисовский

Таблица 66

Химический состав марказита (выполнение пор в черных силицитах 1-го ртутного рудопроявления), Южный участок

Компонент	Предельная чувствительность	Содержание, %	
		место 1	место 2
Fe	—	46,42	46,49
Ni	0,010	0,03	Не обн.
Co	0,039	0,03	0,03
Cr	0,004	0,01	0,01
V	0,006	Не обн.	Не обн.
Au	0,036	0,03	0,03
Te	—	Не обн.	0,04
S	—	52,50	52,47
Сумма	—	99,02	99,07

Аналитик С.Е. Борисовский.

том и серой. К этим же наиболее поздним нарушениям приурочены участки активно действующих сольфатар.

На одном из обнажений правого борта руч. Южного, в его среднем течении, отмечается одно из наиболее крупных ртутных рудопроявлений сольфатарного поля. В верхней части разреза в толще пористых опалитов наблюдается значительных размеров котел, выполненный уплотненными сажистыми дисульфидами железа. Минеральные выполнения этого котла в значительной степени эродированы — сохранилась лишь придонная часть его, диаметр которой в обнажении составляет около 8 м при видимой мощности до 1,5 м. Тип выполнения сульфидный. Преобладающий мине-

рал — пирит; количество марказита составляет не более 5% всей массы сульфидного выполнения.

Пирит, составляющий однороднозернистую массу, представлен преимущественно гранными формами — кубического и кубооктаэдрического габитуса.

Эта масса достаточно плотна, но не литифицирована и разминается руками в сажистую сульфидную пудру. В табл. 65 приведены данные химического анализа, выполненные на рентгеновском микроанализаторе MS-46 фирмы "Самеса". Характерная особенность исследованного пирита — заметное содержание золота.

Ниже днища котла, в обнажении, расположена мощная зона темных (до черных) пористых силицитов. Они в значительной степени раздроблены и цементируются плотным сажистым пиритом и реже — опалом с киноварью. Так же как и силициты Северного участка, описываемые силициты содержат большое количество мелких и крупных пор, заполненных ультракислым раствором. В порах отмечаются скопления мелких таблитчатых кристаллов марказита (Таблица XXVI, 1). Среди мелкокристаллической массы марказита наблюдаются отдельные, более крупные толсто-таблитчатые кристаллы его с характерными признаками расщепления (Таблица XXVI, 2) на последних этапах роста. Химический анализ такого марказита, сделанный в двух местах — в центре кристалла (место 1) и в участках начала расщепления его (место 2), выполненный с помощью рентгеновского микроанализатора MS-46, приведен в табл. 66. Состав проанализированных участков практически одинаков. Небольшое отличие участка, где начинается расщепление кристалла от его центральной части, заключается в отсутствии никеля и появлении теллура в количестве 0,04%. Не исключено, что даже такого малого количества теллура, изоморфно замещающего серу в локальных участках, достаточно для начала расщепления кристаллического индивида, тем более что различия между радиусами ионов серы (1,74 Å) и теллура (2,11 Å) весьма ощутимы.

Возможно также, что причиной расщепления оказались тонкодисперсные частички каких-то соединений теллура.

Помимо марказита в порах черных силицитов отмечается значительное количество киновари. В крупных порах ее кристаллы нарастают или непосредственно на стенку коры или на корочку кристаллов марказита. Так же как и в аналогичных образованиях на Северном участке поля, кристаллы киновари характеризуются значительным многообразием габитусных форм. Кроме того, в многочисленных мелких порах наблюдаются выделения ромбоэдрических кристаллов темно-красной киновари (Таблица XXVII, 1). Многочисленные поры при этом нацело выполнены ее монокристаллами. Химический состав этой киновари, выполненный на рентгеновском микроанализаторе MS-46, приведен в табл. 67. Для нее характерно довольно высокое содержание селена, варьирующего от 1,49 до 1,67%, и равномерное его распределение в кристалле. Кроме того, в этой киновари отмечаются заметные количества теллура.

В зонах дробления черные силициты цементируются плотным, однородным опалом, изобилующим огромным количеством газовых полос-

Таблица 67

Химический состав киновари из пор темных силицитов, Южный участок

Компонент	Предельная чувствительность	Содержание, %		
		зерно 1	зерно 2	зерно 3
Hg	0,132	84,28	85,48	85,09
Sb	0,033	Не обн.	Не обн.	Не обн.
As	0,079	"	"	"
Zn	0,026	"	"	"
Fe	0,025	"	0,01	"
Te	0,032	0,04	0,08	0,02
Se	0,133	1,49	1,67	1,56
S	0,021	12,49	12,54	12,70
Сумма	—	98,31	99,78	99,36

Аналитик А.И. Цепин.

тей (Таблица XXVII, 2). Размеры их варьируют от долей миллиметра до 2–3 мм в диаметре. Внутри газовых полостей нередко наблюдаются мельчайшие кристаллики киновари. В пределах указанных зон иногда пространство между обломками силицитов не заполняется сплошь опалом. Последний только покрывает тонкими корочками обломки силицитов. На поверхности этих корочек часто отмечаются своеобразные опаловые пузыри полусферической, а также сферической формы. Диаметр их колеблется от 1 до 3 мм. Толщина стенок этих пузырей не превышает 0,01 мм. Во внутренней части их очень часто наблюдаются или отдельные кристаллики киновари, или мельчайшие сферолиты ее (Таблица XXVIII, 1). Кроме того, на поверхности опаловых корочек расположены (иногда в значительных количествах) скопления сферолитов очень темной с фиолетовым оттенком киновари (Таблица XXVIII, 2). Размеры сферолитов варьируют от 0,5 до 1,5 мм в диаметре. Поверхность их хорошо окристаллизована. Индивиды киновари, слагающие сферолит, представлены плоскими ромбоздрами. В массе последних отмечаются неправильной формы вроски черного изотропного минерала.

Химический анализ нескольких зерен, слагающих сферолит, выполненный с помощью рентгеновского микроанализатора MS-46 (фирмы "Самеса"), приведен в табл. 68.

В приведенных аналитических данных зерна 1 и 3 отвечают киновари, а зерно 2 — черному (изотропному) минералу. По химическому составу киноварь сферолитов близка к киновари, выполняющей поры в черных силицитах. Внешне черный и изотропный под микроскопом минерал (зерно 2) относится к высокоселенистым разностям метациннабарита и характеризуется значительными содержаниями теллура.

Как уже отмечалось, Южный участок сольфатарного поля наиболее сложен по геологическому строению. В его пределах расположено наибольшее количество активно действующих сольфатар, поэтому на зна-

Таблица 68

Химический состав киновари и метациннабарита в сферолитах из зон дробления на Южном участке сольфатарного поля

Компонент	Предельная чувствительность	Содержание, %		
		зерно 1	зерно 2	зерно 3
Hg	0,132	84,60	81,74	84,49
Sb	0,033	Не обн.	Не обн.	Не обн.
As	0,079	"	"	"
Zn	0,026	"	"	"
Fe	0,025	"	0,03	"
Te	0,032	0,06	0,30	0,02
Se	0,133	2,00	6,12	1,59
S	0,021	12,45	10,19	12,78
Сумма	—	99,12	98,38	98,88

Аналитик А.И. Цепин.

чительных по площади участках породы сильно прогреты (до 70–80°). Обнажения в среднем и верхнем течении руч. Южного часто перекрываются оползнями и наплывами. Все это в значительной степени затрудняет изучение этого участка сольфатарного поля, которое еще далеко не закончено.

Данные, полученные авторами при изучении геологических особенностей колчеданного оруденения и ртутных рудопроявлений Северо-восточного сольфатарного поля, позволяют отметить значительную роль дизъюнктивных нарушений в формировании некоторых морфологических типов рудопроявлений. Ранее роль подобных нарушений явно недооценивалась.

Как уже отмечалось, Северо-восточное сольфатарное поле представляет собой, по крайней мере, три слившиеся между собой крупные воронки взрыва. Эти воронки после своего образования превратились в значительный очаг разгрузки кислых сульфатно-хлоридных гидротерм и долгое время существовали как кипящие озера. По берегам этих озер также проявлялась весьма активная газо-гидротермальная деятельность — в непосредственной близости от береговой кромки располагались группы активно действующих грязевых котлов и, по-видимому, достаточно высокотемпературных фумарол. Питание грязевых котлов обуславливалось мощными зонами дробления, по которым осуществлялась разгрузка термальных вод. Зоны фильтрации последних фиксируются зонами развития силицитов. В озерах происходило отложение серы и в меньшей степени — дисульфидов железа. В береговых, так называемых грязевых, котлах накапливались сульфидные и сульфидно-опаловые осадки. К этой же фации приурочена наиболее ранняя ртутная минерализация. Наиболее значительные ртутные рудопроявления связаны с очень молодыми по возрасту нарушениями и чаще всего приурочены к зонам дробления силицитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Уникальный по своей геохимической деятельности аппарат вулкана Менделеева характеризуется сравнительно молодым возрастом — менее 40 тыс. лет. В формировании его постройки Е.К. Мархинин выделяет три основных этапа.

1. Формирование древнего конуса вулкана с центральным кратером, высота которого достигала 1500 м. Преобладающим характером деятельности являлось излияние лав основного состава.

2. Образование кальдеры в результате проседания и обрушения центральной части вулканического конуса над магматическим очагом по кольцевому разлому.

3. Внедрение дацитовых магм в зонах кольцевого разлома, которая заняла всю северо-восточную часть кальдеры и образовала полуэкструзивное тело типа сводовой горы. Рост ее сопровождался выбросами дацитовых пирокластов, покрывающих ныне рыхлым плащом побочную вершину вулкана, и завершился формированием крупного экструзивного купола, возраст которого, по данным радиоуглеродного метода, оценивается в 4 тыс. лет.

Вслед за внедрением дацитовых магм в различных участках кольцевого разлома в результате прорыва газов произошло образование воронок взрыва, ставших мощными очагами разгрузки газов и термальных растворов. Начавшаяся газо-гидротермальная деятельность продолжается и по настоящее время в пределах сольфатарных полей, сформировавшихся на месте указанных воронок взрыва.

Длительное время эти воронки существовали в виде кипящих озер, в которых формировались осадки типа сернистых опалитов. К наиболее типичным образованиям подобного рода относятся серные опалиты Северо-восточного сольфатарного поля. Эти озера, являясь мощными очагами разгрузки кислых сульфатных и сульфатно-хлоридных гидротерм, обусловили формирование трех сегментов поверхностного и подземного стока указанных гидротерм — северо-западного, северо-восточного и юго-восточного.

В процессе длительной разгрузки кислых сульфатных и сульфатно-хлоридных гидротерм вулканогенные породы в пределах указанных сегментов подверглись глубокой метасоматической переработке — они практически полностью дебазифицированы и изменены до опалитов и опал-алунитовых пород, в отдельных участках в значительной степени обогащенных дисульфидными железами. В области северо-восточного сегмента разгрузки указанных гидротерм сформировано месторождение колчеданных руд.

Как поверхностная, так и подземная разгрузка кислых сульфатно-хлоридных гидротерм продолжается и в настоящее время, причем наиболее интенсивная — в пределах северо-восточного сегмента. Центрами поверхностной разгрузки служат источники Нижнеменделеевской, Верхнедокторской и Нижнедокторской групп.

