



В.А.ЕРОЩЕВ-ШАК

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ
СУБПОВЕРХНОСТНЫЙ
ЛИТОГЕНЕЗ
КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО
РЕГИОНА



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В.А. ЕРОЩЕВ-ШАК

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ
СУБПОВЕРХНОСТНЫЙ
ЛИТОГЕНЕЗ
КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО
РЕГИОНА

Труды, вып. 476

Основаны в 1932 году



МОСКВА
"НАУКА"
1992

Russian Academy of Sciences

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

V.A. Eroshchev-Shak

**HYDROTHERMAL SUBSURFACE LITHOGENESIS
OF THE KURIL-KAMCHATKA REGION**

Transactions, vol. 476

Гидротермальный субповерхностный литогенез Курило-Камчатского региона / В.А. Ерошев-Шак. — М.: Наука, 1992. — 132 с. — (Тр. ГИН; Вып. 476). ISBN 5-02-002251-9

Приводятся результаты изучения современных гидротермальных образований (гидротермолитов), состоящих из тонкодисперсных глинистых минералов и сульфидов. Показано, что распределение глинистых минералов в гидротермолитах зональное, строго коррелируемое с типами гидротермальных растворов, фильтрующихся через материнские породы. В процессе субповерхностного гидротермального литогенеза осуществляется трансформация хлоридных натриевых растворов в сульфатные. Основным фактором трансформации растворов является жизнедеятельность термофильных микроорганизмов серного цикла. Структурные особенности глинистых минералов и их гетерогенность свидетельствуют, что образование этих минералов осуществлялось в условиях локального равновесия в неоднородных гидрогеохимических средах.

Табл. 43. Фототабл. 8. Ил. 36. Библиогр.: 149 назв.

Рецензенты:

Г.А. Заварзин, В.Б. Курносов

Редакционная коллегия:

член-корреспондент РАН *А.Л. Книппер* (главный редактор),
В.Г. Гербова, Ю.Б. Гладенков, В.А. Дриц

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук *А.В. Щербakov*

Reviewers:

G.A. Zavarzin, V.B. Kurnosov

Editorial Board:

Corresponding Member of Russian Academy of Sciences *A.L. Knipper* (Editor-in-Chief),
V.G. Gerbova, Yu.B. Gladenkov, V.A. Dritz

Responsible editor

Doctor of geology and mineralogy sciences *A.V. Shcherbakov*

Presented are the results of studies on recent subsurface hydrothermal formations (hydrothermolites) composed of thin-dispersed clayey minerals and sulfides. The book shows the zonal distribution of clay minerals in hydrothermolites to be strictly related to types of hydrothermal solutions filtrated through source rocks. In the course of subsurface hydrothermal lithogeny, chloride natrium solutions are being transformed into sulfate ones. The main factor controlling the transformation is the life activity of thermophilic microorganisms of the sulfur type. The clay minerals structural peculiarities and heterogeneity indicate that the minerals have formed under conditions of local equilibrium in heterogenous hydrogeochemical media.

1804020000-145

Е ————— 347-92 I полугодие
042 (02) -92

© Издательство "Наука", 1992

ISBN 5-02-002251-9

ВВЕДЕНИЕ

Поступление глубинного тепла в водоносные геологические структуры приводит к прогреву подземных вод и к формированию гидротермальных растворов. Этот процесс характерен как для древних элизионных бассейнов [111], так и особенно для современных водоносных структур в областях активного вулканизма [1, 3, 11, 14, 52, 76]. При взаимодействии этих фильтрующихся растворов с вмещающими породами осуществляется как изменение самих растворов, так и изменение вмещающих пород. Гидротермальные растворы существенно различаются по составу содержащихся в них газов, растворенных солей, общей минерализации и температурам, величинам pH и Eh. Следствием взаимодействия гидротермальных растворов разных параметров с материнскими породами является возникновение принципиально новых пород — гидротермалитов.

Постседиментационные изменения вулканогенно-осадочных отложений, вызванных воздействием на них гидротермальных растворов, П.П. Тимофеевым, С.И. Набоко, В.А. Ероцевым-Шаком и другими исследователями названы гидротермальным литогенезом [104, 105].

Объектом исследования автора явились гидротермалиты приповерхностных частей гидротермальных систем в областях современного вулканизма в пределах Курило-Камчатского региона. Эти гидротермалиты по своему геологическому положению и генетическим особенностям относятся к геодерме*, сформировавшейся в условиях повышенного теплового потока. В их образовании принимают участие помимо эндогенных экзогенные факторы, к которым в первую очередь относятся метеорная вода и деятельность термофильных микроорганизмов.

Как правило, гидротермалиты, даже находясь в пределах одного термального поля, отличаются разным составом и зональным строением.

При формировании гидротермалитов осуществляется принцип "геохимической дифференциации минеральных фаз", при котором растворяются материнские минералы, а высвободившиеся химические элементы вступают во вторичное минералообразование согласно их миграционной способности при конкретных условиях среды. При этом на границе растворяющийся минерал—гидротермальный раствор в определенных гидрогеохимических средах алюминий и часть кремния, при участии других элементов, формируют различные глинистые минералы, а железо и халькофильные элементы мигрируют, вступают в реакцию с сероводородом и осаждаются на стенках пустотных пространств на глинистом или кремнистом субстрате в виде сульфидов.

Работа посвящена выявлению пространственных закономерностей формирования и распространения минералов — продуктов гидротермального литогенеза, генезису гидрогеохимических сред, в которых образуются эти минералы, кристаллохимическим особенностям глинистых минералов, локализованных в пределах определенных гидрохимических сред, а также перспективам практического использования выявленных закономерностей гидротермального литогенеза. Гидротермальные растворы и гидротермально измененные породы изучены довольно подробно и освещены в работах

*Геодерма — поверхностная оболочка литосферы, в основном это почва, кора выветривания, а в гидротермальных системах сложное субповерхностное образование — гидротермалиты.

С.И. Набоко [74–84], Д.Е. Уайта [110], А.Дж. Эллиса и С. Уилсона [117], В.И. Кононова [58–60], А.В. Щербакова [114–116], Г.А. Карпова [50–55], В.А. Ерошева-Шака [28–38], С.Ф. Главатских [20], Ю.П. Трухина и В.В. Петровой [107], А.В. Зотова [46], А.Г. Коссовской, И.М. Симановича и В.Д. Шутова [63], В.Б. Курносова [66], Н.Н. Перцева и В.Л. Русинова [89, 138], В.Д. Пампуры [88], Г.Ф. Пилипенко [90–93], Л.М. Лебедева [67], А.М. Окружиной и др. [86], Д.С. Коржинского [61, 62], В.Л. Русинова [104], А. Штейнера [145], Х. Кристмасдоттер [133], Р.О. Фоунера [126], Г.Е. Сигвальдсона [144], А.Б. Кристли, Р.Л. Вратуайте [124] и многих других.

Особое место принадлежит работам С.И. Набоко, в которых заложены фундаментальные основы учения о гидротермально измененных породах.

В предлагаемой работе приводятся новые данные детальных литолого-геохимических и минералого-кристаллохимических исследований, значительно детализировавшие, расширившие и во многом изменившие представление о составе гидротермалитов и закономерностях их формирования.

В основе монографии лежит фактический материал, собранный автором в пределах гидротермальных систем Узона, Долины Гейзеров и Паужетки, обладающих широким геологическим и гидрохимическим разнообразием. В работе помимо литературных данных, использовано оригинальных 720 полных химических анализов пород и минералов, 278 анализов термальных вод, 270 определений объемного веса пород, 540 рентгеновских, 48 электронно-микроскопических, 20 электронно-графических, 120 термических (дериватограммы), 70 инфракрасных и 83 определений пористости пород. Изучено и описано 2500 прозрачных шлифов эффузивных и туфогенных пород. Используются определения форм микроорганизмов и количественные данные по плотностям их распространения в гидротермалитах и в водах гидротермальных озер. Химические анализы выполнены в аналитической лаборатории ГИН АН СССР (аналитики: К.А. Степанова, Г.Ф. Галковская, М.И. Степанец, М.И. Кайков, И.Л. Симанов – руководители Э.С. Залманзон и Д.Я. Чопоров) и ИГЕМ (С.А. Горбачева). Часть анализов производилась классическим методом "мокрой" химии, часть на плазменном спектрометре JY-48. Химический анализ вод – в ИВ ДВО АН СССР (руководитель Р.И. Шувалов) и в лаборатории Управления "Геоминвод" (руководитель В.А. Морозова). Рентгеновские, термические, инфракрасные, электронно-графические и электронно-микроскопические анализы – в лаборатории физических методов исследования ГИН АН СССР (руководитель В.А. Дриц). Рентгеновский анализ осуществлялся на установках УРС-50 ИМ, ДРОН-2 и ДРОН-3, термический анализ – на дериватографе системы Ф. Паулик, И. Паулик и Л. Эрдей, инфракрасный – на спектрографе UR-20, электронографический – на приборе ЭР-100, электронно-микроскопический – на микроскопах Jet-7 и "Стереоскан-100", микрозондовый – в МИНГ им. И.М. Губкина (Ф.А. Киреев) на рентгеновском микроанализаторе "Суперпроб-733" и энергодисперсионном приборе "Линксистем". Определение микроорганизмов – в ИМ АН СССР (Р.С. Головачева и Л.М. Герасименко). Определение пористости пород – в ГИН АН СССР (А.Я. Данильченко) и во ВНИГНИ (Л.А. Коцеруба [64]).

Результаты химических анализов пересчитывались по рациональной атомно-объемной методике Ю.В. Казичина и В.А. Рудника. Пересчеты производились на компьютере "Мажескан-2" и результаты для удобства пользования представлялись в 100 г/см^3 . Для этой цели в химико-аналитической лаборатории ГИН АН СССР А.Я. Данильченко по просьбе автора была составлена соответствующая компьютерная программа. Анализ изображения пустотных пространств, дающий представление о коэффициентах пористости и рудных минеральных фаз, позволяющий оценивать их содержания, также осуществлялся на компьютере "Мажескан-2". Идентификация рентгеновских данных смешанослойных каолинит-сметитовых образований и диагностика их состава производилась по методике В.А. Дрица и Б.А. Сахарова [25]. При выявлении структурных особенностей смектитов, помимо рентгеновских и химических анализов, применялся электронографический метод косых текстур калийнасыщенных (структурно-реорганизованных) препаратов, детально разработанный С.И. Ципурским [112]. Структурные

особенности каолинитов изучались по рентгенограммам разориентированных препаратов, дающих информацию об областях когерентного рассеяния, толщинах кристаллов, концентрациях и типах дефектов по методике А.С. Букина и В.А. Дрица [12].

Согласно результатам исследования основным фактором гидротермального литогенеза является метеорная вода, прогретая в тепловом поле, насыщенная газами, в том числе и "ювенильного" происхождения. Показана роль микробиологической деятельности в образовании гидрогеохимической среды приповерхностного минералообразования. Вскрыта роль гидрогеохимических сред в образовании парагенезисов вторичных минералов и структурного совершенства каолинита, а также роль петрохимического состава в определении кристаллохимических особенностей смектитов.

Впервые изучены и типизированы гидротермальные озера, расположенные в пределах термальных полей, вскрыта генетическая связь осадков озер с гидротермалитами. Установлено, что осадки большинства типов озер слагаются глинистыми минералами, суффундированными из вмещающих гидротермалитов, в различной степени трансформированными в условиях озерных гидрогеохимических сред. Определены типы озер, в которых осуществляется синтез глинистых минералов и формирование мышьяковых руд.

Автор выражает свою признательность чл.-корр. РАН П.П. Тимофееву, Г.А. Заварзину и Г.И. Каравайко, д-рам геолого-минерал. наук С.И. Набоко, В.И. Кононову, А.В. Шербакову, В.А. Дрицу, А.Г. Коссовской, д-ру сельскохозяйств. наук Б.П. Градузову и д-ру биол. наук В.М. Горленко.

Особой благодарности заслуживают д-р геолого-минерал. наук Г.А. Карпов, кандидаты геолого-минерал. наук В.А. Ильин, В.Н. Дислер и ведущий инженер С.И. Сачков, которые оказали неоценимую помощь в сборе фактического материала и его обсуждении.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
ВАЖНЕЙШИХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

ГИДРОТЕРМАЛИТЫ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ

В работе рассматриваются гидротермально измененные породы — гидротермалиты, распространенные в приповерхностных частях вулканических построек. В большинстве случаев эти постройки сформированы на вулканических центрах с завершенной эруптивной деятельностью.