Термальные воды этих источников характеризуются содержанием больших количеств железа и алюминия, а также значительными концентрациями халькофильных компонентов — свинца, цинка, мышьяка и повышенными — сурьмы, кадмия, таллия, серебра и палладия. В аналогичных водах подземного стока отмечается более высокое содержание указанных компонентов, в среднем на полпорядка. Содержание же меди в них увеличивается на 2–3 порядка. Установлено закономерное повышение концентрации свинца в сульфатно-хлоридных термах в связи с повышением сейсмической и вулканической активности региона.

В очагах поверхностной разгрузки сульфатно-хлоридных гидротерм, в условиях, характеризующихся значениями pH от 1,7 до 2,2, Eh от +400 до +550 мВ и температурой от 48 до 85°C, происходит отложение ярозита, представленного натечными корами и рыхлыми, слабо расслоенными осадками. В условиях более низких температур и при значениях pH 2,6 и выше образуется ферригидрит.

Особенности минералообразования, связанного с поверхностной разгрузкой нейтральных хлоридно-натриевых вод, проявляются в образовании кремнистых кор, содержащих включения дисульфидов железа, среди которых преобладает мышьяковистый пирит.

Как уже отмечалось, в результате длительной (порядка 3,5–4 тыс. лет) разгрузки сульфатных и сульфатно-хлоридных гидротерм, сопряженной с зонами циркуляции газовых струй, в составе которых преобладал сероводород, в пределах северо-восточного сегмента стока сформировалось колчеданное месторождение. Сульфидное оруденение имеет здесь площадь не менее 5,5–6 км² и фиксируется до глубины 195 м. Представлено оно залежью сложного строения, в вертикальном разрезе (интервал 50–195 м) — чередующимися пачками опализованных и алунитизированных, в большей или меньшей степени обогащенных сульфидами пирокластических пород и линзами массивных колчеданов. Колчеданные проявления в пределах Северо-восточного сольфатарного поля представляют собой приповерхностные фации этой залежи. Здесь наряду с метасоматическими рудами широко развиты гидротермально-седиментационные образования фации кипящих котлов, представленные сажистыми и оолитовыми рудами.

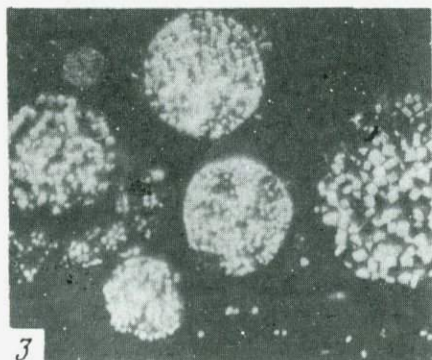
Развитые в пределах Северо-восточного сольфатарного поля ртутные рудопроявления приурочены к зонам тектонических нарушений очень молодого возраста (практически современного). Достоверно устанавливается, что формирование этих рудопроявлений произошло уже после глубокой метасоматической переработки пирокластических пород и образования колчеданных метасоматитов — в зонах дробления обломки указанных метасоматитов покрыты корочками и пленками опала, киновари и онофрита. Следует подчеркнуть высокую селенистость киновари и ассоциирующих с ней дисульфидов железа и широкое развитие онофрита.

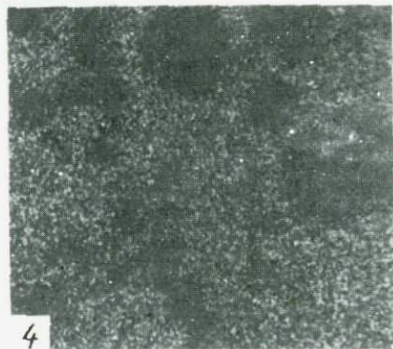
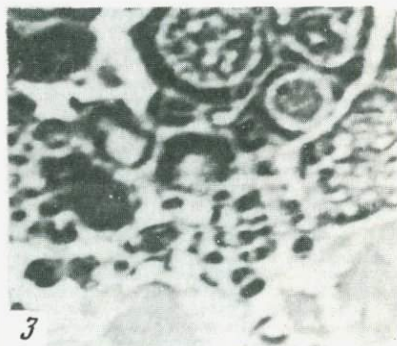
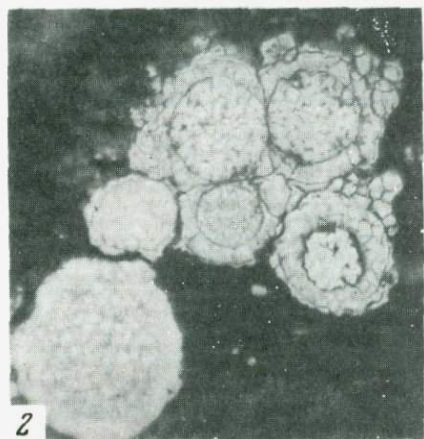
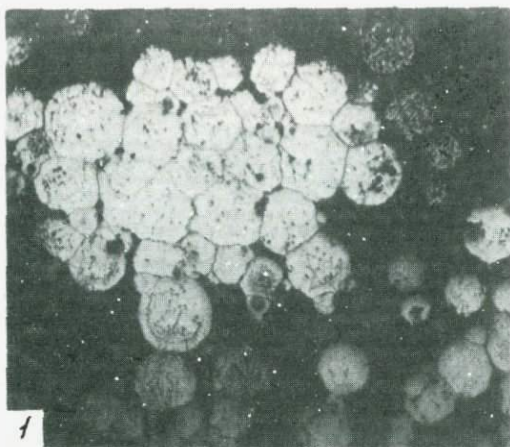
1. *Дуничев В.М.* Неогенные осадочно-вулканогенные формации о-ва Кунашир (Курильские острова) и связь с ними эндогенной минерализации. — Геол. и геофиз., 1969, № 1.
2. *Давыдов М.Н., Дуничев В.М., Таболок А.Л.* Новые данные о неогеновых отложениях Южной группы Больших Курильских островов (Уруп, Итуруп, Кунашир). — Геол. и геофиз., 1968, № 1.
3. *Набоко С.И., Дуничев В.М., Главатский С.Ф., Ризнич И.И.* Геологическое строение и метасоматический эффект области разгрузки термальных вод месторождения Горячий Пляж на о-ве Кунашир. — В кн.: Молодые и современные гидротермально-измененные породы Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1969.
4. *Жидкова Л.С., Бевз В.Е., Неврова Т.И., Шереметьева Т.Н.* Биостратиграфия неогеновых отложений островов Большой Курильской дуги. — Изв. Сахалин. отд-ния геогр. о-ва СССР, 1972, ч. 2, вып. 3.
5. *Пискунов Б.Н.* Новые данные о плиоценовых отложениях южной части о-ва Кунашир. — Тр. СахалинНИИ СО АН СССР, 1963, вып. 15.
6. *Мархинин Е.К.* Вулканы о-ва Кунашир. — Тр. Лаб. вулканол. АН СССР, 1959, вып. 17.
7. *Фирсов Л.В.* Абсолютный возраст интрузивных пород о-вов Кунашир и Уруп (Курильские острова). — Докл. АН СССР, 1964, 156, № 4.
8. *Мархинин Е.К.* Кварцево-оливиновый дацит с о-ва Кунашир. — Бюл. вулканол. станции, 1957, № 26.
9. *Горшков Г.С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967.
10. *Мархинин Е.К.* О приуроченности парогидротермальных проявлений на острове Кунашир к разрывным нарушениям. — Бюл. вулканол. станции, 1956, № 14.
11. *Сидоров С.С.* Месторождение термальных вод и пара Горячий Пляж (о. Кунашир). — Бюл. вулканол. станции, 1956, № 14.
12. *Набоко С.И., Рябичкина Е.П.* О составе некоторых конденсатов сольфатарных газов. — Бюл. вулканол. станции, 1957, № 26.
13. *Набоко С.И.* Вулканические эксгальции и продукты их реакций. — Тр. Лаб. вулканол., 1959, вып. 16.
14. *Сидоров С.С.* Геохимия гидротерм Курильской вулканической дуги: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Петропавловск-Камчатский, 1965.
15. *Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А.* О некоторых генетических особенностях образования ртутьсодержащей минерализации по данным изучения современной вулканической деятельности. — В кн.: Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. М.: Наука, 1966.
16. *Резников А.А., Мулиновская Е.П., Соколов И.Ю.* Методы анализа природных вод. М.: Недра, 1970.
17. *Басаргин Н.Н., Ногина А.А.* Определение сульфатов в присутствии фосфатов прямым титрованием солями бария с использованием индикатора нитрохромоза в природной и котловой воде. — ЖАХ, 1967, 22, 3.
18. *Варшал Г.М., Щербинина Н.К.* Прямое спектрофотометрическое определение фтора в природных водах по реакции с ализаринкомплексом. — В кн.: Тез. докл. XXV Всесоюз. гидрохим. совещ. Новочеркасск, 1972.
19. *Прилуцкая Т.А., Арапова Г.А.* К вопросу определения фтора в минеральном сырье с ализаринкомплексом. — В кн.: Химические и физи-

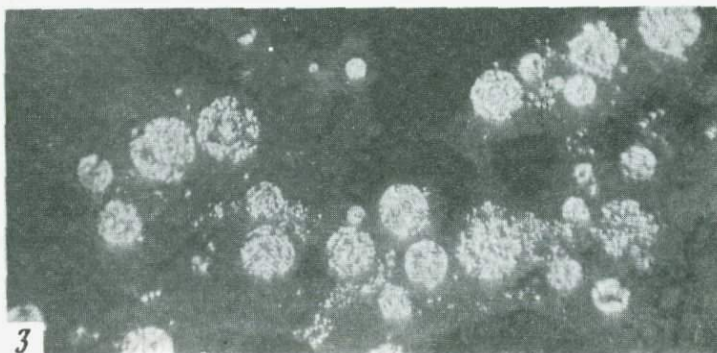
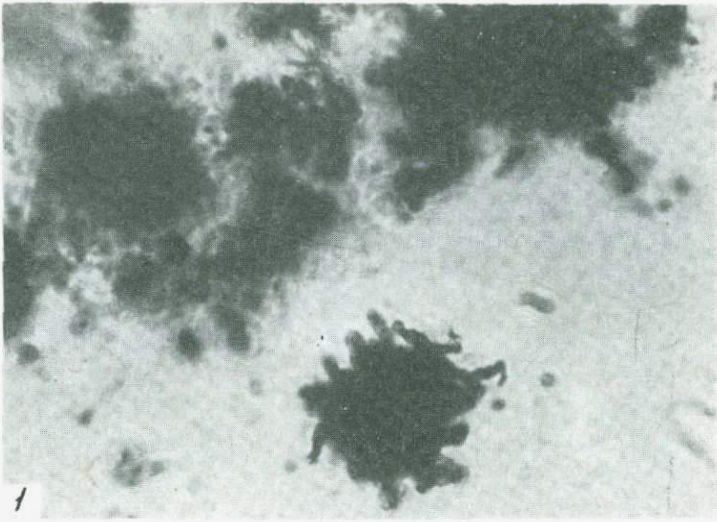
- ко-химические методы анализа руд, пород и минералов. М.: Наука, 1974.
20. *Басаргин Н.Н., Быкова В.С., Полупанова Л.И.* Фотометрическое определение алюминия в силикатных породах с антразохромом. — В кн.: Теоретические и практические вопросы применения органических реагентов в анализе минеральных объектов. М.: Наука, 1977.
 21. *Иванчев Г.И.* Дитизон и его применение. М.: Изд-во иностр. лит., 1961.
 22. *Лях В.И., Курочкина Н.И.* Выбор оптимальных условий фотоколориметрического определения сурьмы с бриллиантовым зеленым. — В кн.: Тез. докл. на Всесоюз. совещ. по химическим и инструментальным методам анализа природных и сточных вод. М., 1973.
 23. *Киш П.П., Онищенко Н.А.* Исследование основных трифенилметановых красителей как реагентов для экстракционно-фотометрического определения сурьмы. — ЖАХ, 1974, 29, вып. 1.
 24. *Блюм А.И., Ульянова И.А.* Определение малых содержаний таллия в рудах. — Завод. лабор., 1957, № 3.
 25. *Зотов А.В.* Физико-химические условия современного минералообразования в осадках термальных вод областей активного вулканизма на примере о. Кунашир: Автореф. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1968.
 26. *Лебедев Л.М., Никитина И.Б.* Особенности состава и металлогенность гидротерм аппаратов вулканов (на примере вулканов Менделеева и Головинина). — В кн.: Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1977.
 27. *Набоко С.И.* Осаждение ярозита из кислой сульфатной воды Нижнемеленевского термального источника (о. Кунашир). — Тр. Минерал. музея АН СССР, 1959, вып. 10.
 28. *Чухров Ф.В.* Окислы железа — продукты молодых геологических процессов. — В кн.: Гипергенные окислы железа. М.: Наука, 1975.
 29. *Лебедев Л.М., Никитина И.Б., Пляшкин И.А., Любомилова Г.В.* Об изменении концентраций рудных компонентов в кислых сульфатно-хлоридных гидротермах вулкана Менделеева во времени. — В кн.: Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1977.
 30. *Михеев В.И.* Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957.
 31. *Моисеева М.И.* Алунит и ярозит из Алмалыка. — Узб. геол. журн., 1959, № 2.
 32. *Kubisz J.* Studium mineralow grupy alunitu-arosytu. Warszawa, 1964.
 33. *Miller W.D., Keller W.D.* Differentiation between endellitehalloysite and kaolinite. — Clays and clay minerals, 1963, N 12.
 34. *Sakharov B.A., Drits V.A.* Mixed-layer kaolinite-montmorillonite: a comparison of observed and calculated diffraction patterns. — Clays and clay minerals, 1973, 21, N 1.
 35. *Градусов Б.П., Зотов А.В., Русинов В.Л.* Условия образования каолинита и монтмориллонита на современных сольфатарных полях. — Докл. АН СССР, 1975, 221, № 5.
 36. *Градусов Б.П., Зотов А.В.* Низкотемпературный пирофиллит в современных образованиях около кислых источников на о. Кунашир. — Докл. АН СССР, 1975, 224, № 6.
 37. *Дуничев В.М., Ризнич И.И.* Парогидротермы Горячего Пляжа. — Бюл. вулканол. станции, 1968, № 44.
 38. *Крыков П.А., Ларионов Э.Г.* Физико-химическое опробование высоко-термальных скважин в связи с их зарастанием карбонатом кальция. — В кн.: Изучение и использование глубинного тепла земли. М., 1973.
 39. *Набоко С.И., Главатских С.Ф.* Гидротермальные минералы Горячего Пляжа (о. Кунашир). — В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970.
 40. *Набоко С.И., Берхин С.И.* Состав и структура современных гидротермальных зеленых минералов месторождения Горячий Пляж (о. Кунашир). — В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970.
 41. ASTM — American Society for testing and materials x-ray diffraction data. Philadelphia, 1966.
 42. *Зевин Л.С., Хейкер Д.М.* Рентгеновские методы исследования строительных материалов. М.: Стройиздат, 1965.
 43. *Lepp H.* Precision measurements of the cell edge of synthetic pyrite. — Amer. Mineral., 1956, 41, N 3/4

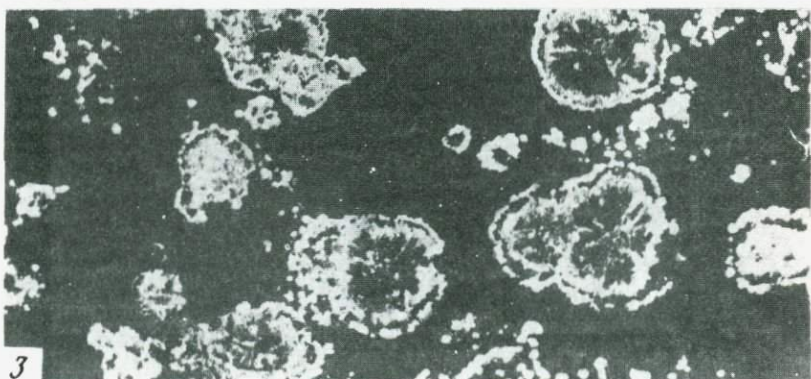
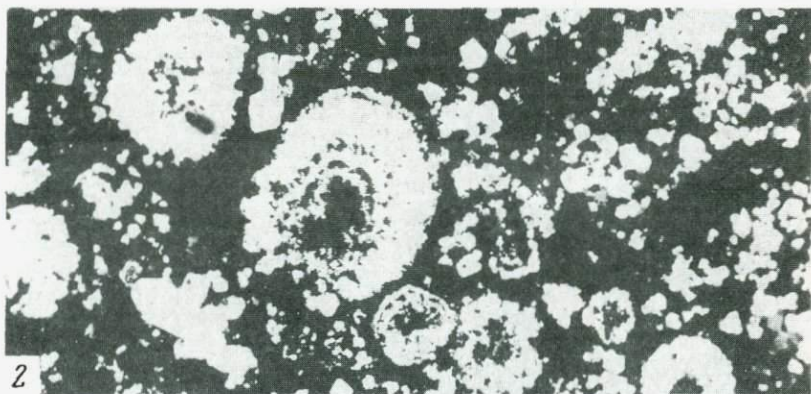
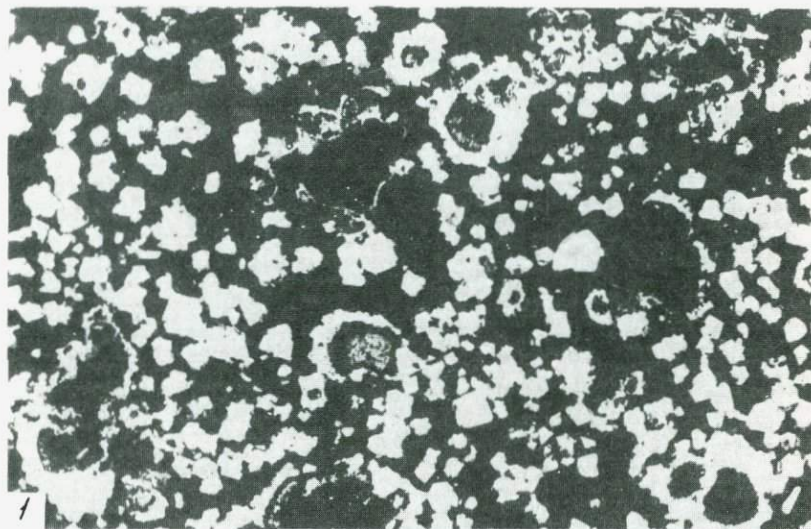
44. Дир У.А., Хауу Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966, т. 5.
45. Neuhaus A. Über die Arsenführung der dichten Schwefelkiese (Melnikowit-Pyrite, Gelpyrite) von Wiesloch (Baden) und Deutsch-Bleischarley (O.-S.).— *Metall und Erz*, 1942, **39**, Hf. 9.
46. Burkart-Baumann I., Ottemann J. Arsenführende pyrite mit bravoit-ähnlichen strukturen. — *Mineral. deposita*, 1971, **6**, N 2.
47. Бородаев Ю.С., Мозгова Н.Н. Об изоморфном замещении серы в пирите мышьяком и сурьмой. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов гидротермальных месторождений. Л.: Наука, 1974.
48. Минералы: Справочник. Т. 1. Самородные элементы, карбиды, нитриды, фосфиды, сульфиды, селениды и теллуриды. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
49. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М.: Изд-во иностр. лит., 1962.
50. Boyle R.W. Geology, geochemistry and origin of the lead-zinksilver deposits of the Keno hill-galena hill area, Yukon territory. — *Geol. Survey of Canada, Department of Mines and technical Surveys*, 1965, bull. 111.
51. Розенцвит А.О., Элштейн Г.Ю. О кристаллизации пирита из гелей сложного состава. — *Докл. АН СССР*, 1963, **150**, № 5.
52. Лебедев Л.М. Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М.: Наука, 1965.
53. Прахова Е.В. О роли глобулярного пирита в образовании колчеданных руд Урала. — В кн.: Минералы изверженных горных пород и руд Урала. Л.: Наука, 1967.
54. Haria Y. Mineralogical studies on todorokite and birnessite from the Todoroki mine, Hokkaido. — *J. Japan. Ass. Mineral. Petrol. and Econ. Geol.*, 1961, **45**, N 6. На яп. яз.
55. Frondel C., Marvin U.B., Ito J. New data on birnessite and hollandite. — *Amer. Mineral.*, 1960, **45**, N 7/8.
56. Glemser O., Meisiek H. Reine synthetische Braunsteine. — *Naturwissenschaften*, 1957, **44**.
57. Harija Y., Kukuchi T. Precipitation of manganese by bacteria in mineral springs. — *Nature*, 1960, **202**, N 4930.
58. Berry L.G., Thomson R.M. X-ray powder data for ore minerals: The reascok atlas. New York, 1962.
59. Набоко С.И. Современные осадки ярозита и гидрогетита и изменение состава ярозита при понижении температуры растворов. — В кн.: *Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов*. М.: Наука, 1970.
60. Неверов Ю.П. О находке киновари на вулкане Менделеева (о. Кунашир). — *Тр. Сахалин. компл. науч.-исслед. ин-та*, 1963, вып. 15.
61. Ложинов В.П., Русинов В.Л. Серноколчеданная залежь среди вулканогенных толщ четвертичного возраста вулкана Менделеева на о. Кунашир. — В кн.: *Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии*. М.: Наука, 1967.
62. Озерова Н.А., Айдиньян Н.Х., Добровольская М.Г. и др. Современное ртутное рудообразование на вулкане Менделеева (Курильские острова). — *Геол. рудн. месторожд.*, 1969, № 5.
63. Озерова Н.А., Добровольская М.Г., Дудыкина А.С. К вопросу об условиях формирования ртутно-колчеданной залежи вулкана Менделеева. — В кн.: *Вулканизм и глубины Земли*. М.: Наука, 1971.
64. Лебедев Л.М. Новые данные по минералогии колчеданных руд вулкана Менделеева. — *Докл. АН СССР*, 1970, **191**, № 5.
65. Лебедев Л.М., Дудинская Е.Г., Голванова Т.И. О рудных новообразованиях в опализированных пирокластических породах вулкана Менделеева. — *Докл. АН СССР*, 1975, **223**, № 5.
66. Лебедев Л.М., Л.П. Шурманов, И.Б. Никитина. Новые данные по минералогии колчеданной залежи на северо-восточном склоне вулкана Менделеева. — В кн.: *Современные гидротермы и минералообразование*. М.: Наука, 1977.
67. Озерова Н.А., Лебедев Л.М., Виноградов В.И., Горохова Л.В., Папутина И.П. Некоторые минералогическо-геохимические особенности современного ртутно-сурьмяного рудообразования. — В кн.: *Очерки геохимии отдельных элементов*. М., 1973.