Непременными условиями для образования гидротермально измененных пород являются газодонные растворы и тепловые источники. Обязательными членами вулканических построек, представляющих цоколь гидротермально измененных пород, являются базальтовые серии в виде андезито-базальтовых и базальтовых эффузивов и даек, кислые породы, образующие экструзивные купола и туфогенный материал, часто спекшийся до игнибритов, и, наконец, водопроницаемые породы, слагающие склоновые отложения вулканов и выполняющие их кальдеры.

С.И. Набоко [82, 83] среди гидротерм областей активного вулканизма выделяет две генетические группы. Первая представляет собой естественные конденсаты вулканических газов из приповерхностных магматических очагов, поднятых из глубин в результате извержений. Эта группа вод названа ею магматическими. Вторая образует гидротермальные растворы крупных термоаномалий, приуроченных к определенным геологическим структурам, глубинным разломам и не связанных с конкретными активными вулканами. Эту группу вод С.И. Набоко называет магматогенными гидротермальными растворами.

В.И. Кононов [60], рассматривая генезис современных гидротерм, показал, что нагревание гидротермальных систем может быть обусловлено: 1) региональным тепловым потоком; 2) внедрением магматического расплава в водоносную систему или в подстилающие водоупорные слои; 3) поступлением высокотемпературного глубинного газопароводного флюида. Анализ геологических условий, проведенный различными исследователями [2, 3, 60, 127, 110, 14, 103, 102; и др.], показал, что прогрев этих систем не может быть обеспечен только одним съемом кондуктивного регионального теплового потока, движущимся инфильтрационными водами. В.П. Зверев [45] и В.А. Ильин [49] показали, что для обеспечения тепловой мощности гидротермальных систем требуется дополнительный приток глубинного тепла, связанный либо с кондуктивным прогревом от неглубоко залегающих магматических очагов, либо с конвективным поступлением высоконагретого эндогенного парогазового флюида.

По современным представлениям водонапорные системы, включающие такие элементы, как глубинный теплоноситель (парогазовый раствор, связанный с долгоживущими вулканическими центрами, или расплав), термовыводящие каналы, включая поровые пространства пород, и породы, вмещающие раствор и находящиеся с ним во взаимодействии, представляют собой гидротермальные системы. В областях активного вулканизма тепловыми источниками гидротермальных систем служат долгоживущие глубинные магматические очаги, генетически связанные с верхней мантией, где генерируются тепловые потоки большой мощности.

К. Банвелл [120] и В.В. Аверьев [2] рассчитали, что для существования современных гидротермальных систем необходим мощный магматический очаг, обеспечивающий вынос тепла в пределах $0,6 \times 10^{16} - 1,5 \times 10^{17}$ ккал. Было показано, что для обеспечения такой тепловой мощности размеры магматических очагов должны быть порядка 10–250 км³. В геологическом строении известных гидротермальных систем объем кислых экструзивных тел значительно меньше указанных цифр и такие очаги вряд ли могут служить источниками теплового питания этих систем. Что касается магматических очагов базальтового состава, то, по расчетам К. Банвелла, основанных на изотопных определениях водорода, отделение пара от магматического очага не превышает 5% общей его массы и для существования гидротермальных систем магматические очаги должны составлять сотни и тысячи кубических километров, а конвективная передача тепла из них должна быть локализована на сравнительно небольшой площади. Реальное геологическое строение гидротермальных систем не всегда соответствует приведенным расчетам. Следует также отметить, что ряд исследователей [110, 125] повысили долю эндогенной составляющей гидротерм до 10%, отнеся их к суммарному источнику базальтовых и кислых магм. Детальный анализ водородной и кислородной изотопной методики позволил В.И. Кононову [60] прийти к выводу, что она не дает однозначных свидетельств присутствия в гидротермах больших содержаний летучих компонентов ювенильного происхождения. Наиболее точным и перспективным методом определения ювенильного вклада в современные гидротермы, по-видимому, можно считать изотопные определения гелия [94].

Имеющиеся материалы по изотопному составу вод гидротермальных систем однозначно свидетельствуют, что при формировании их происходит смешение двух составляющих метеорной и ювенильной. Это осуществляется или в результате смешения глубинного первичного и вторичного пара с метеорными водами, или при сепарации пара в различных термодинамических условиях при подъеме перегретого гидротермального флюида к поверхности и взаимодействия термальных вод с вмещающими породами [60]. При этом доля ювенильной составляющей в гидротермах, по-видимому, не превышает 10%.

В.В. Аверьевым [2] была предложена теория теплопереноса в условиях адиабатического расширения эндогенного пара. Если конечные параметры эндогенного пара в корневых частях гидротермальных систем составляют $T = 400^\circ\text{C}$ и $P = 300$ атм, а температура, при которой он отделяется от магмы, $600-1000^\circ$, то диапазон давлений составит от 900 до 3900 атм. При таких давлениях вода удерживается в магматическом расплаве. Далее делается вывод, что парогазовый раствор (флюид) отделяется от магматического расплава в том случае, если магма перенасыщена водой или же через магму происходит фильтрация водного флюида, идущего с больших глубин. Согласно В.В. Аверьеву, генерация тепла, необходимого для образования и существования гидротермальных систем, является следствием глубинного процесса, а между кислым вулканизмом и гидротермальной деятельностью существует парагенетическая связь. В одном случае под действием глубинного водного флюида происходит переплавление вмещающих пород и образование кислого силикатного расплава. В другом – прогрев метеорных вод и образование гидротермального раствора. В.В. Аверьев считал, что образование флюида возникает в тех случаях, когда огромные массы базальтоидного материала прорываются через земную кору на поверхность. При этом возникает ассоциация пород: базальтоиды–кислые экструзии–водопроницаемые вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, т.е. весь комплекс, необходимый для существования гидротермальных систем.

В отличие от В.В. Аверьева развитие центров базальтового и кислого вулканизма Э.Н. Эрлихом [119] и С.И. Набоко [82] рассматривается как дифференциальный ряд, возникший в процессе ультраметаморфизма единой магмы верхней мантии. Родственность обеих групп пород выражена в приуроченности их к единой вариационной линии для базальт-андезитовых серий Камчатки. Согласно представлениям Э.Н. Эрлиха и

С.И. Набоко, специфика состава гидротермальных растворов вулканических районов Камчатки объясняется обогащением их мигрировавшими к поверхности отработанными при метаморфизме продуктами дегазации мантии.

В.И. Виноградовым с соавторами [16] на основании изотопных данных делается вывод, что образование кислых пород, ассоциирующихся с андезито-базальтовыми лавами, возможно при вторичном переплавлении и кристаллизации гидротермально измененных базальтоидов.

Несмотря на разницу в генетических представлениях, все гипотезы исходят из факта существования пространственного парагенезиса базальтоидов и кислых магматических продуктов, являющихся источниками теплового и газового питания газоводных растворов в гидротермальных системах. В целом гидротермальные процессы унаследовали структурный план кислого вулканизма.

Важным условием формирования гидротермальных систем является гидрогеологическое строение водовмещающих (водоносных) горизонтов.

Среди водоносных комплексов в депрессионных зонах имеют место породы-коллекторы и породы-водоупоры. Коллекторы представлены псефитовыми туфами, пирокластическими и пемзовыми образованиями, обладающими проницаемостью от 0,0015 до 0,5 Дарси и пористостью свыше 6%. В породах-водоупорах проницаемость резко снижается на несколько порядков, а пористость становится меньше 6%. Особое значение для формирования гидротермальных систем имеет верхний водоупор — покрывка. Роль верхнего водоупора, сложенного слабо проницаемыми породами, в начальные стадии формирования гидротермальных систем сводится к регулировке поступления метеорных вод в системы, а затем к сохранению скоплений термальных вод. Регуляторами уровней разгрузки гидротермальных растворов служат положение водоносного горизонта и ландшафт поверхности гидротермальной системы.

Нарушение верхнего водоупора системой трещин приводит к формированию на поверхности гидротермальных систем горячих и кипящих источников, грязевых котлов и вулканчиков, парящих площадок и паргазовых струй. В этих местах изотермы около 100°С поднимаются до поверхности Земли.

Наиболее характерными и доступными для изучения являются Паужетская, Узонская и Гейзерная гидротермальные системы на Камчатке. Близкой по геологическому строению Паужетской гидротермальной системы является Новозеландская система Вайракей, входящая в геотермальный район Таупо. Модельные черты сходства отмечаются также в гидротермальных системах Курильских островов, Японии, Исландии, Азорских островов, Индонезии, США, Мексики, Никарагуа, Италии и др.

ПАУЖЕТСКАЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ СИСТЕМА

Паужетская гидротермальная система, входящая в Паужетский геотермальный район, расположена в южной части Камчатки на границе двух структурно-фациальных зон: Западно-Камчатской и Центрально-Камчатской [8, 9]. Приурочена гидротермальная система к западной части Паужетской вулcano-тектонической депрессии, формирование которой связано с аллейским вулканизмом в позднемiocеновое—раннеплейстоценовое время. Депрессия развита на площади 500 км² и представляет собой котловину глубиной до 600 м. Она выполнена вулканогенно-осадочным материалом, слагающим три структурных яруса. Нижний ярус, относящийся к олигоцену—среднему миоцену, представлен туфогенными песчаниками и спекшимися туфами (анавгайская серия); средний ярус, соответствующий плиоцену—нижнему плейстоцену, — туфами, туфобрекчиями и обломками андезитов и базальтов. Это паужетская свита, вмещающая гидротермальную систему. Верхний ярус относится к позднему плейстоцену и сложен алевропеллитовыми пемзовыми туфами с прослоями торфов [8].

Среди пород четвертичного возраста в геологическом строении Паужетской гидротермальной системы принимают участие туфогенные образования кислого состава, выделяемые в паужетскую свиту (плиоцен—верхний плейстоцен).

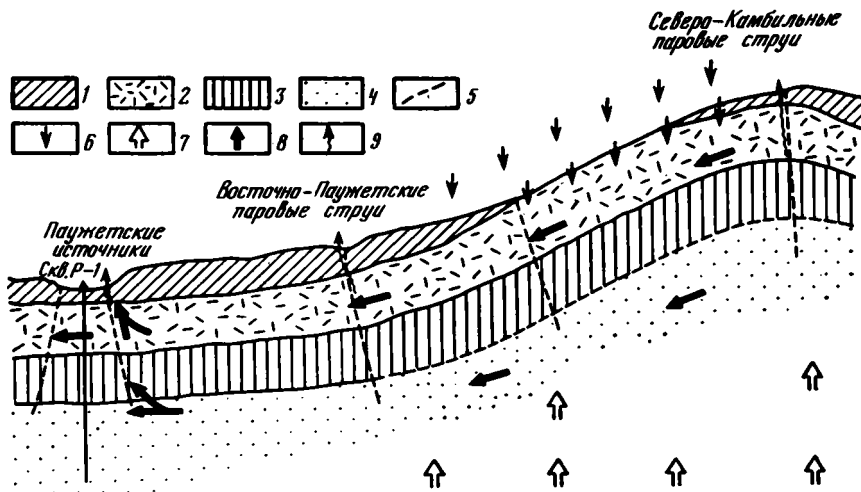


Рис. 1. Схема формирования и разгрузки Паужетских гидротерм [3]

1 — алевропелитовый чехол; 2 — псефитовые туфы; 3 — сплекшиеся туфы; 4 — туфопесчаники; 5 — разломы; 6 — инфильтрационные воды; 7 — эндогенный пар; 8 — высокотемпературные воды; 9 — паровые струи

Породы этой свиты вскрываются скважинами на паужетской термальной площадке и прослежены в обнажениях в северной части Камбального хребта (рис. 1). Здесь в основании 400-метровой толщи туфогенных пород паужетской свиты залегает горизонт литокристаллоластических туфов дацитового состава.

В осевой части Камбального хребта верхняя часть паужетской свиты, сформировавшаяся в верхнем плейстоцене, сложена туфоконгломератами андезитового и базальтового составов. Конус Камбального вулкана также сложен вулканитами андезитового состава.

Все породы паужетского геотермального района, включающего паужетскую гидротермальную систему, подразделяются на два генетических комплекса: вулканогенный и вулканогенно-осадочный. Источником базальтового материала первого комплекса служили подкоровые и коровые магматические части паужетского геотермального района. Источником образования второго комплекса служил материал первого комплекса, часть которого была переотложена и, по-видимому, переплавлена под действием энергоемкого глубинного флюида с образованием кислого вулканогенного материала [8, 9].

Паужетская гидротермальная система охватывает площадь Камбального хребта и почти всей долины р. Паужетки.

Распределение температур в недрах паужетской гидротермальной системы представляет довольно сложную картину. Движение гидротермальных растворов паужетской системы определяет строение теплового поля с 5–6-кратным изменением температурного градиента по вертикали. Отмечается резкое погружение изотерм 180, 190 и 200°С в юго-восточном направлении. Средние величины геотермического градиента в разрезе уменьшаются с северо-запада на юго-восток от 35° до 8–14°С/100 м. По данным В.М. Сугрובה и Н.Г. Сугрובהвой [102], к водоупорной субповерхностной толще алевропелитовых туфов приурочены наиболее высокие геотермические градиенты от 72° до 198°С/100 м. Уменьшение температур ниже водоносного горизонта псефитовых туфов свидетельствует о наличии одного основного потока термальных вод, движущихся с юго-востока на северо-запад.

Породы паужетской свиты распространены в восточном и юго-восточном направлениях от Паужетских термальных источников. Эти породы и подстилающие их лито-

кристаллокластические дацитовые туфы нарушены субмеридиональной системой разломов, параллельной осевой части Камбального хребта. В районе этого хребта характерно широкое развитие молодых экструзивных образований риолитового и андезито-дацитового состава. Размеры экструзий колеблются от 0,01 до 8 км². Экструзии окружены вулканогенно-осадочными породами паужетской свиты.

Юго-восточная часть паужетской свиты приподнята на 800 м дацит-липаритовой экструзией Камбального хребта, северная — ограничена тектоническим сбросом по левому берегу р. Паужетки.

Такое геологическое строение гидротермальной системы и свойства водоносного пласта обусловили распределение полей гидротермально измененных пород. Основная разгрузка термальных вод локализована в долине р. Паужетки, далее несколько выше по склону Камбального хребта (Восточно-Паужетское термопроявление) и на высоте 800 м — Северо-Камбальные паровые струи (см. рис. 1). Формирование термальных полей наблюдается в местах нарушения алевропелитовых туфов системами трещин.

В долине р. Паужетки кровля паужетской свиты располагается на абсолютной отметке 100 м, в приосевой части Камбального хребта — на высоте 900 м над уровнем моря, в осевой части — на отметках 900—1000 м.

Разрез паужетской свиты перекрывается пемзовыми отложениями, под которыми располагается малоомощный прослой, обогащенный органикой.

Западной границей паужетской гидротермальной системы служит меридиональный сброс, простирающийся по левому склону долины р. Паужетки.

Грунтовые воды на водоразделах и склонах Камбального хребта образуют единый водоносный горизонт. Нисходящая инфильтрация этих вод в более глубокие горизонты плиоценовых туфогенных пород, перекрытых туфами паужетской свиты, приводит к формированию напорных вод. Разогретые до температур порядка 200°, напорные воды представляют собой гидротермальный раствор, вступающий во взаимодействие с вмещающими их породами.

Следует отметить, что псефитовые туфы паужетской свиты обладают разной проницаемостью вод разной температуры. Усредненный коэффициент проницаемости псефитовых туфов равен 0,4 Дарси. При повышении температуры раствора до 150—200°С и, следовательно, уменьшении его вязкости проницаемость пород возрастает.

Модельная схема паужетской гидротермальной системы состоит из источника теплового питания, резервуара, в пределах которого происходит циркуляция гидротермальных растворов, метеорного источника водного питания, разгружающихся гидротерм и парогазовых струй (см. рис. 1).

Согласно данным А.В. Кирюхина и В.М. Сугрובה [57], источником теплового питания может являться неглубоко залегающее тело с аномальной температурой 700—1000°С и объемом 20—40 км³. Источником водного питания являются метеорные воды, инфильтрация вод в глубь проницаемой зоны осуществляется с интенсивностью 5—10 м/с км².

Гидротермальные растворы паужетской гидротермальной системы изучены довольно полно [3, 88].

В.Д. Пампурой [88] выделяется несколько типов гидротерм, включающих как воды свободной циркуляции, так и их конденсаты и поровые растворы.

К I типу относятся воды свободной циркуляции, имеющие хлоридный натриевый состав с рН ~ 8. Общая минерализация их 2500—400 мг/л. Высокотемпературные воды этого типа характеризуются высокими концентрациями кремнекислоты (до 814 мг/л H₄SiO₄), бора (до 184 мг/л HBO₃) и редких щелочей (лития, рубидия и цезия (табл. 1)). Материалы, приводимые В.М. Пампурой, свидетельствуют, что хлоридные натриевые гидротермальные растворы на юго-восточном фланге Паужетского месторождения существенно меняют свой состав при движении с юго-востока на северо-запад к области разгрузки. Изменение состава гидротерм связано с падением температур. При движении вод по псефитовым туфам из температурного интервала 175—200°С к зоне разгрузки с температурой около 150°С общая минерализация уменьшается

Таблица 1

Химический состав термальных вод Паужетского геотермального района,
мг/л [88]

Компонент	Скв. Р-1, инт. 300-300 м	Скв. К-5, устье	Скв. К-16, устье	Скв. К-21, устье
H ⁺	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
NH ₄ ⁺	0,1	0,1	0,2	1,0
Na ⁺	667,9	792,8	1006,9	962,1
K ⁺	31,0	48,6	101,2	96,4
Li ⁺	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Ca ²⁺	143,0	62,8	54,0	47,3
Mg ²⁺	4,6	2,2	3,5	2,2
Sr ²⁺	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Fe ³⁺	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Cl ⁻	1010,3	1264,3	1674,6	1581,4
So ₄ ²⁻	392,9	131,2	82,9	82,3
HCO ₃	4,3	6,1	4,9	18,3
CO ⁻²	18,6	16,8	9,6	8,4
HBO ₃	100,9	129,0	169,7	151,2
H ₄ SiO ₄	220,0	267,2	424,0	426,2
M	2552,4	2671,1	3452,0	3296,9
pH	8,2	8,2	8,0	8,0

Примечание. Здесь и далее М — общая минерализация, Не опр. — не определялось.

Таблица 2

Химический состав конденсатов
Восточно-Паужетского термального поля, мг/л [88]

Компонент	Скв. 6061	Скв. 6047	Скв. 6045	Скв. 6043	Скв. 932
H ⁺	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
NH ⁺	7,2	5,0	11,7	0,1	—
Na ⁺	0,063	0,040	1,01	8,10	2,0
K ⁺	0,04	0,080	0,08	4,30	1,2
Li ⁺	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Ca ²⁺	1,19	—	—	19,3	19,6
Mg ²⁺	1,2	—	—	2,5	24,1
Sr ²⁺	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Fe ³⁺	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Cl ⁻	10,7	6,9	3,1	10,7	14,2
So ₄ ²⁻	9,9	—	4,9	21,4	162,1
HCO ₃	61,0	21,4	76,3	152,5	—
CO ⁻²	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
HBO ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H ₄ SiO ₄	6,84	7,53	8,56	167,7	—
M	98,843	40,95	105,65	386,6	223,2
pH	7,52	7,15	8,08	7,70	—

Таблица 3

Химический состав поровых растворов гидротермально измененных пород Восточно-Паужетского термального поля, мг/л [88]

Компонент	800/1,7	920/1,4	819/0,8	Компонент	800/1,7	920/1,4	819/0,8
H ⁺	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Fe ³⁺	—	—	—
NH ⁺	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Cl ⁻	97,2	148,5	111,1
Na ⁺	25,0	350,0	65,0	SO ₄ ²⁻	364,9	1322,0	828,7
K ⁺	16,4	33,0	13,4	HCO ₃	—	36,6	—
Li ⁺	0,034	0,320	0,07	CO ²⁻	—	—	—
Ca ²⁺	57,7	119,0	76,5	HBO ₃	—	—	—
Mg ²⁺	46,5	144,5	58,7	H ₄ SiO ₄	54,4	—	192,0
Sr ²⁺	—	—	—	M	662,13	2154,0	1242,0

от 4,0 до 2,9–3,0 г/л, резко убывает содержание хлора, натрия, калия, аммония, кремнекислоты. При этом воды обогащаются сульфат-ионом. Отмечено также изменение состава хлоридных натриевых вод во времени. Изменение состава гидротерм за 14 лет привело к потере ими 25% хлора, 20% натрия, 35% калия и 39% кремнекислоты по отношению к 1961 г. Воды на изливе стали более сульфатными и менее щелочными.

II тип гидротермальных растворов представлен конденсатами, возникшими в трещинных зонах выше уровня вскипания хлоридных натриевых терм, а также при смешении пара с холодными грунтовыми водами (табл. 2). Конденсатные воды отличаются низкой общей минерализацией 0,05–0,4 г/л, хлоридно-сульфатным кальциево-магниевым составом и более низкими pH (7–8).

Особый тип гидротермальных растворов представляют собой поровые воды. В целом они имеют хлоридно-сульфатный кальциево-магниевый состав (табл. 3). Эти растворы характеризуются общей минерализацией 0,9–3,26 г/л, а в отдельных случаях — до 17,33 г/л.

УЗОНСКАЯ И ГЕЙЗЕРНАЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ

Узонская и Гейзерная гидротермальные системы расположены в юго-восточной части Камчатки в пределах Семячикского геотермального района. Гидротермальные системы приурочены к центральному участку грабен-синклинали Восточной Камчатки, к центру Узонской купольно-кольцевой структуры [118, 10]. Здесь выделяются крупная Узон-Гейзерная вулcano-тектоническая депрессия, расположенная в узле пересечения двух региональных глубинных разломов, имеющих северо-восточное и субширотное простирание. Депрессия представляет собой овальную котловину размером 15 · 7,5 км. Длинная ось котловины вытянута в общем направлении на северо-запад. Котловина ограничена крутыми обрывами относительной высоты от 300–400 до 800 м в районе вулкана Узон. Узон-Гейзерная постройка является частью Семячикского вулканического массива и располагается в поле развития вулканических плато, образованных верхнеплиоценовыми—нижнечетвертичными вулканогенными толщами, на которых аккумулятивно расположены более молодые вулканы.

О.А. Брайцевой, Г.Е. Богдавленской и Э.Н. Эрлихом [11] показано, что Узон-Гейзерная вулcano-тектоническая структура представляет собой раздробленный блок сложного вулканического массива, обрушенного по кольцевому разлому. Амплитуда сброса около 1000 м.

В формировании Узон-Гейзерной структуры выделяются три крупных этапа активизации вулканической деятельности и соответственно три комплекса вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород.

Первый — докальдерный этап — охватывал конец верхнего плиоцена—раннего плейстоцена. Характеризовался формированием мощных, до 300 м, эффузивных толщ как основного, так и кислого состава. Породы этого комплекса образуют фундамент, на котором развиваются аккумулятивные и вулкано-тектонические структуры и залегают рыхлые отложения.

Второй — кальдерный этап — относился к среднему—верхнему плейстоцену. Знаменовался образованием кальцевой вулкано-тектонической депрессии.

К третьему — посткальдерному этапу — относятся верхнечетвертичные отложения. Это кислые экструзии (гора Белая) и пемзовые купола посткальдерной фазы вулканизма, распространенные по берегам р. Шумной. Завершался этап взрывным вулканизмом с формированием маара оз. Дальнее, характеризовавшимся андезитовым составом лав. В посткальдерный этап в депрессии накопилась мощная (и X 100 м) толща озерных осадочно-пирокластических образований, представленных пемзовыми туфами, а в кальдере Узон, кроме того пелловыми туфами и тефроидами.

Гравиметрический и сейсмоакустический анализ Узон-Гейзерной вулкано-тектонической структуры свидетельствует о приуроченности ее к глубинному разлому. Разлом северо-восточного и северо-западного простираний контролирует распределение крупных очагов кислой магмы, фиксирующих изометрическими в плане отрицательными аномалиями силы тяжести. Центры тяжести таких аномалий располагаются на глубине 15—25 км в пределах базальтового слоя коры.