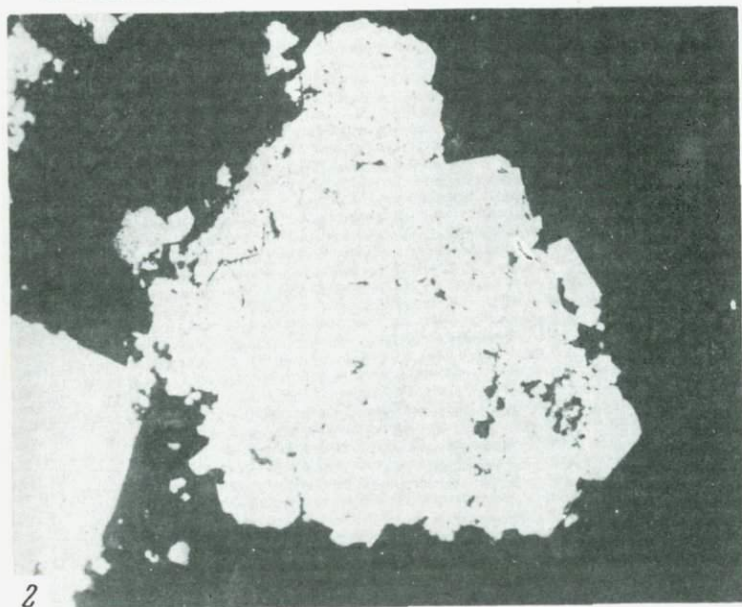
Таблица I



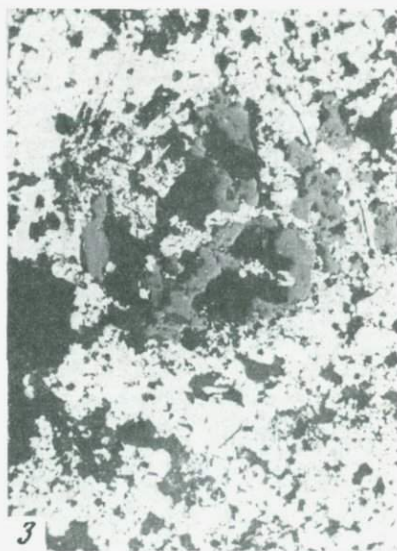
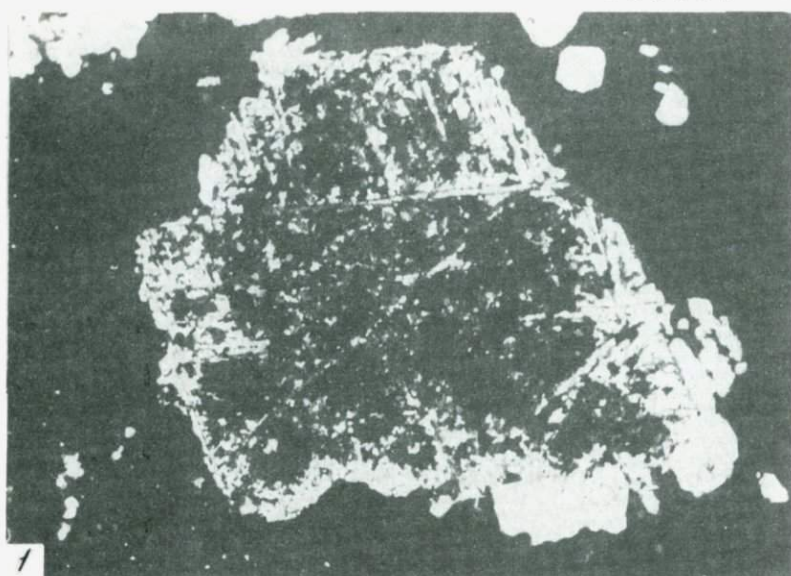


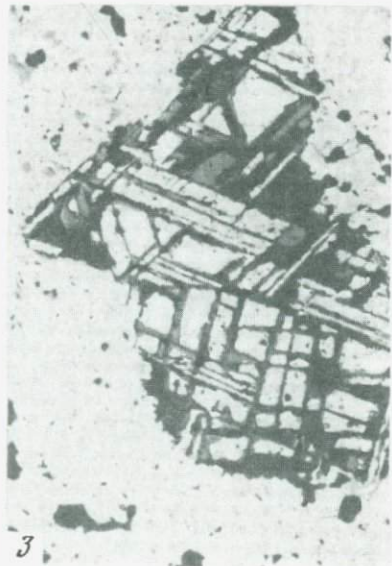
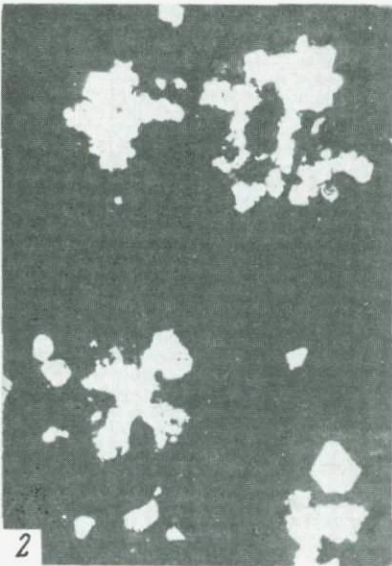
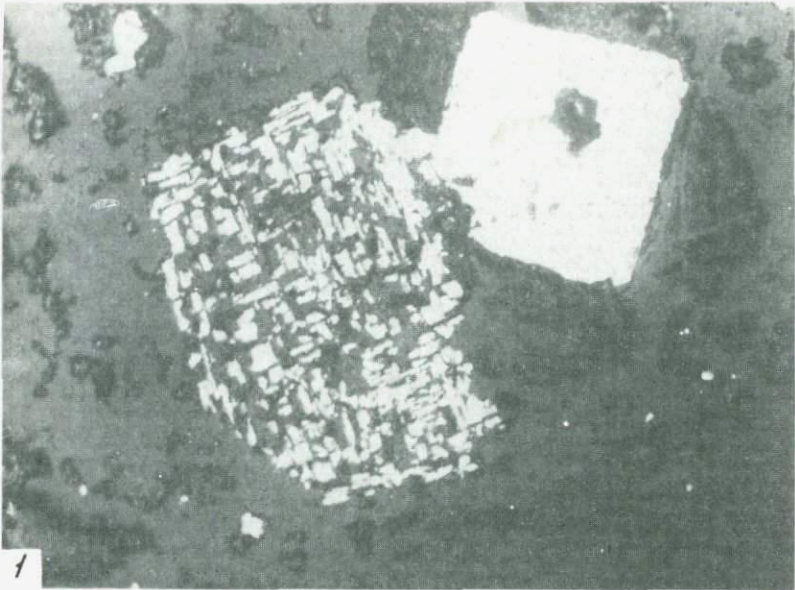


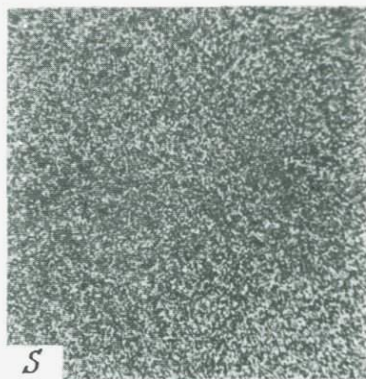




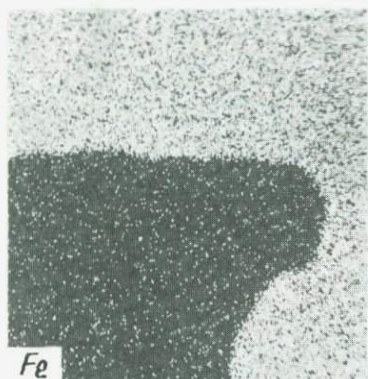
2



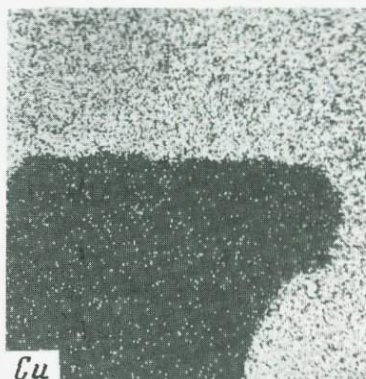




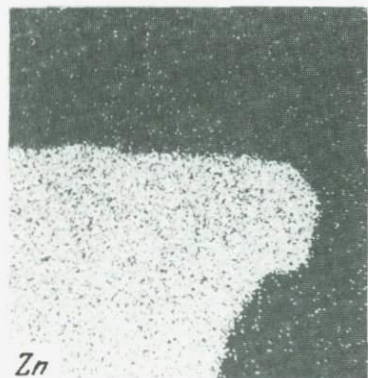
S



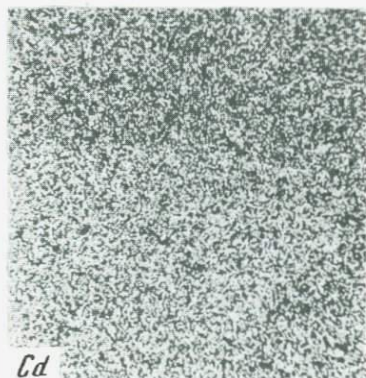
Fe



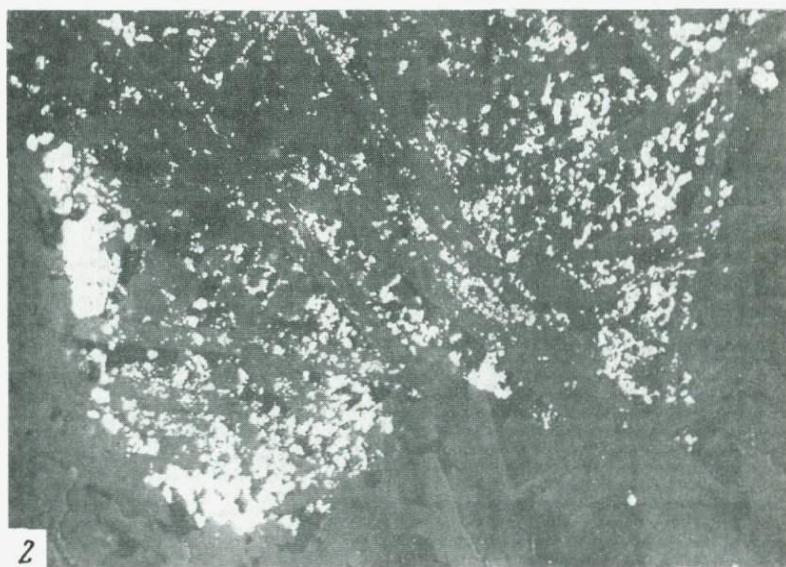
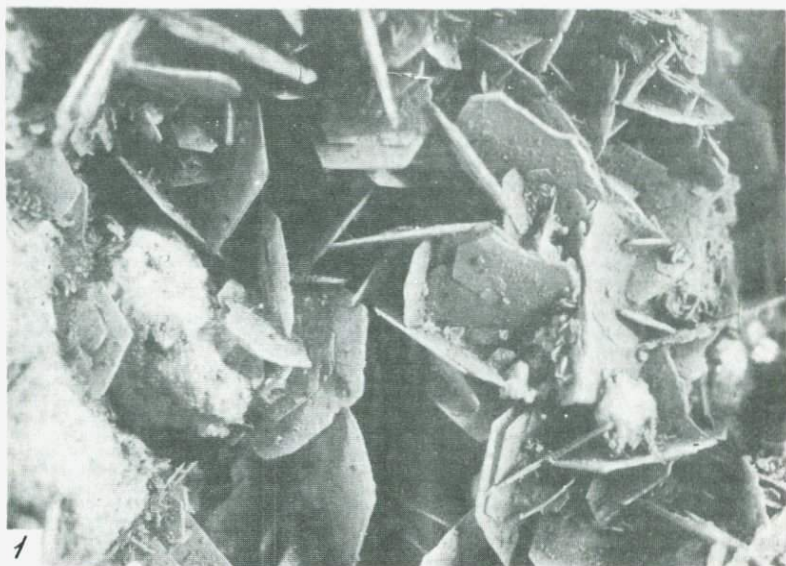
Cu

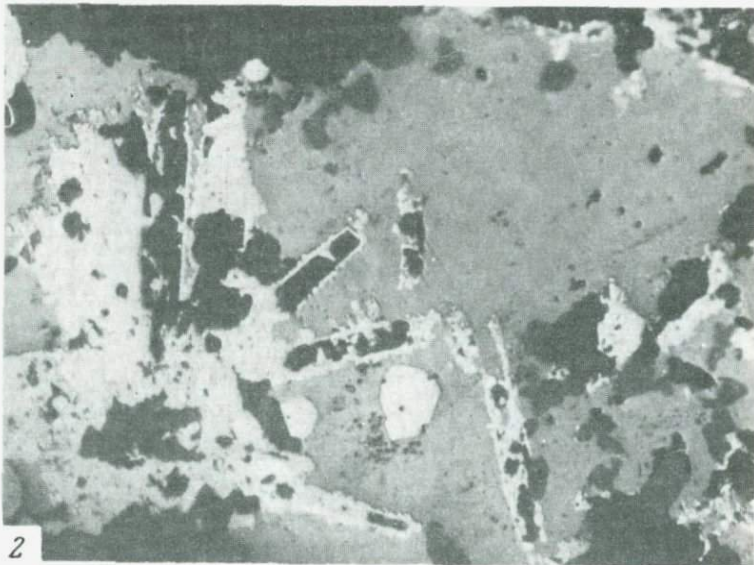
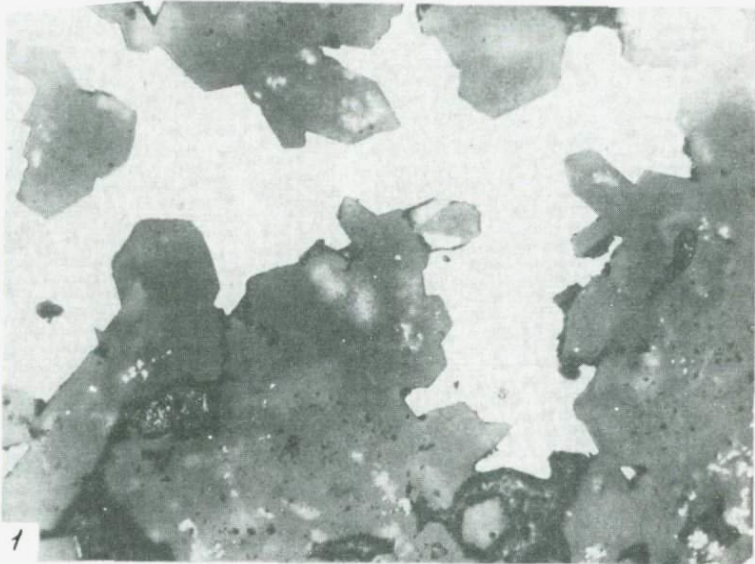


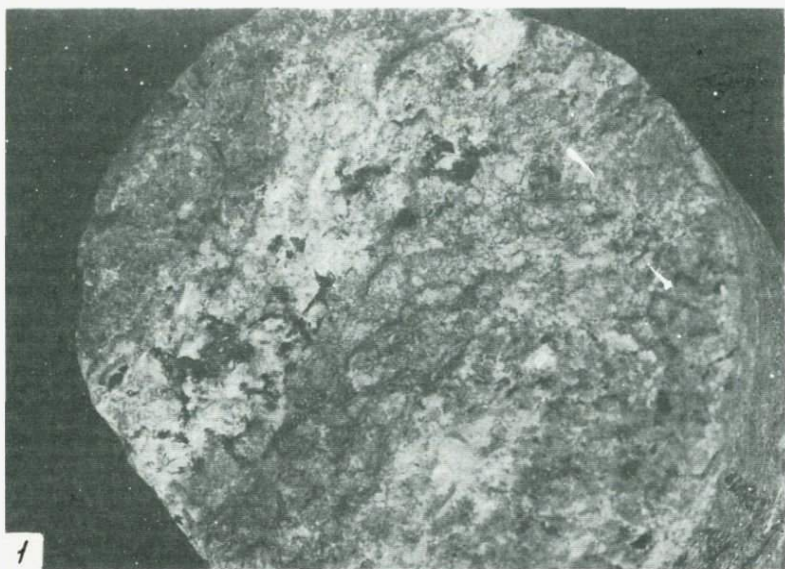
Zn

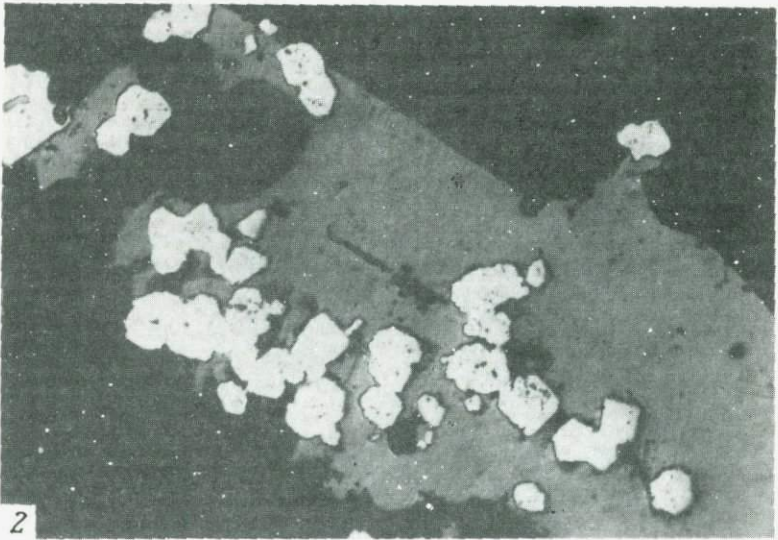
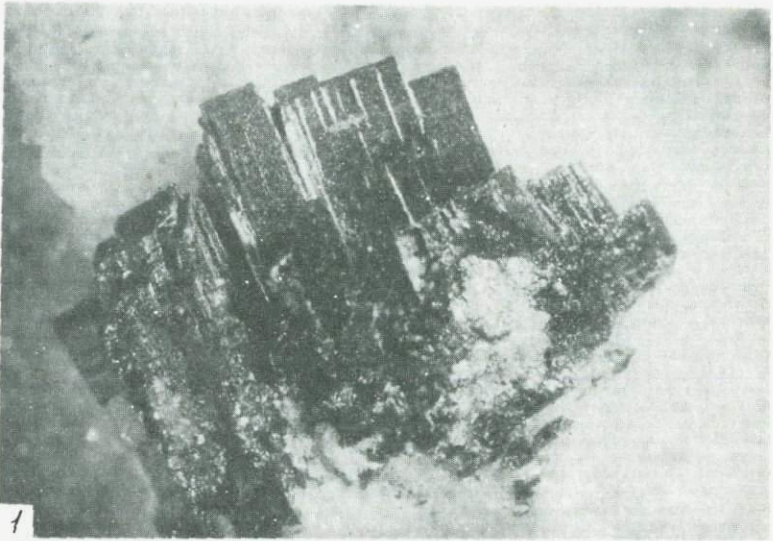


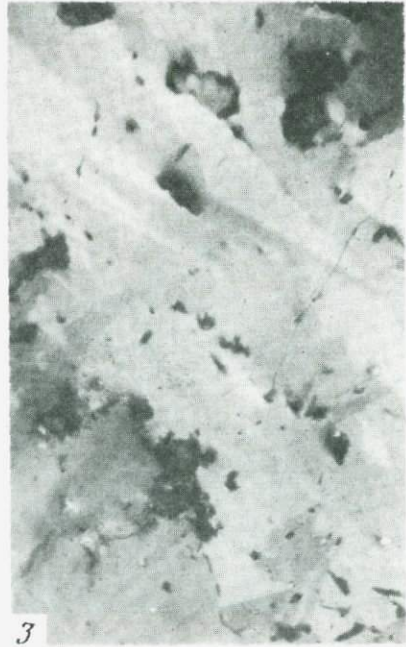
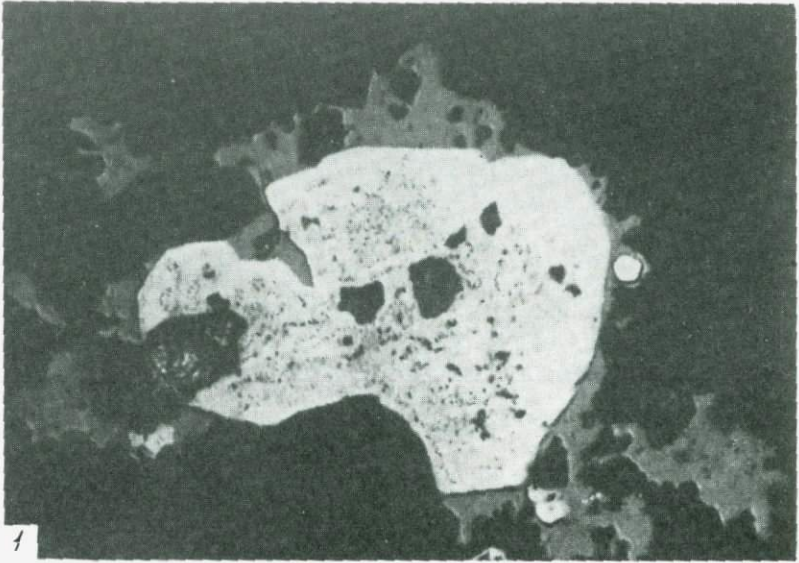
Cd