Отмечается смещение в плане Узонской и Гейзерной кальдер по зоне разломов широтного простирания. Величина этого смещения 3—5 км. Смещения прослеживаются также геоморфологически. Ориентировка осей Гейзерной и Узонской кальдер и основных трещинных зон, их положение относительно основной зоны широтных нарушений позволили Э.Н. Эрлиху [118] высказать гипотезу о том, что основной широтный разлом представляет собой глубинный сдвиг, обеспечивающий существование двух разобщенных вулканических очагов различного состава. Базальтовые вулканы тяготеют к северной части вулкано-тектонической структуры. Кислые вулканические аппараты располагаются к югу от широтной системы разломов. Развитие центров посткальдерного кислого вулканизма по обе стороны широтной зоны разломов обеспечило разобщение вулкано-тектонической депрессии и формирование двух гидротермальных систем. В пределах Гейзерной кальдеры главной формой посткальдерной вулканической деятельности явилось формирование экструзивных куполов. В кальдере Узон в посткальдерное время наряду с экструзивной деятельностью преобладали эксплозии кислой пирокластики и фреатические парогазовые взрывы.

Кальдера Узон представляет собой депрессию, выполненную туфогенным материалом, являющимся вмещителем значительного количества термальных вод. Выход термальных вод на поверхность осуществляется по разлому, секущему кальдеру в субширотном направлении от базальтовых обвалов вулкана Узон до дацитовых экструзий в ее восточной части. Разгрузка газоводных растворов в настоящее время осуществляется как на высоких гипсометрических уровнях, так и в низинных участках, включая озерные бассейны (рис. 2).

Геоморфологически кальдера Узон выделяется в виде чаши, ограниченной крупными обрывами, относительной высоты от 300—400 до 800 м в районе вулкана Узон. Кальдера Узон не приурочена к какому-либо одному вулканическому аппарату, а представляет собой структуру обрушения по кольцевому разлому сложного вулканического массива, включающего ряд вулканических центров как базальтового (вулкан Узон), так и кислого эксплозивного и экструзивного вулканизма. Амплитуда сброса массива около 1000 м.

Геологическое строение кальдеры Узон, обеспечивающее ее заполнение относительно водопроницаемыми туфогенными кальдерно-озерными осадками, и наличие менее проницаемых пород фундамента, способствовало накоплению в туфогенной толще значительных запасов подземных вод. Область питания метеорными водами для кальдеры Узон примерно равна 110 км². Значительную роль в питании подземных вод,

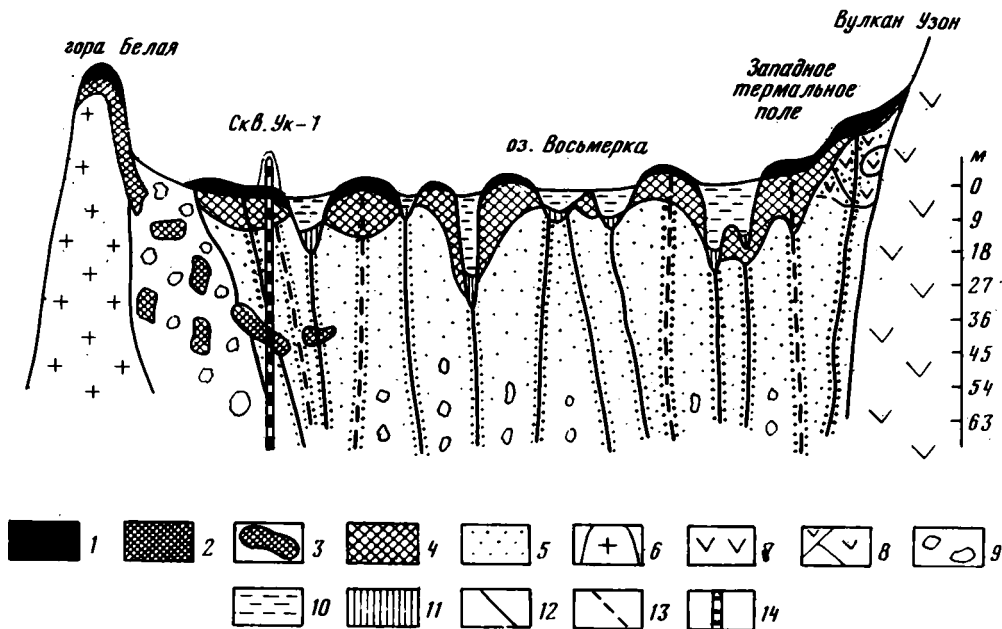


Рис. 2. Схема строения субповерхностных образований Узонской гидротермальной системы

1 — опалитовая зона; 2 — каолининовая зона древних гидротермалитов; 3 — каолининовый аллохтон; 4 — каолининовая зона современных гидротермалитов; 5 — смектитовая зона; 6 — экструзия дацитов; 7 — базальты вулкана Узон; 8 — аллохтон базальтов вулкана Узон; 9 — озерные тефроидные отложения в воронке взрыва; 10 — гидротермальные озера; 11 — современные осадки гидротермальных озер; 12 — активные термовыводящие каналы; 13 — закальматированные термовыводящие каналы; 14 — скважина УК-1

по предположению Г.Ф. Пилипенко [90], должны играть стратовулканы Таушинц высотой 2353 м и Узон высотой 1540 м. Эти вулканы, находящиеся на значительной высоте в районе выпадения больших количеств атмосферных осадков, сложены породами хорошей проницаемости. Фильтруясь породами вулканов Таушинц и Узон, атмосферные воды поступают в туфогенные породы, окаймляющие подножия вулканов и слагающие рыхлые отложения кальдеры.

Важную роль в режиме поверхностного и грунтового стока кальдеры играют озера Дальнее и Центральное, абсолютные отметки уреза воды в которых соответственно равны 750 и 653 м. Они являются естественными водохранилищами, регулирующими равномерность поверхностного стока. Поверхностный сток вод из кальдеры осуществляется р. Шумной. Средний ее расход около $2 \text{ м}^3/\text{с}$. Г.Ф. Пилипенко [90] полагает, что общий речной сток со всей площади кальдеры составляет в среднем $6 \text{ м}^3/\text{с}$, а модуль речного стока бассейна р. Шумной, ограниченного кальдерой Узон, примерно равен 55 л/с км^2 . Базисом дренирования для кальдеры Узон, определяющим границы гидродинамической зоны, является устьевая часть р. Гейзерной на абсолютной отметке 380 м. Это свидетельствует о том, что интенсивная нисходящая миграция вод в кальдере Узон осуществляется на глубину 250–300 м, ниже уровня дна кальдеры.

Общий дебит термальных вод узонской гидротермальной системы равен $3,810^6 \text{ т/год}$. Эти воды в основном атмосферного происхождения и лишь менее 10% от общей массы приходится на эндогенную составляющую. Время полного оборота атмосферных вод, включая их нисходящую фильтрацию, прогрев и конвективный подъем, а также учитывая эндогенный вклад достигает 37–40 лет. Общая площадь выходов на поверхность гидротерм в кальдере равна $0,61 \text{ км}^2$. Температура газоводных растворов в недрах

гидротермальной системы порядка 200–300°С, на глубинах ~ 60 м, вскрытых скв. УК-1, 140°С, на поверхности термальных полей от 98 до 20–40°С [55].

Водовмещающими породами являются алевропелитовые, псаммитовые, псефит-псаммитовые пеплово-пемзовые туфы и тефронды. Они составляют единый водоносный комплекс грунтовых вод поровой и порово-трещинной циркуляции. Питание вод комплекса осуществляется в основном за счет таяния снежников, жидких атмосферных осадков и частично за счет подтока глубинных газодонных термальных растворов. Среднее годовое количество осадков, выпадающих в кальдере Узон, около 3000 мм. Эндогенная составляющая для гидротермальных систем по данным различных авторов равняется около 5–10% от общего водного питания [60]. Верхним водоупором для гидротермальной системы Узон служат пелитовые пепловые туфы. Роль верхнего водоупора сводится к регулировке поступления метеорных вод в систему и к сохранению термальных вод.

Таким образом, условиям глубокого инфильтрационного питания Узонской гидротермальной системы способствовал ряд факторов, среди которых важнейшими являются обилие выпадающих атмосферных осадков в условиях избыточного увлажнения, режим сезонного накопления грунтовых вод и режим речного стока без резких паводков, а главное – геологическое строение и хорошая проницаемость отложений, выполняющих депрессию.

Суммарный вынос тепла Узонской гидротермальной системой по подсчетам В.В. Аверьева [4] составляет 64 тыс. ккал/с. В.А. Ильин [49] приводит измеренную величину рассредоточенного парения для Восточного термального поля кальдеры Узон, которая составляет в среднем 0,15 г/см²с.

В кальдере Узон встречены почти все химические типы вод, развитые в областях разгрузки высокотемпературных гидротерм. Ниже приводится их химический состав по Г.Ф. Пилипенко [92] (табл. 4).

Хлоридные натриевые воды. Общая минерализация 1,5–4,5 г/л, содержание хлора 500–2500 мг/л, натрия 500–1500 мг/л, калия до 130 мг/л, отмечаются малые концентрации ионов гидрокарбоната, сульфата, магния и кальция. Вода характеризуется высоким содержанием кремнекислоты (ортокремниевой кислоты H_4SiO_4) до 490 мг/л, борной кислоты до 260 мг/л, мышьяка до 5 мг/л, лития до 6 мг/л. Суммарный дебит хлоридных вод в источниках Узона порядка 10 л/с. Температура вод около 100°С, pH порядка 5–8.

Сульфатно-хлоридные натриевые воды. Общая минерализация 1,5–3 г/л, содержание хлора 500–800 мг/л, сульфата 350–450, натрия около 500, калия до 60 мг/л. Отмечаются более низкие содержания кремнекислоты до 320 мг/л, борной кислоты до 150, лития 1,9, мышьяка 1,5 мг/л. В сульфатно-хлоридных натриевых водах увеличивается количество аммония до 10–15 мг/л. Эти воды, как правило, на Узоне распространены в термальных озерах и в источниках и образуют ореолы вокруг выходов хлоридных натриевых терм. Суммарный дебит сульфатно-хлоридных натриевых вод в источниках порядка 7–8 л/с. Температура 80–90°С, pH в озерах порядка 2–7, в источниках – 5–6.

Хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды. Общая минерализация 1,0–2,0 г/л, содержание гидрокарбонатного иона 300–500 мг/л, натрия 200–350, хлора до 300, сульфата до 150, кремнекислоты до 307, борной кислоты до 12, лития 0,4, мышьяка 0,2 мг/л. Эти воды формируются как внешняя зона ореола хлоридных натриевых гидротерм. Суммарный дебит источников 6,0 л/с, температура 60–70°С, pH 6,5–7,0.

Сульфатно-гидрокарбонатные воды. Общая минерализация 1,3 г/л. Содержание гидрокарбонатного иона до 750 мг/л, сульфата до 170 мг/л. Увеличивается концентрация кальция и магния, свободной углекислоты содержится до 300 мг/л, кремнекислоты – 128, мышьяка – 0,02, лития – 0,09 мг/л. Дебит источников 2,5 л/с, температура 20°С, pH 6,1.

Смешанные гидрокарбонатные воды. Общая минерализация менее 1,0 г/л. Гидро-

Таблица 4

Сравнительная характеристика основных типов термальных вод кальдеры Узон по [101], мг/л

Тип воды	Форма проявления	pH	T, °C	M, г/л	Cl ⁻
Хлоридная натриевая	Источники	6-8	80 - кипение	1,5-4,5	500
	Озера	2-3	40-55	2,0-3,0	800
Сульфатно-хлоридная натриевая	То же	5-7,5	70 - кипение	1,5-3,0	500-800
		2-3	25-40	1,5-3,0	500-800
Хлоридно-сульфатная натриевая	То же	4-6,5	50 - кипение	0,5-1,5	100-300
		2-3	20-35	0,8-1,0	100-300
Хлоридно-гидрокарбонатная натриевая	Источники	6-7	60-80	1,0-2,0	100-300
Сульфатно-гидрокарбонатная	То же	5,5-7,5	20-60	0,5-1,5	80
Сульфатная разного катионного состава	Источники	4-6	30 - кипение	0,3-0,6	50
	Бесточные котлы и водоемы	1,5-3	20 - кипение	1,5-3 и более	Нет

карбонатный ион составляет 100-300 мг/л. Содержание хлора, сульфат-иона и натрия колеблется от следов до 200 мг/л. Вода содержит кремниевые кислоты до 300 мг/л, лития - 0,3-0,4 мг/л, мышьяка - следы. Суммарный дебит источников около 30 л/с, температура порядка 50-80°C, pH 5,2-7,0.