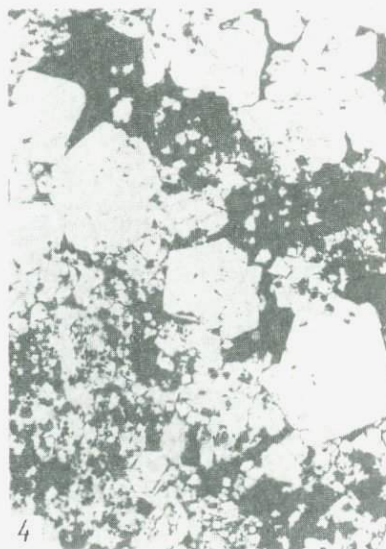


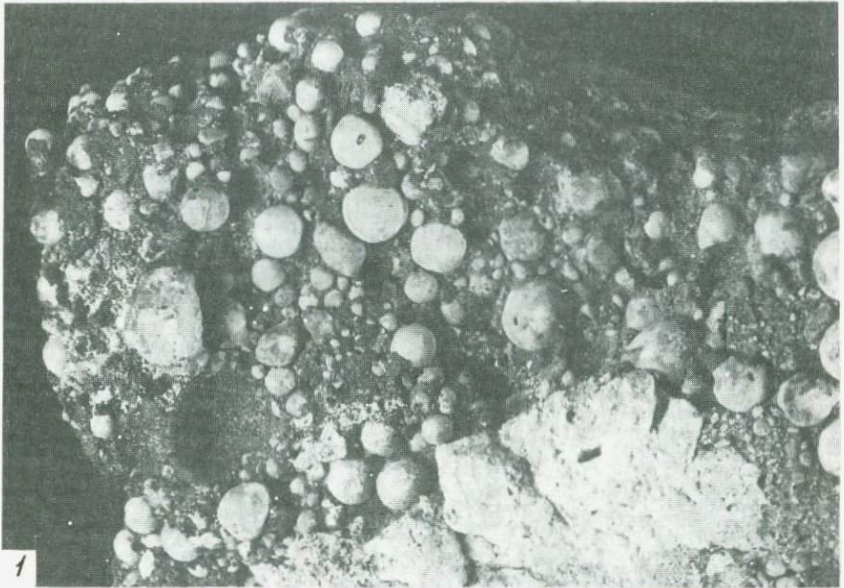


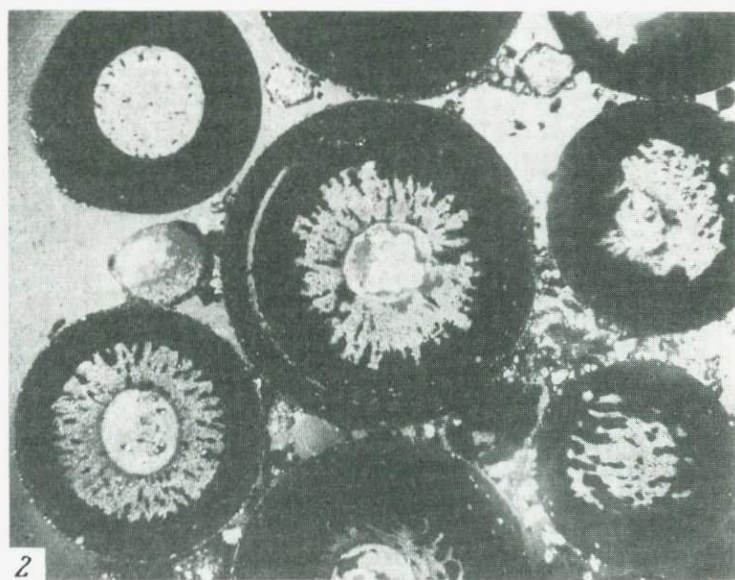
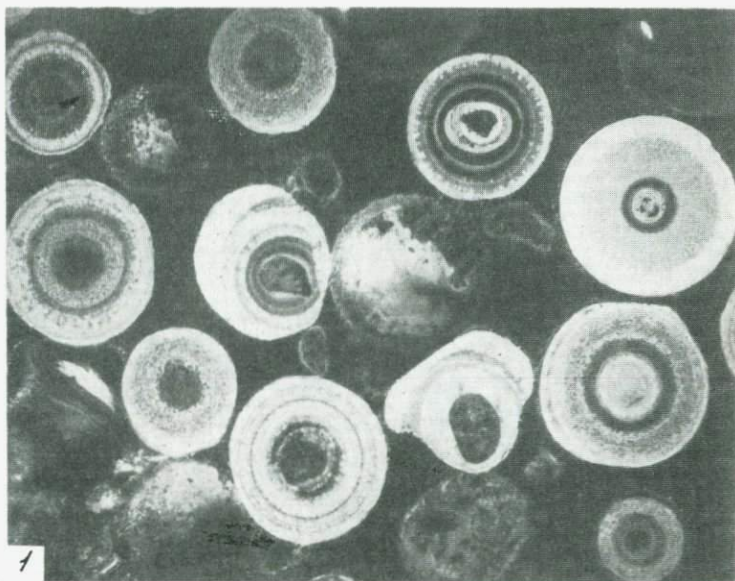


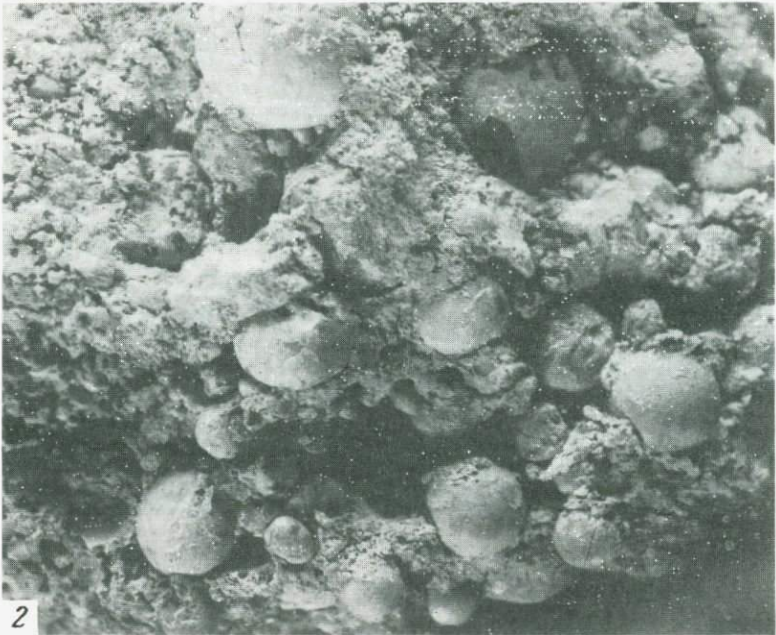


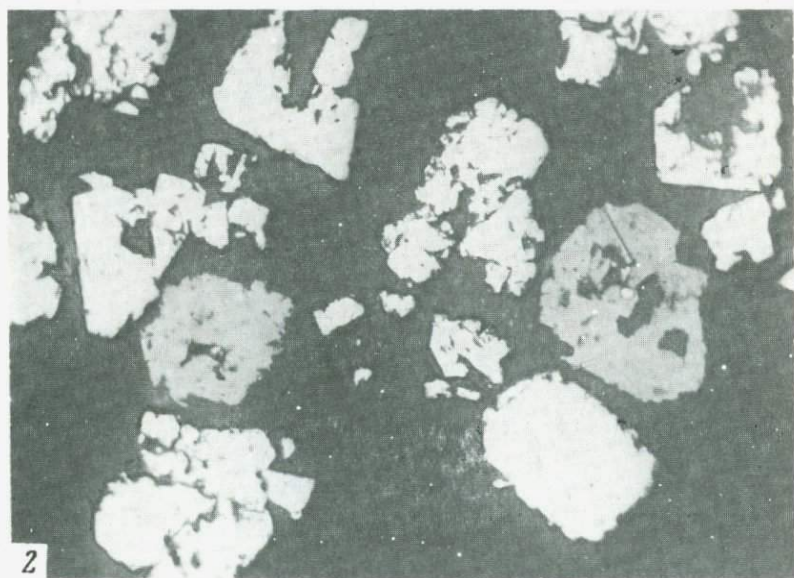
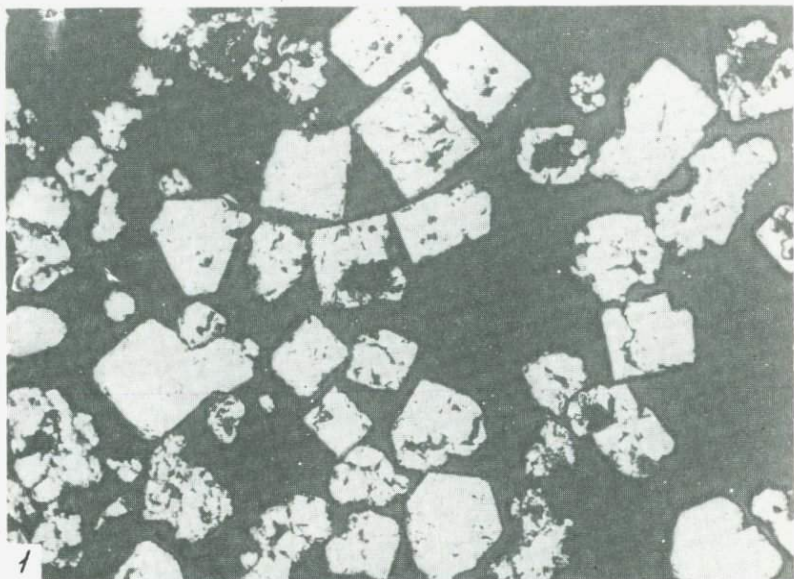