Сульфатные воды. Эти воды представлены двумя разновидностями. Первая характеризуется общей минерализацией до 0,3 г/л и содержанием сульфат-иона до 200 мг/л. Суммарный дебит источников с этим типом гидротерм около 10 л/с, температура колеблется от близкой к 0°C до 12-15°C. Вторая имеет общую минерализацию 1,5-7,5 г/л, сульфата содержится 1,0-5,5 г/л. Вода имеет сложный катионный состав. Отличается высокими концентрациями аммония до 400 мг/л, железа до 200, алюминия до 200 мг/л. Хлор встречается здесь в виде следов.

Перечисленные типы термальных вод являются производными "глубинного" высокотемпературного газовойодного раствора хлоридного натриевого состава. В центре очага разгрузки при выходе на дневную поверхность термовыводящего канала изливаются хлоридные натриевые термальные воды. Эти воды при отсутствии термовыводящих каналов мигрируют в виде восходящего потока по порово-капиллярным пространствам, часто не выходя на дневную поверхность. При отмеченном способе миграции хлоридная натриевая вода в близповерхностных условиях трансформируется вследствие фазовых превращений (вскипание-конденсация). По сравнению с другими типами вод хлоридные натриевые термы характеризуются максимальной минерализацией, температурой, повышенными содержаниями хлора, натрия, калия, редких щелочей, бора, мышьяка, кремнезема. Вокруг очага разгрузки как поверхностной, так и приповерхностной, наблюдается ореол, состоящий из сульфатно-хлоридных натриевых и сульфатных вод. Формирование ореола связано с бактериальным окислением сернистых соединений и самородной серы в условиях, близких к субаэральным. Воды гидрокарбонатного состава разгружаются на периферии термальных полей в зоне относительно пониженных температур. Оконтуриваются термоаномалии слабокислыми маломинерализованными сульфатными водами.

Рассмотренные термальные воды с точки зрения литогенеза и минералогенеза не являются минералообразующими растворами вследствие низких концентраций в них минеральных компонентов, далеких до состояния насыщения. Эти воды по существу представляют собой "отработанные" растворы, химический состав которых в значительной степени изменился вследствие взаимодействия раствора любого типа с вмещаю-

SO_4^{2-}	HCO_3^-	$(\text{Ca} + \text{Mg})^{2+}$	Na^+	K^+	H_2SO_3	HBO_2	As^{3+}	Li^+
100	50	50	500	До 130	353	265	2,2	0,09
300–500	Нет	50	500	До 100	358	117	0,6	2,0
300–500	100	50	300–500	До 50	216	150	1,5	1,5
300–500	Нет	50	300–500	До 50	233	152	0,6	1,9
100–300	100	30	150–300	До 50	243	60,7	0,6	–
100–300	Нет	20	100–300	До 50	–	–	–	–
До 100	300–500	До 50	100–300	До 50	265	12,7	0,2	0,4
До 300	300–750	До 200	До 150	20	104	–	0,02	0,09
До 500	50	До 100	До 100	20	–	2	Следы	–
500	Нет	До 50	5	5	240	6,1	–	0,02

щами породами и происходящими при этом процессами гидротермального минералообразования. По-видимому, ближе всего к составу минералообразующих растворов должны быть поровые растворы, которые в силу своего застойного характера должны находиться в локальном равновесии с гидротермальными новообразованными минералами. Однако ряд факторов не позволяет относить выделенные и измеренные поровые растворы к минералообразующим, отражающим состояние равновесия их с новообразованной твердой фазой. Во-первых, при существующей технике отжатия поровых растворов совместно с истинными поровыми растворами выделяются растворы трещинной миграции, которые значительно снижают концентрации минеральных компонентов в растворах. Во-вторых, сами поровые растворы не являются однородными. При изучении минералообразующих растворов следует иметь в виду, что на какой-то стадии гидротермальный раствор не является насыщенным по отношению к первичным вулканогенным и вулканогенно-осадочным минералам изменяющихся пород. В силу этого обстоятельства гидротермальный раствор обладает свойствами растворителя первичных минералов. Растворение первичных минералов приводит к постепенному насыщению контактирующего с ними раствора рядом химических элементов. Контактующий раствор становится локально насыщенным такими элементами, как кремний, алюминий, кальций, железо, магний, калий и др., из этого – маточного – раствора на контакте с растворяющимся минералом идет формирование глинистых минералов. Этот раствор обладает рН, свойственным поровому гидротермальному раствору, но характеризуется другими соотношениями входящих в него химических элементов. Известно, что такие растворы называются буферными [85]. Таким образом, по нашим представлениям, минералообразующими растворами являются буферные растворы, распространенные в поровых пространствах и образующие тонкую пленку вокруг изменяющихся минералов, а исходя из классической термодинамики, эта система является неравновесной.

В табл. 5 приводятся данные состава поровых растворов и гидротермального раствора свободной циркуляции на изливе, полученные Г.А. Карповым [51] при изучении скв. Р-8, пробуренной на Восточном термальном поле в зоне поверхностной разгрузки хлоридных натриевых вод. Поровые растворы отличаются между собой по концентрация основных компонентов в зависимости от места взятия в разрезе гидротермалитов, а также от изливающегося гидротермального раствора.

Излившийся из скв. Р-8 гидротермальный раствор по своим параметрам относится к глубинному хлоридному натриевому типу вод. По сравнению со свободной хлорид-

Таблица 5

Содержание основных компонентов (в мг/л) в излившихся и поровых растворах из скв. Р-8 [59]

Компонент	Гидротермальный раствор на изливе	Поровый раствор, глубина 1,05–1,25 м	Поровый раствор, глубина 4,0–4,2 м
NH ⁺	5,9	Не опр.	Не опр.
Na ⁺	1000,0	1950,0	2100,0
K ⁺	85,0	93,3	100,0
Ca ²⁺	77,4	176,0	239,0
Mg ²⁺	5,7	3,14	3,04
As ³⁺	7,0	4,0	1,0
Cl ⁻	2310,0	2747,0	3184,0
HCO ₃	24,4	2,8	1,7
SO ₄ ²⁻	86,0	519,4	410,4
Формула	M _{3,6} $\frac{Cl96}{Na87Ca8}$	M _{5,5} $\frac{Cl90SO_4,9}{Na88Ca9}$	M _{6,0} $\frac{Cl86SO_4,12}{Na85Ca9K5}$
T, °C	94,0	92,0	102,0
pH 20°C	7,6	5,75	6,4

ной натриевой водой в поровом растворе увеличиваются концентрации сульфат-иона в 6 раз, ионов натрия почти в 2 раза, кальция – в 2,5 раза, отмечается незначительное увеличение содержания калия, хлора и гидрокарбоната. Наоборот, концентрация ионов магния и мышьяка уменьшается почти в 2 раза. Хлоридная натриевая вода участка Гейзеритовый, в пределах которого расположена скв. Р-8, по данным Г.Ф. Пилипенко [92], содержит 434,0 мг/л ортокремниевой кислоты. К сожалению, данные по содержанию ее в поровых растворах отсутствуют. Отмечается незначительное содержание ионов алюминия, порядка 0,2 мг/л, в редких случаях 1,0 мг/л.

Формирование состава поровых растворов есть результат взаимодействия свободного гидротермального раствора в локальном участке породы через буферный раствор со слагающими ее минералами. Как будет показано ниже, первоначальные породы кальдеры Узон до гидротермального изменения в основном слагались кислым вулканическим стеклом в форме скелета обломков пемз или в виде пепловой витрокластике. Реже в состав породы входили обломки дацитовых лав, некоторые из них продукты более раннего гидротермального изменения фенокристаллы плагиоклазов и пироксенов, еще реже – обломки базальтов.

Таким образом, в настоящее время проницаемые породы кальдеры Узон являются вмещителями активных магматогенных, по номенклатуре С.И. Набоко [82], гидротермальных растворов, а, согласно В.И. Кононову [60], прогрев вод системы осуществляется поступлением высокотемпературного газопарового флюида.

**СОСТАВ ЗОН АРГИЛЛИЗАЦИИ ТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ,
РАСПОЛОЖЕННЫХ НА НИЗКИХ ГИПСОМЕТРИЧЕСКИХ УРОВНЯХ,
В ОЧАГАХ РАЗГРУЗКИ ПЕРЕГРЕТЫХ ПАРОГИДРОТЕРМ**

Наиболее типичными представителями гидротермалитов, формирование которых осуществлялось на низких гипсометрических уровнях в очагах разгрузки перегретых парогидротерм, являются породы Восточного термального поля кальдеры Узон и долины р. Паужетки.

В геологическом отношении термальные поля кальдеры Узон представляют собой воронку взрыва глубиной более 1000 м, выполненную озерно-кальдерными отложениями. Эти отложения слагаются тефроидами, состоящими из окатанных и полуокатанных обломков пемз, пепловых и пемзовых туфов, дацитов, андезито-базальтов и их шлаков. Средний химический состав тефроидов соответствует составу пепловых туфов, сложенных кислой пирокластикой. Восточное термальное поле, включающее три участка, имеет общую площадь 0,33 км².

В пределах воронки взрыва располагается линейная субширотная зона тектонического дробления с системой оперяющих трещин. Тектонические нарушения трассируются на поверхности термального поля различными гидротермальными проявлениями: кипящими источниками, грязевыми котлами и вулканчиками. В пределах термального поля широко проявляются парогазовые фреатические взрывы, в результате которых осуществляется выброс материала гидротермально измененных пород и формируются гидротермальные озера (оз. Хлоридное, Банное и более мелкие водоемы).

I УЧАСТОК ВОСТОЧНОГО ТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ КАЛЬДЕРЫ УЗОН

Наиболее полное представление о литологическом составе и вторичных изменениях пород в кальдере Узон дает разрез, вскрытый скв. УК-1 на глубину 60 м. Скважина заложена в районе серных бугров, расположенных в восточной части I участка Восточного термального поля на небольшой возвышенности (2 м) в 100 м на юг от оз. Банное. Литологический разрез гидротермалитов, вскрытых скважиной, показан на рис. 3.

Опалитовая зона. Верхняя часть разреза мощностью около 1 м слагается сильно окремненной почвой, в верхней части которой развиты линзы самородной серы. С глубины 0,5–0,6 м встречаются ветвистые корневые образования, псевдоморфно замещенные гумусовым веществом. С глубины 0,6 м увеличивается количество гумусовых включений, имеющих размер до 100 мм, и порода в связи с этим приобретает пятнистую текстуру. В интервале 0,7–1,09 м резко возрастает содержание органического материала и порода образует сплошной гумусовый горизонт, содержащий до 22% C_{орг}.

В интервале 1,07–1,65 м развит алевро-псаммитовый туф, сложенный сильно пелитизированными обломками пемзы и пепловых туфов с эффективной пористостью от 1,2 до 3,8%. В низах горизонта появляются обломки шлаков андезито-базальтовой лавы.

На глубине 1,65–1,70 м туф становится полужидким, суспензированным.

Ниже, до 4,0 м, туфы более плотные, пластичные. Среди тонкодисперсных минералов здесь развит α-кристобалит (опал) и органо-минеральные образования, содержащие, помимо железа, повышенные количества меди, серебра, титана, цинка, мышьяка, циркония. В целом породы, распространенные до глубины 4 м, образуют зону опалитации.

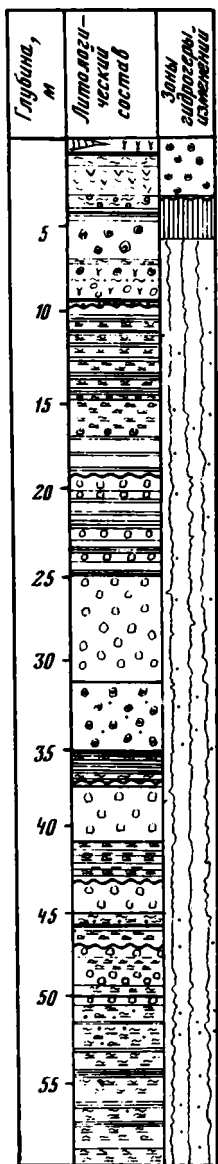


Рис. 3. Литологический разрез гидротермалитов кальдеры Узон по скв. УК-1

1 — туф псаммитовый; 2 — линза самородной серы; 3, а — единичные включения гумуса; 3, б — гумусовый горизонт; 4 — алевропсаммитовый туф, глинизированный; 5 — алевропсаммитовый туф, сыпучий; 6 — туф псефитовый; 7 — туф псефитовый аргиллизированный; 8 — мелкозернистый конгломерат обломков аргиллизированных туфов, цемент-окремнелая органика; 9 — зона размыва с галькой базальтов, дацитов и их туфов; цемент-окремнелая органика; 10 — туфы пепловые аргиллизированные; 11 — глины пепловые; 12 — зона дробления; 13 — обломки: а — слоистых пеплово-пемзовых туфов, б — измененных туфов и лав; 14 — границы смены литологических разностей пород; 15 — пиритизация; 16 — каолинитизация; 17 — смектитизация; 18 — опалитизация

Пористость этой породы составляет около 10%. Наиболее крупные поры представляют собой изолированные друг от друга округлые пространства с гладкими ровными стенками. Размер их — 40 мкм, преобладают поры размером 6–12 мкм.

Иногда пустоты располагаются внутри раковин диатомовых водорослей. Большинство крупных пор заполнено кремнистым материалом. Некоторые пустоты имеют вид прерывистых ориентированных каналов длиной до 0,12–0,15 мм и шириной 3 мкм.

Реже в породе встречаются межкристаллические поры диаметром 1–3 мкм. Кроме того, достаточно часто встречаются внутриминеральные поры, расположенные в участках дефектов и реликтов минералов. Размер их 16–24 мкм, реже до 40 мкм. В целом пористость породы является остаточной после отложения кремнезема в пространствах между обломками туфогенного и кластогенного материала. Мелкая ориентированная пористость представляет собой пути миграции газовых компонентов гидротермальных газоводных растворов.

Химический состав поровых растворов опалитовой зоны представлен в табл. 6.

В пустотных пространствах отмечается формирование алуниита за счет калия, натрия и алюминия. Алюминий входит в состав аллофаноидов и α -кристобалита, а кальций образует гипс.

Верхний горизонт гидротермалитов представлен сильно измененной породой, утратившей структурные признаки материнской породы. Основным минералом этих обра-

зований является α -кристобалит (рис. 4, $d = 4,04 \text{ \AA}$), который слагает криптокристаллическую матрицу породы. Местами встречаются гнезда, сложенные алуниитом и самородной серой. В целом верхний горизонт гидротермалитов образует зону опалитизации.

Формирование этой зоны литогенеза осуществляется при серно-кислотном выщелачивании, возникающем в термальных условиях при участии микроорганизмов [40–42, 44, 47, 48, 54, 146, 149]. Микробиологами установлено, что при плотности титоновых бактерий 10^6 – 10^7 клеток на 1 г породы и окислительной активности порядка 10^{-12} мг/л продукция составит 10–40 мг H_2SO_4 в час с 1 кг серосодержащей породы. Минералы кремнезема представляют собой как остаточные продукты выщелачивания, так и синтезированные из кремнийсодержащих кислых растворов. Последние преобладают на поверхности гидротермально измененных пород. Здесь же в местах высачивания гидротермальных растворов встречаются кремнистые микрофоссилии синезеле-

Таблица 6

Химический состав поровых растворов, полученных из зерна скв. УК-1, мг/л

Компонент	82-10а (глубина 0,4 м)	82-16 (глубина 3,0 м)	82-20 (глубина 5,4 м)	82-32 (глубина 16,0 м)
H ⁺	15,5	14,4	0,4	—
Na ⁺	148,7	392,3	98,0	135,7
K ⁺	71,0	146,1	49,4	28,6
Ca ²⁺	113,6	19,2	10,6	157,6
Mg ²⁺	84,0	17,2	13,8	4,4
Al ³⁺	38,2	520,4	43,7	—
Fe ³⁺	2228,4	0,0	0,0	—
Fe ²⁺	0,0	1074,0	89,7	—
Σ _{кат}	2699,4	2185,6	305,1	326,3
Cl ⁻	52,1	9,5	22,6	9,0
SO ₄ ²⁻	8293,4	4752,0	800,0	754,3
HSO ₄ ⁻	1320,2	1572,4	28,3	—
Σ _{ан}	9665,7	6324,4	850,9	764,3
pH	1,89	1,94	3,40	7,0
P	0,22	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Cu	0,36	Не опр.	0,04	0,02
As	30,0	Не опр.	5,55	0,05

Примечание. Анализы выполнены в Институте вулканологии ДВО АН СССР.

ных водорослей и кремнистые хемогенные корки среди отмерших водорослевых образований [87]. Мощность опалитовой зоны порядка 1–4 м.

Каолинитовая зона. С глубины 4 м в алевро-псаммитовых туфах содержится значительное количество глинизированного пеплового материала. В интервале 4,70–7,00 м туф становится более крупнозернистым, псефитовым. Помимо глинистых минералов порода здесь содержит значительное количество пирита. Глинистые минералы почти нацело замещают стекло пепловой вулканокластике, обломки других недиагностируемых минералов и выполняют поровые пространства пемз, развиваются в интерстициях между отдельными обломками, слагающими породы. В породе наблюдаются участки с крупными фильтрующими пустотными пространствами.

Открытые каверны, поры и трещины располагаются в обломках глинизированных пород, реже в изотропном цементе. Размеры пор 20–100 мкм. Форма мелких пор (20–60 мкм) округлая или вытянутая (до 300 мкм), стенки слабо изрезаны. Отдельные обломки, представленные пемзами, составляют наиболее пористую часть тефроидов. Трещинные пространства в породах извилистые, с неровными, выположенными стенками, перистые, взаимопересекающиеся (раскрытостью 20–60 мкм) (табл. I, а, б, в).

Все элементы пустотного пространства благодаря хорошей взаимосвязи образуют единую пористо-проницаемую систему. Суммарная эффективная пористость пород этой зоны литогенеза около 20%.

Пустотные пространства представляют собой пути миграции термальных газоводных растворов и места взаимодействия их с вмещающими породами.

Весьма распространенным в пористых пространствах является процесс отложения рудного материала, в частности пирита и вольфрама. На табл. I а', б', в' черным показана концентрация рудных компонентов в пределах трещин, которая формирует зальбанды жильных образований, а также осаждается на стенках пор, часто полностью их выполняющая. Здесь также видно, что источником рудного материала могут служить материнские минералы, расположенные вне порового пространства. Общее содержание рудных компонентов в породах этой зоны, по данным статистической обработки шлифов, составляет 20%. Кубические или октаэдрические кристаллы пирита и их друзы распола-

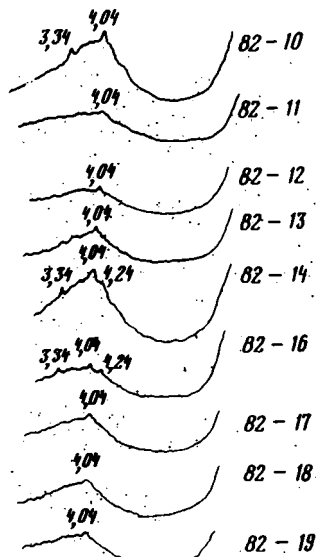


Рис. 4.

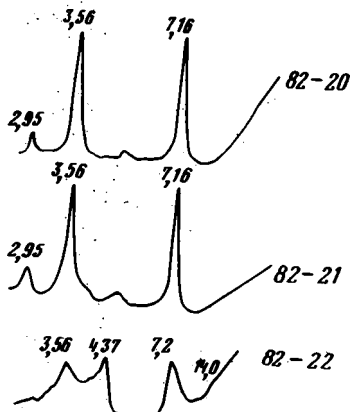


Рис. 5

Рис. 4. Рентгеновские дифрактограммы фракции $< 0,001 \text{ мм}$ (глинистой) гидротермалитов опалитовой зоны, скв. УК-1

Рис. 5. Рентгеновские дифрактограммы глинистой фракции гидротермалитов каолинитовой зоны, скв. УК-1

Рис. 6. Рентгеновские дифрактограммы разориентированных препаратов каолинитов из каолинитовой зоны гидротермалитов кальдеры Уэзон

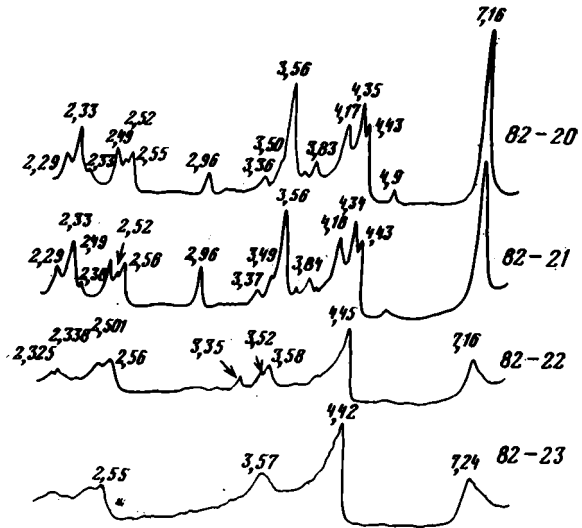


Рис. 6

гаются на поверхности агрегатов глинистых минералов. Такие взаимоотношения рудных и глинистых минералов свидетельствуют о более позднем формировании рудной минерализации при разгрузке газодонных растворов.

Большинство поровых пространств гидротермалитов инкрустировано глинистыми минералами (табл. II, а, б, в). Это указывает на синтез глинистых минералов на границе вмещающей породы и порового пространства. Термальный раствор при фильтрации через породы и взаимодействии с ними обогащается рудными компонентами. При этом, с одной стороны, в местах взаимодействия формируются глинистые минералы – с другой, дальнейшее перемещение раствора приводит к миграции рудных компонентов и к осаждению их при разгрузке рудоносных растворов в пустотных пространствах на глинистом субстрате.

Отмеченное явление может быть названо принципом "геохимической дифференциации минеральных фаз при гидротермальном литогенезе" [37].

В пределах этой зоны литогенеза глинистый минерал на дифрактограммах имеет базальные рефлексы с $d = 7,1$ и $5,6 \text{ \AA}$, исчезающие после прокаливании при 550°C

(рис. 5). Представлен глинистый минерал каолинитом. Анализ общих рефлексов каолинита свидетельствует о различной степени их структурной упорядоченности (рис. 6). Структурно упорядоченные минералы с хорошо выраженным трехмерным порядком выделяются на порошковых рентгеновских дифрактограммах по разрешению рефлексов с $d(020) = 4,43 \text{ \AA}$, $d(1\bar{1}0) = 4,34-4,35 \text{ \AA}$ и $d(1\bar{1}1) = 4,16-4,17 \text{ \AA}$. Наименее окристаллизованные минералы, структуры которых не имеют трехмерного порядка, распространены в нижней части разреза каолиновой зоны гидротермального литогенеза, минералы, характеризующиеся трехмерным порядком, — в верхней части этой зоны.

Структурные особенности минералов каолиновой группы рассмотрены в специальном разделе (см. глава 5).

Химический анализ каолинитов представлен в табл. 7. По химическому составу глинистая фракция каолинита с отсутствием трехмерного порядка отличается от упорядоченного прежде всего соотношениями кремния и алюминия. У неупорядоченных минералов отмечается значительный дефицит алюминия и довольно повышенные содержания кремния, магния, кальция и щелочных элементов.

Поровые растворы каолиновой зоны (см. табл. 5) характеризуются рН от 3,5 в верхней части разреза до 5,6 — в нижней. Такая тенденция к увеличению рН с глубиной свидетельствует о связи минералообразующих растворов каолиновой зоны с поверхностными сернокислыми растворами, которые нейтрализуются, с одной стороны, глубинными водами, с другой — в процессе взаимодействия с вмещающими породами. В условиях более высоких рН, чем в пределах опалитовой зоны, идет синтез каолинита, причем, чем ниже рН, тем каолинит более упорядоченный, а при рН 5,6 у 7- \AA нгстремового минерала отсутствует трехмерный порядок, а в нейтральных средах формируется метагаллуазит. Мощность каолиновой зоны около 4 м.

Смектитовая зона. Начиная с 7 и до 60 м (по-видимому, и глубже), порода интенсивно глинизирована. Вся толща туфов (тефроидов) представлена чередованием отдельных горизонтов, отличающихся размерностью слагающих их обломков пемз и пепловых туфов. Некоторые горизонты обогащены пепловым материалом (обр. 82-33), ряд горизонтов слагается исключительно пепловой витрокластикой (обр. 82-31).