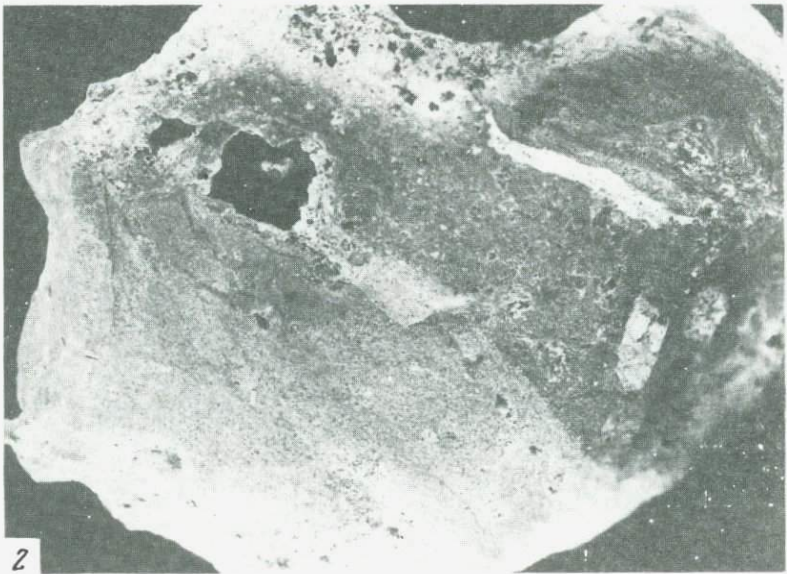












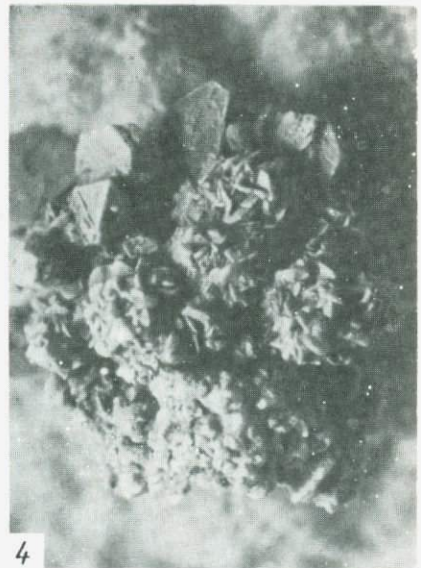
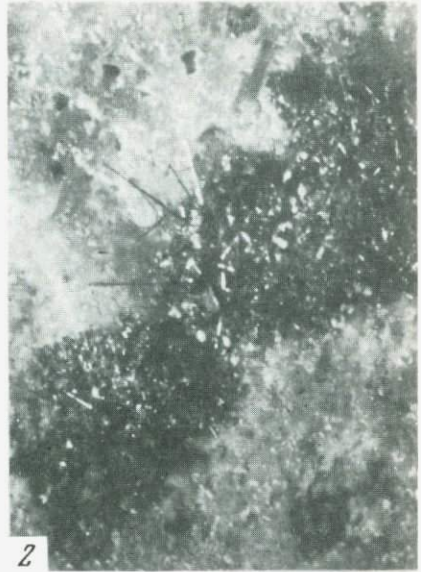
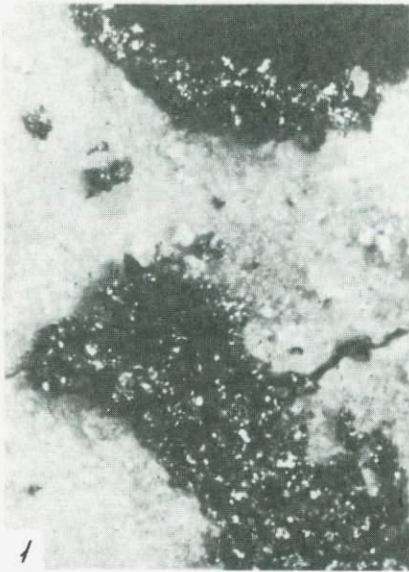


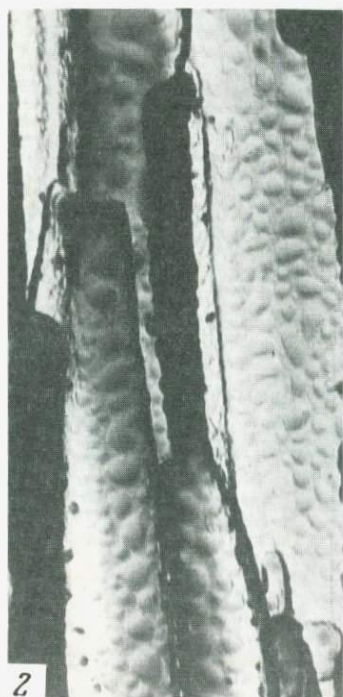


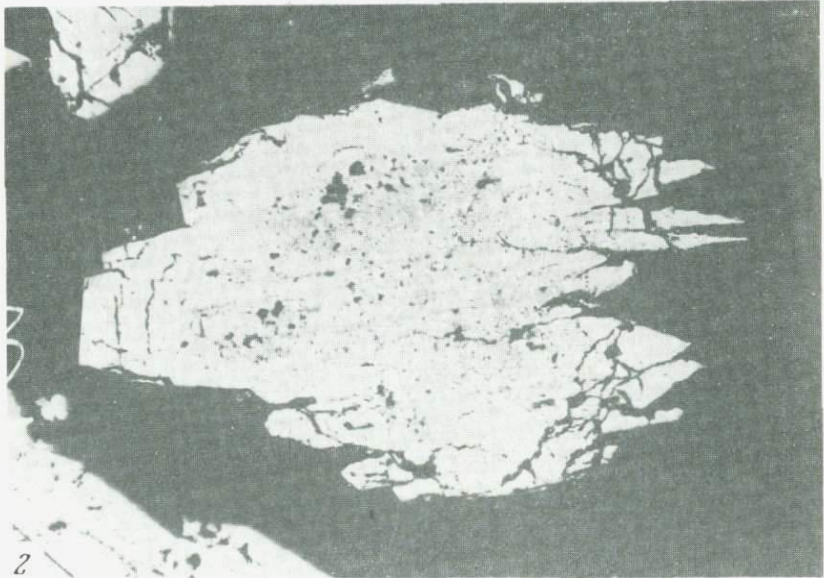
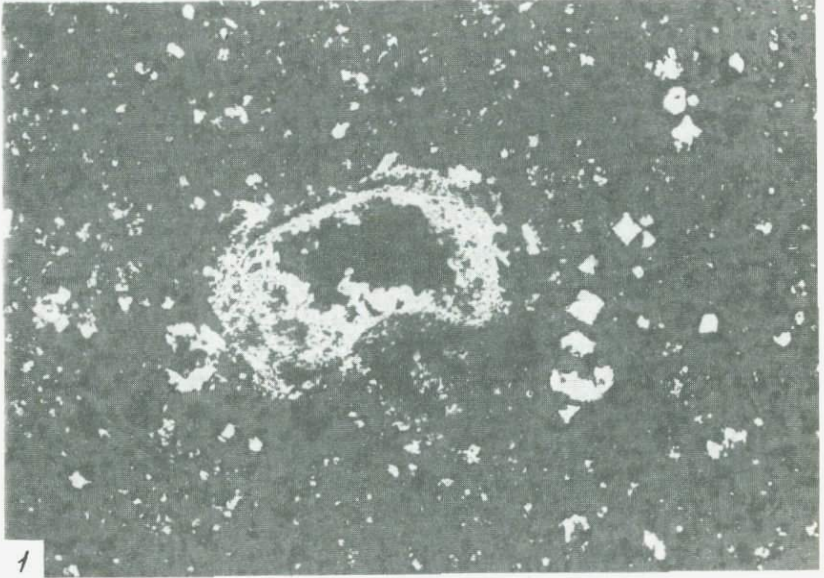


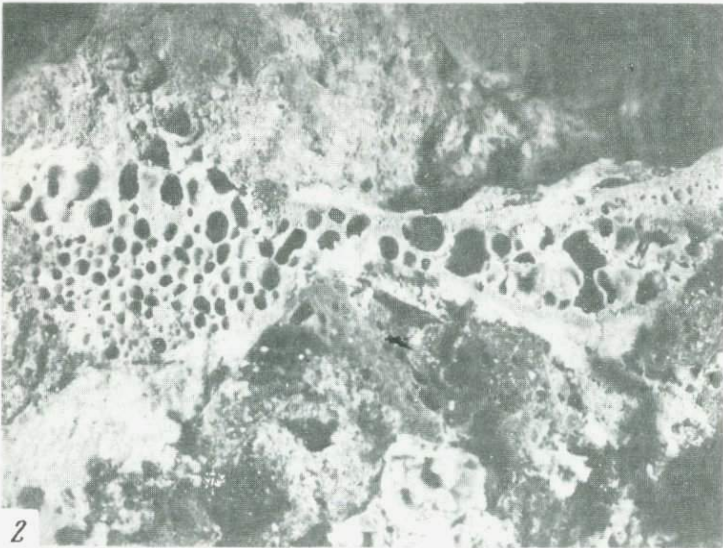
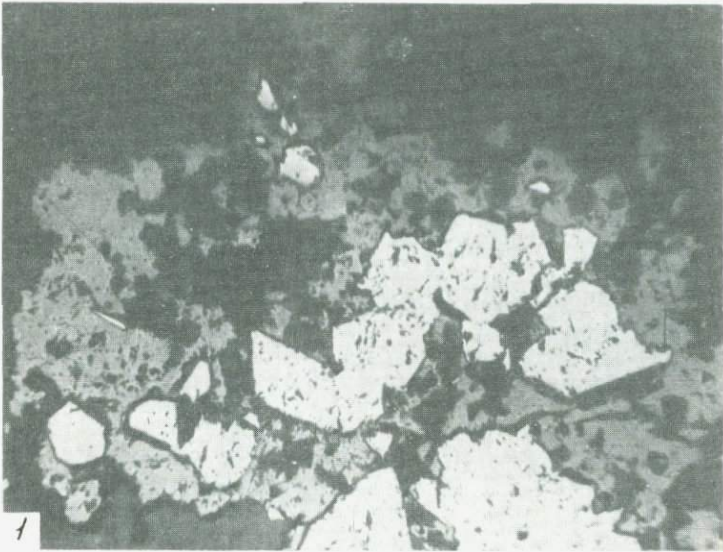
Таблица XXIII











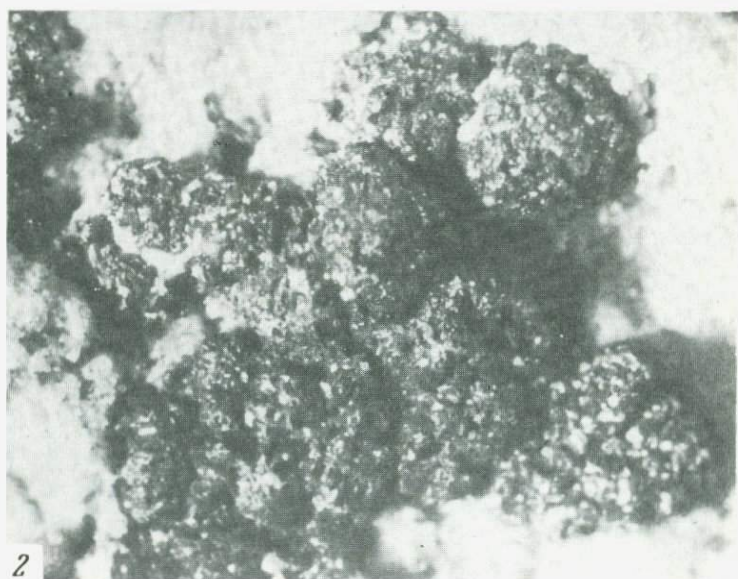
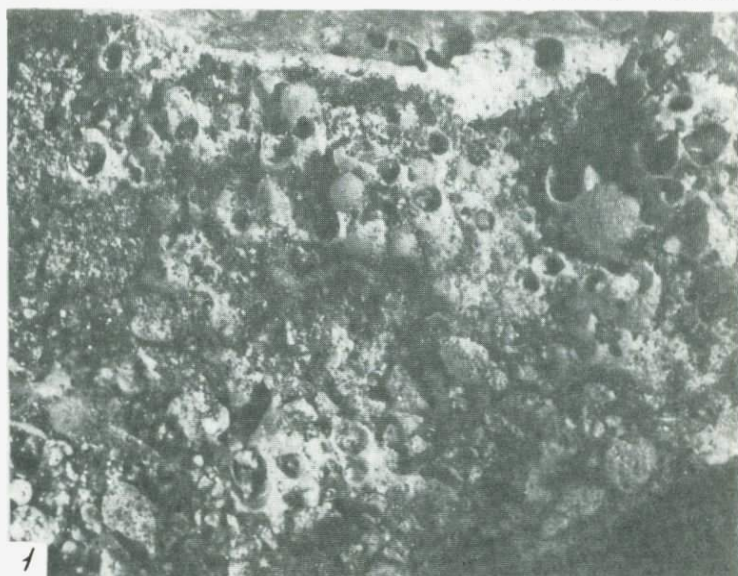


Таблица I

1. Морфология частиц ярозита из источника З. Угольная реплика. Увел. 8000.
2. Трубочатые кристаллы галлуазита из осадков источника Главный. Электронный микроскоп. Увел. 12 000.
3. Глобулиты пирита из прожилка. Отраженный свет без анализатора. Увел. 1000.