В строении тефроидов принимает участие обломочный материал, представленный в основном породами кислого состава, среди которых преобладают пемзы и их туфы, дациты и ранее гидротермально измененные породы дацитового состава. Встречаются также обломки базальтов и андезитов. Среди кристаллокластического материала распространены обломки плагиоклазов, кварца и реликты пироксенов и оливина. Пепловый субстрат представлен кислой вулканокластикой.

Тонкодисперсное пепловое вещество и темноцветные минералы почти нацело замещены глинистыми минералами, плагиоклазы мало изменены (табл. III, а). Крупнообломочные фрагменты тефроидов также в разной степени замещены глинистыми минералами (табл. III, б, в).

Обломочный материал имеет широкий спектр размерности от гравийной (псефитовой) до пелитовой. Эти породы характеризуются различной эффективной пористостью, колеблющейся от 20 до 90%.

В псефитовых туфах различается несколько типов пустотного пространства. Наиболее распространены фрагменты пемз. Эти пустоты изометричной и продолговатой формы с ровными и гладкими стенками инкрустированы глинистыми минералами. На стенках пустот отмечается также скопление рудных компонентов, представленных пиритом. Здесь же среди основной массы встречаются удлиненные минералы (по-видимому, разрушенные пироксены) и изометрические минералы (по всей вероятности, оливин), также представляющие собой участки концентрации рудных компонентов.

Размеры поровых пространств этого типа 20-100 мкм, преобладают поры 20-50 мкм.

Среди пустотных пространств распространены довольно широко трещины. Они слабоизвилистые, перистые, взаимосоединяющиеся. Этот вид пустотного пространства частично рассекает обломки пород, местами огибает и отдельные фенокристаллы плагио-

Таблица 7

Химический анализ глинистой фракции гидротермалитов каолиновой зоны, %

Компонент	82-23	82-21	82-20	Компонент	82-23	82-21	82-20
SiO ₂	52,12	46,69	43,77	K ₂ O	0,31	0,24	0,15
SiO ₂ ам.	5,02	2,30	2,30	H ₂ O ⁺	11,23	12,62	12,34
TiO ₂	0,52	0,54	0,54	H ₂ O ⁻	5,21	2,31	2,09
Al ₂ O ₃	17,73	33,81	33,82	CO ₂	Нет	Нет	Нет
Fe ₂ O ₃	3,59	1,68	1,03	C	0,42	0,76	0,81
FeO	0,04	Нет	Нет	P ₂ O ₅	0,03	0,09	0,08
MnO	0,08	0,01	Нет	SO ₃	0,23	0,40	0,17
CaO	0,94	0,54	0,17	S	0,04	0,80	0,62
MgO	1,02	0,27	0,38	Сумма	99,07	99,37	100,32
Na ₂ O	0,54	0,31	0,19				

Примечание. К.А. Степанова (ГИН АН СССР).

клавов. Ширина трещин 5–300 мкм. По простиранию трещины имеют расширения (до 50 мкм) и каверны размером до 0,7 мм.

В пелитовом туфе, представляющем собой гидротермально измененный вулканический пепел, наблюдается петельчатая текстура, обусловленная распределением в породе пустотного пространства. Наиболее распространенными здесь являются поры, развитые в тонкодисперсном цементе. Они образуют целую систему флюидальных каналов различного простирания и полостей, представляющих собой поперечные сечения каналов. Эти поровые пространства сформировались в результате проработки пепловой пирокластики газоводными флюидами. Эффективная пористость такой породы достигает 27,5%. Следует отметить, что пористость этой породы значительно уменьшилась за счет отложения в пустотных пространствах рудных компонентов. На табл. I а', б' и в' показано распределение рудных компонентов в гидротермально измененном вулканическом пепле. Видно, что большинство скоплений рудных компонентов приурочено к порам, часто полностью их выполняя. Можно предположить, что снижение пористости этих пород при разгрузке рудоносных газоводных растворов сократилось примерно вдвое и первоначальная эффективная пористость составляла около 50%. В цементе этой породы встречаются отдельные разрушенные фемические минералы, в которых также локализируются рудные компоненты. В отличие от поровых скоплений, возникших при разгрузке растворов, рудный материал здесь является малоподвижным и концентрируется на месте разрушения материнских минералов.

Пустотные пространства, сформированные газоводными растворами в виде каналов, отмечаются также внутри обломков пород, слагающих алевро-пелитовые туфы. Сечение этих каналов округлое, форма удлиненная. Размер их 20–200 мкм. Здесь также отмечается концентрация рудных компонентов. Приурочены они к стенкам пустотных пространств. Некоторые поровые пространства полностью закальматированы рудным материалом. Рудные компоненты, как и в других рассмотренных породах, представлены в основном пиритом, реже минералом, дающим на энергодисперсном спектре полосы вольфрама.

Алевро-пелитовые туфы сильно трещиноваты. Трещины, как правило, облекают обломки пород или проходят между ними, не рассекая их. Это характерно для трещин растяжения. Трещины извилистые, перистые стенки их неровные, по простиранию в них отмечаются расширения. Ширина их от 5–20 до 100 мкм в расширениях.

В этих породах внутрикристаллические поры не являются характерными. Они прослеживаются лишь по спайности отдельных кристаллов.

В целом текстуру алевро-пелитовых туфов можно охарактеризовать как трещинно-

петьельчатую за счет ажурного пустотного пространства. Такая порода образует высоко проницаемую систему, обеспечивающую глубокую газогидротермальную переработку первичного материала.

Псаммитовые туфы, состоящие из обломков пористых и плотных пород, обладают эффективной пористостью 40–90%. Отдельные фрагменты этих пород характеризуются незначительной пористостью в пределах 13%.

Наиболее пористая часть породы представлена обломками пемз, погруженных в тонкодисперсный базис. Распределение пор на таком участке породы неравномерное. Крупные поры размером более 200 мкм имеют неровные извилистые края. В центре пор отмечается множество "островков" с неровными очертаниями. Стенки таких пор и "островки" сложены глинистыми минералами, гипсом и цеолитами. К краевым частям пор приурочены также скопления рудных компонентов. Как правило, отложения рудного материала тяготеют к более мелкопористой части этих пород. Из этого можно заключить, что мелкопористые породы являются более благоприятными фильтрами для разгружающихся рудоносных газоводных растворов.

Поровой раствор из пород смектитовой зоны не содержит ощутимых количеств алюминия и железа (см. табл. 5). Раствор сульфатный с pH 5,6–7,0, температура около 150°C.

Все пустотные пространства этой зоны гидротермального литогенеза инкрустированы так же, как и в предыдущей зоне, агрегатами глинистых и минералов, рудными минералами и цеолитами. В процессе гидротермального изменения глинистые минералы полностью закальматировали часть пор в породах, снизив их проницаемость на отдельных участках до 1–5 мДарси. Глинистый минерал здесь представлен смектитом.

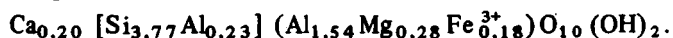
На рентгеновских дифрактограммах смектит имеет серию базальных рефлексов с d , равными 12,5–14,2; 5,98; 4,94; 3,04 Å, которые отличаются от строгой целочисленной серии, что, очевидно, свидетельствует о смешанослойности минералов, обусловленной различным строением межслоевых промежутков. Это подтверждается тем, что после насыщения глицерином базальные отражения смектита имеют целочисленную серию с $d(001) = 17,5$ Å. После прокаливания препаратов смектита при 550°C на дифрактограммах отмечается целочисленная серия рефлексов с $d(001) = 9,6$ Å (рис. 7–10).

По данным электронографических исследований, смектит из зоны аргиллизации представляет собой диоктаэдрическую алюминиевую разность. В природном состоянии его структуру можно охарактеризовать как неупорядоченную. На это указывает отсутствие пространственных рефлексов hkl на его электронограмме косых текстур (ЭКТ). На ЭКТ К-формы минерала появляется четкий набор отражений hkl . Идентифицирование и анализ распределения интенсивностей рефлексов позволили установить параметры элементарной ячейки для обр. 82–35: $a = 5,19$; $b = 8,98$; $c = 9,84$; $\beta = 99,33$; $c \sin \beta = 9,71$;

$-\frac{c \cos \beta}{a} = 0,308$, а также характер распределения октаэдрических катионов по

возможным позициям. В изученном монтмориллоните трансоктаэдрические позиции заселены на 75–100% катионами, о чем свидетельствуют наиболее сильные отражения с индексами 022 и 113 на первом эллипсе ЭКТ его К-формы.

По данным химического анализа (табл. 8) кристаллохимическая формула минерала для обр. 82–35:



Из приведенной формулы видно, что в тетраэдрах смектита существует ограниченный изоморфизм кремния на алюминий, о чем свидетельствует величина кристаллохимического параметра X , равная 0,23. Параметр Y , равный 0,28, говорит о локализации заряда в октаэдрах, а общий заряд слоя 2:1, равный 0,51, и величина параметра Z , равная 0,18, позволяют отнести данный минерал, по классификации В.А. Дрица и А.Г. Коссовской [26, 27], к высокозарядным алюминиевым маложелезистым монтмориллонитам. По экспериментальным данным А.Н. Томашенко [108], такой монтморил-

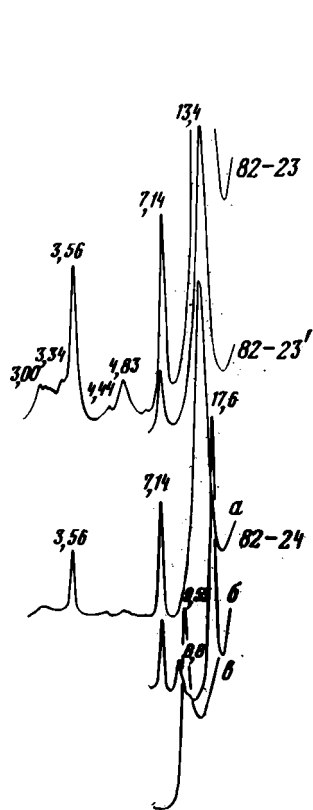


Рис. 7

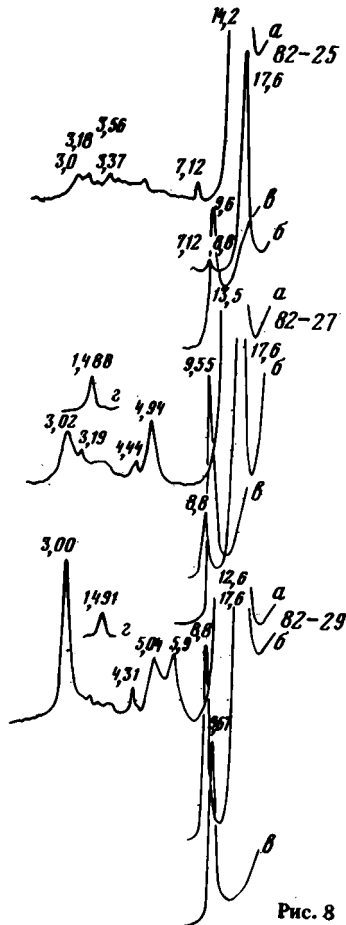


Рис. 8

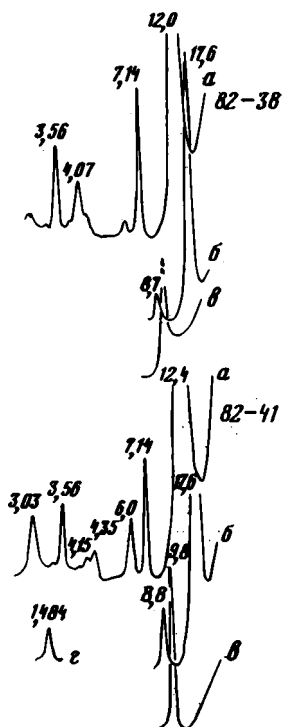


Рис. 9

Рис. 7. Рентгеновские дифрактограммы глинистой фракции гидротермалитов смектитовой зоны с каолинитом, скв. УК-1

Препараты: а — ориентированные воздушно-сухие; б — насыщенные глицерином, в — прокаленные при 550°С, з — область 060

Рис. 8. Рентгеновские дифрактограммы глинистой фракции гидротермалитов смектитовой зоны, скв. УК-1

Условные обозначения см. на рис. 7

Рис. 9. Рентгеновские дифрактограммы глинистой фракции гидротермалитов смектитовой зоны с аллотигенными обломками каолинизированных пород, скв. УК-1

Условные обозначения см. на рис. 7

лонит образуется при относительно низкой щелочности среды. Непосредственные замеры параметров среды минералообразования в скважине, вскрывшей зону смектизации, подтверждают это положение: здесь отмечается температура гидротермального раствора 143,5°С и рН 6,5.