Таблица II

1. Начальная стадия перекристаллизации глобулитов. Отраженный свет без анализатора. Увел. 320.
2. Каемки кристаллического пирита вокруг глобулитов. Отраженный свет без анализатора. Увел. 1000.
3. Участок сканирования кристаллического пирита, содержащего глобулитовые образования: *a* — в поглощенных электронах, *b* — в рентгеновском излучении As K α (на площади 100 x 100 мкм).

Таблица III

1. Трихосферические микроколинны Metallogenium, покрытые гидроокислами марганца. Снято в фазовом контрасте. Увел. 600.
2. Сгустковое распределение глобулитов пирита в натечных кремнистых отложениях в нижнем течении руч. Кислого. Проходящий свет без анализатора. Увел. 90.
3. Однородно-глобулярные и цепочно-глобулярные глобулиты в кремнистой массе (черное — поры). Отраженный свет без анализатора. Увел. 320.

Таблица IV

1. Однородная вкрапленность метакристаллов пирита в опаловой массе (по кристаллокластическим туфам). Отраженный свет, без анализатора. Увел. 90.
2. Округлые колломорфные выделения и метакристаллы пирита в опаловой массе (по кристаллокластическим туфам). Отраженный свет без анализатора. Увел. 90.
3. Псевдоморфное развитие пирита по сферолитам алунита. Отраженный свет без анализатора. Увел. 90.

Таблица V

1. Преимущественное замещение цемента туфобрекчий пиритом. Отраженный свет, без анализатора. Увел. 60.
2. Пирит (белое) по магнетиту (фенокристалл в цементе дацитовый туфобрекчий). Черное — опаловая масса. Отраженный свет, без анализатора. Увел. 165.

Таблица VI

1. Начальная стадия замещения фенокристалла нерудного минерала (вероятно, пироксена) пиритом (белое). Отраженный свет без анализатора. Увел. 165.
2. Нарастание пирита на поверхность обломков пород. Отраженный свет, без анализатора. Увел. 90.
3. Эпигенетически измененный колчеданный метасоматит. Между крупными зернами пирита развиваются мелкозернистые агрегаты марказита. В центре снимка — выделения энаргита (серое). Отраженный свет без анализатора. Увел. 60.

Таблица VII

1. Вкрапленники пирита в опал-алунитовой породе, отраженный свет: *a* — нормальный метакристалл пирита в ассоциации с кристаллом скелетно-блокового развития, увел. 90; *b* — реберные скелетные формы пирита, увел. 60.
2. Тонкозернистый агрегат пирита с фенокристаллом магнетита, почти нацело замещенным пиритом (массивные колчеданные руды, интервал глубин 149—158 м). Отраженный свет без анализатора. Увел. 90.

Таблица VIII

Результаты сканирования участка халькопирита (размером 100 x 100 мкм) с включением сферерита.

Таблица IX

1. Взаимное прорастание кристаллов алунита. Косой свет. Увел. 20.
2. Выделение тонкокристаллического пирита в интерстициях алунита. Отраженный свет. Увел. 70.

Таблица X

1. Выделение крупнозернистого энаргита в друзовых полостях алунита. Отраженный свет, Увел. 70.
2. Замещение кристаллов алунита (черные пластины) пиритом (белое). Основная серая масса — энаргит. Отраженный свет. Увел. 90.

Таблица XI

Энаргит в прожилке переотложенного алунита: а — прожилок переотложенного алунита с энаргитом в опалитах, глубина 179 м, ска. 33, натур. вел.; б — кристаллы энаргита, увел. 20.

Таблица XII

1. Кристаллы энаргита в полости опализированных туфобрекчий базальтов. Косой свет. Увел. 20.
2. Характер взаимоотношений энаргита (серое) с пиритом (белое); черное — опаловая масса. Отраженный свет. Увел. 70.

Таблица XIII

1. Выделение халькопирита (белое) и энаргита (серое) в порах опал-алунитовых пород. Справа в энаргите идиоморфный кристалл пирита. Отраженный свет без анализатора. Увел. 165.
2. Прожилок люцитона в опалитах (образец расколот в плоскости прожилка). Скв. 33, интервал 170—171 м. Натур. вел.
3. Клиновидные двойники люцитона. Отраженный свет, с анализатором. Увел. 90.

Таблица XIV

1. Характерная форма зерен пирита плотных сажистых агрегатов. Отражен. свет; без анализатора. Увел. 165.
2. Сегрегация пирита и марказита из краевых зон воронки. Отражен. свет, без анализатора. Увел. 90.
3. Пирит—сфалерит — опаловые болиты, сцементированные плотным тонкокристаллическим агрегатом пирита и марказита. Отраженный свет. Увел. 46.
4. Округлое зерно сфалерита (серое) в цементирующей пирит-марказитовой массе. Отраженный свет. Увел. 150.

Таблица XV

1. Пирит-опаловые (оолиты) агрегаты, выполняющие прожилки западного крыла зоны дробления. Косой свет. Увел. 2.
2. Опаловые оолиты в массе тонкокристаллического пирита; черное на поверхности оолитов — галенит. Выполнение камер. Косой свет. Натур. вел.

Таблица XVI

Строение опаловых оолитов: а — характер зональности оолитов. Косой свет. Увел. 5; б — перекристаллизация опала из оолитов в метакolloидный кварц. Проходящий свет с анализатором. Увел. 20.

Таблица XVII

1. Кристаллы темной киновари в пористых опалитах. Косой свет. Увел. 20.
2. Оолиты опала из верхних участков котла 2.

Таблица XVIII

Особенности морфологии пирита в участках сажистых руд: а — кубические с элементами скелетного роста кристаллы пирита. Отраженный свет, без анализатора. Увел. 70; б — скелетные кристаллы пирита (белое) и киновари (серое). Отраженный свет, без анализатора. Увел. 90.

Таблица XIX

1. Плоскоромбоздрические кристаллы киновари из прожилков в диатомитовидном опале. Косой свет. Увел. 20.
2. Крупные и мелкие полости в кремнистых породах, содержащие растворы. Косой свет, натур. вел.

Таблица XX

1. Скопление мелких скелетных кристаллов галенита в полостях кремнистой породы. Косой свет. Увел. 50.
2. Игольчатые кристаллики антимонита на поверхности мелкозернистых агрегатов галенита. Косой свет. Увел. 45.
3. Сферолитовый агрегат ромбоздрических кристаллов киновари. Белые комковатые образования — стяжения алунита. Косой свет. Увел. 45.
4. Группа сферолитов киновари, на их поверхности расположены более крупные, пластинчатые кристаллы киновари второй генерации и тетраэдрические кристаллы метациннабарита. Косой свет. Увел. 60.

Таблица XXI

Кристалл киновари I генерации в ассоциации с глобулярным кремнеземом. Растровый электронный микроскоп.

Таблица XXII

Кристалл киновари I генерации на гялците, в левом верхнем углу сростки кристаллов киновари II генерации, в нижней части снимка — мембранная трубка кремнезема. Растровый электронный микроскоп.

Таблица XXIII

Сростки плоскоромбоздрических кристаллов киновари II генерации. На их поверхности расположены единичные кристаллы антимонита. Растровый электронный микроскоп.

Таблица XXIV

Кристаллы антимонита, ассоциирующие с киноварью II генерации. Растровый электронный микроскоп.

Таблица XXV

1. Плотный агрегат однозначно ориентированных мембранных волокон кремнезема (мелкоподобные разности). Одноступенчатая угольная реплика.
2. Вспучивание поверхности стенок мембранных трубок в вакууме. Одноступенчатая угольная реплика.
3. Переплетающиеся между собой мембранные волокна кремнезема ватообразных агрегатов. Косой свет. Увел. 50.

Таблица XXVI

1. Поры в черном силиците с выделениями по стенкам тонко таблитчатого марказита. Серое — основная кремнистая масса; черное — поры; белое с квадратными сечениями — пирит. Отраженный свет, без анализатора. Увел. 45.
2. Толстотаблитчатый расщепляющийся кристалл марказита. Отраженный свет, без анализатора. Увел. 320. (Цифрами указаны места анализа на микрозонде, см. табл. 67.)

Таблица XXVII

1. Ромбоздрические кристаллы темно-красной киновари в порах черных силицитов. Отраженный свет, без анализатора. Увел. 90.
2. Пенистый опал, цементирующий обломки черных силицитов. Косой свет. Увел. 5.

Таблица XXVIII

1. Опаловые пузыри с киноварью. Косой свет. Увел. 10.
2. Скопление сферолитов темной (с фиолетовым оттенком) киновари на поверхности опала. Косой свет. Увел. 20.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>Глава I</i>	
Геологическое строение района вулкана Менделеева	5
Стратиграфия	6
Геологическое строение вулкана Менделеева	24
Особенности тектоники	33
Сольфатарная деятельность	35
<i>Глава II</i>	
Термальные воды	40
Методы анализа кислых и ультракислых вод	40
Кислые сульфатные воды	44
Кислые сульфатно-хлоридные воды	46
Группа Нижнеменделеевских источников	47
Группа Верхнедокторских источников	54
Группа Нижнедокторских источников	58
Кислые сульфатно-хлоридные гидротермы глубинной циркуляции	61
Минеральные осадки в источниках сульфатно-хлоридных гидротерм	68
Нейтральные хлоридно-натриевые воды	80
Источники Горячего Пляжа	80
Западная группа источников	87
Осадки в источниках нейтральных хлоридно-натриевых вод	90
Гидрокарбонатные воды	96
<i>Глава III</i>	
Минералогия колчеданной залежи Северо-восточного сольфатарного поля вулкана Менделеева	104
Метасоматические колчеданные руды приповерхностной зоны	109
Особенности минералогии колчеданных руд вулкана Менделеева на глубине	112
Минералогия рудопроявлений фации кипящих грязевых котлов	117
Особенности минерализации зоны дробления в восточной части Северного участка	133
Некоторые данные по минералогии колчеданных и ртутных рудопроявлений на Южном участке сольфатарного поля	135
ЗаклЮчение	140
Литература	142

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА ВУЛКАНЕ МЕНДЕЛЕЕВА (о-в Кунашир)

*Утверждено к печати Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии*

Редактор *Знаменская Н.В.* Художественный редактор *Литвак С.А.*
Технический редактор *Джигоева И.И.*

ИБ № 17203

Подписано к печати 02.07.80. Т — 08586. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 11,0. Уч.-изд.л. 12,1
Тираж 650 экз. Тип. зак. 1515. Цена 1р. 90к.

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

1 р. 90 к.

3438