Химический состав гидротермального раствора из зоны смектитизации приведен в табл. 9.

В пределах смектитовой зоны встречаются горизонты пород, в глинистой фракции которых наряду со смектитом встречается каолинит: рис. 7, 8 (обр. 82-23, 82-23, 82-24) и рис. 9, 11 (обр. 82-37, 82-38, 82-39).

Как уже было рассмотрено выше, каолинит верхнего горизонта смектитовой зоны

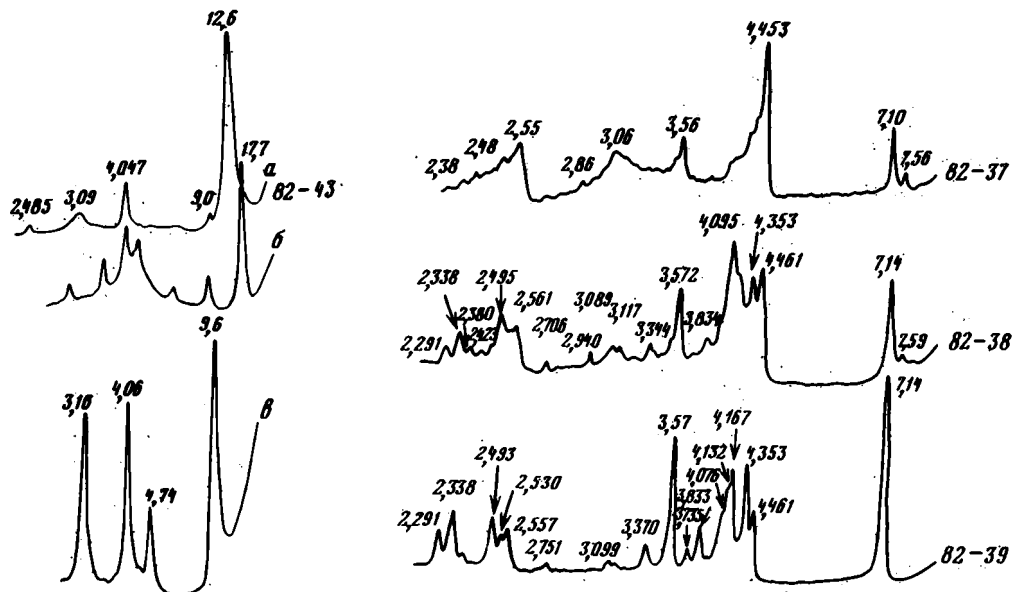


Рис. 10. Рентгеновские дифрактограммы глинистой фракции гидротермалитов смектитовой, нижняя часть разреза скв. УК-1

Условные обозначения см. на рис. 7

Рис. 11. Рентгеновские дифрактограммы разориентированных препаратов каолинитов из аллотипенных каолинитизированных пород смектитовой зоны

Таблица 8

Химический анализ глинистой фракции смектитовой зоны гидротермалитов
Центрального поля кальдеры Узон, %

Компонент	82-43	82-41	82-35	82-34	82-29	82-25	P-14-1	P-14-2
SiO ₂	53,21	45,69	46,01	49,15	48,00	50,04	49,65	53,34
SiO ₂ ам.	7,82	2,53	1,76	1,70	2,60	6,66	Не опр.	Не опр.
TiO ₂	0,84	0,78	5,12	1,72	1,90	0,87	1,05	0,66
Al ₂ O ₃	13,89	29,06	18,96	20,05	20,39	15,90	19,19	20,18
Fe ₂ O ₃	2,21	2,38	3,32	2,75	1,40	1,77	6,33	4,18
FeO	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	0,58	0,92	0,52
MnO	0,11	0,01	0,07	0,07	0,12	0,07	0,21	0,20
CaO	2,04	1,31	2,22	1,73	1,97	2,18	1,04	1,39
MgO	1,02	0,51	2,33	3,88	2,59	1,75	2,46	3,06
Na ₂ O	0,41	0,06	0,06	0,12	0,12	0,41	0,06	0,11
K ₂ O	0,13	0,06	0,06	0,12	0,15	0,26	0,21	0,47
H ₂ O ⁺	8,78	9,87	7,88	7,93	9,52	10,31	5,61	6,03
H ₂ O ⁻	8,90	6,82	10,42	9,53	9,71	7,95	9,30	6,20
CO ₂	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Не опр.	Не опр.
C	0,36	0,65	0,47	0,76	1,01	1,10	Не опр.	Не опр.
P ₂ O ₅	0,04	0,15	0,03	0,04	0,04	0,03	Не опр.	Не опр.
SO ₂	0,33	0,25	0,23	0,67	0,70	0,37	Не опр.	Не опр.
S	0,04	0,15	0,05	0,19	0,34	0,09	Не опр.	Не опр.
П.п.п.	-	-	-	-	-	-	3,77	3,21
Сумма	100,50	100,80	99,23	100,41	100,56	100,80	99,80	99,65

Примечание. Аналитики: Степанова К.А. (ГИН АН СССР), Горбачева С.А. (ИГЕМ АН СССР).

Таблица 9

Химический анализ гидротермального раствора (глубина 42,6 м), мг/л

№ п/п	T, °C	pH _T	Eh _T	HS + H ₂ S	SO ₄ + S _{общ}	SO ₄ ²⁻	S ₂ O ₃ ²⁻
	1	2	3	4	5	6	7
1	143,5	6,5	-400	38,8	656,6	Нет	17,9

№ п/п	SO ₄ ²⁻	SO	Cl	HCO ₃	CO ₂	Fe ⁺²	Fe ⁺³	Fe _{общ}	NH ₄	As	Sb
	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1	2,24	Нет	130,2	528	528	0,25	0,3	0,6	24,0	22	22

(переходной к каолиновой зоне), представлен структурно неупорядоченной разностью, в которой отсутствует трехмерный порядок (см. рис. 6, обр. 82-23, 82-22). В нижнем горизонте каолинит слагает окатанные обломки ранее гидротермально измененных пород и отличается структурным совершенством (рис. 11, обр. 82-38, 82-39). В сильно смектизированных обломках из этого горизонта каолинит структурно неупорядоченный (см. рис. 11, обр. 82-37).

В породах смектитовой зоны с монтмориллонитом ассоциирует пирит, самородное железо, вольфрамовый минерал, цеолиты, кальцит.

В интервалах 25–33 м, 46–47, 51–52 и 56–59 м наблюдается интенсивная пиритизация пород. В ассоциации с пиритом на глубинах 25,0–31,0 м обнаружено самородное железо и вольфрам. Самородное железо описано в работе [53]. Оно образует мелкие, до 0,1–0,2 мм, шарики с ярко выраженной магнитностью, плотно сидящие среди цементирующей глинистой массы (табл. IV, а). Более крупные шарики имеют неровную, часто кавернозную поверхность с матовым блеском и концентрически-скорлуповатое строение: внутри наружной скорлупы (табл. IV, б) заключен маленький шарик с гладкой блестящей поверхностью. В результате рентгеновских и электронно-микроскопических зондовых исследований было установлено, что толщина их внешней оболочки достигает 0,03–0,04 мм. На сколе выделяются два слабо индивидуализированных слоя с кавернами изометричной формы. Между ядром и внешней оболочкой наблюдается свободное пространство (см. табл. IV, б).

По данным фазового рентгеновского анализа, внешняя оболочка, а также исключительно редко встречающиеся в шлихах пластинчатые зерна черного цвета состоят из магнетита с незначительной примесью вюстита (табл. 10, обр. 1117). Ядра состоят преимущественно из самородного α-железа со структурой центрированного куба с $d = 2,860 \text{ \AA}$ (табл. 10, обр. 1126).

Микрозондовые исследования показали, что вещество внешней оболочки и ядра имеет различный химический состав (табл. 11). Ядро содержит железа 95–96%, а оболочка – 61–63%. В ядре отмечается незначительная примесь никеля, хрома и кремния. Содержание последнего изменяется от ничтожно малого до 1,04%. Во внешней оболочке кремния больше (до 2,41%). Здесь встречается также алюминий. Возможно, во внешней оболочке имеется самостоятельная минеральная фаза силицида железа, образовавшегося на контакте с вулканическим стеклом или с раствором, обогащенным кремнием. Обращает на себя внимание высокое содержание титана (2,52–3,32%) и марганца (2,42–2,66%) во внешней оболочке и полное отсутствие их в ядре. Высокое содержание окиси титана, достигающее 5,12%, отмечается и в монтмориллоните, слагающем

Таблица 10

Рентгенометрическая характеристика вещества внешней оболочки (обр. 1117) и ядра (обр. 1126) шариковых выделений железа [53]

№ п/п	Обр. 1117		Магнетит		Обр. 1126		α-железо [59]		α-железо	
	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
1	2,97	6	2,99	6	2,02	10	2,005	10	2,02	9
2	2,53	10	2,54	10	1,43	6	1,419	4	1,43	7
3	2,14	7	—	—	1,167	9	1,160	8	1,166	10
4	2,09	5	2,09	7	1,012	6	1,002	7	1,012	7
5	1,710	3	1,710	5						
6	1,609	9	1,612	9						
7	1,510	6	—	—						
8	1,476	9	1,479	9						
9	1,323	2	1,325	3						
10	1,289	2	—	—						
11	1,275	4	1,277	5						
12	1,120	3	1,119	4						
13	1,092	8	1,091	8						
14	1,048	6	1,047	6						

Примечание. Межплоскостные расстояния 2,14; 1,510; 1,289 принадлежат вюстититу.

Таблица 11

Химический состав ядра и оболочки шариковых выделений железа, мас. % [53]

Элемент	Ядро			Оболочка		
	1	2	3	4	5	6
Fe	95,78	96,01	95,02	63,05	63,17	61,09
Ni	0,48	0,52	0,50	Нет	0,01	0,02
Ti	Нет	Нет	Нет	3,32	2,75	2,52
Cr	0,14	0,48	0,07	0,16	0,21	0,27
Mn	Нет	Нет	Нет	2,52	2,66	2,42
Si	0,01	0,02	1,04	0,25	0,20	2,41
Al	Нет	Нет	Нет	0,34	0,33	0,34
Mg	Нет	Нет	Нет	0,19	0,21	0,16
Сумма	96,41	97,03	96,63	69,99	69,54	69,23

Примечание. Увеличение номера образца идет от центра ядра к периферии.

вмещающие породы. Дефицит железа приблизительно около 3% как в ядре (для α-железа), так и во внешней оболочке (в пересчете на магнетит) обусловлен, по-видимому, наличием кислорода, который связывает часть железа в форме вюститита.

Присутствие постоянной магнетитовой оболочки на α-железе из гидротермально измененных пород кальдеры Узон, а также наблюдения других исследователей [56, 23], по нашему мнению, свидетельствуют, о первично-магматической природе самородного железа в туфогенных образованиях Узона. По расчетам Дж.К. Кеннеди [56], образование самородного железа обуславливается высоким содержанием водорода в составе летучих компонентов магматического расплава. Самородное железо, вероятно, содержалось в виде капель в стекловатой основной массе базальтов, обломки которых встречаются в туфах кальдеры Узон. Магнетит является вторичным минералом, возникшим за счет окисления самородного железа. Этот процесс идет по схеме α-железо → вю-

тит → магнетит вследствие повышения парциального давления кислорода в газоводных растворах, дренирующих туфогенные образования. Он сопровождался структурной перестройкой вещества, выразившейся в образовании минеральных фаз с большим объемом элементарной ячейки. Результатом этого процесса явилось расслоение материала и образование скорлуповатой постройки с полостями и кавернами по внешней, существенно магнетитовой оболочке.

Дефицит кислорода в составе гидротермальных газоводных растворов приостановил дальнейший процесс окисления самородного железа. Следует иметь в виду, что вследствие значительных содержаний в составе газовой компоненты H_2S он являлся основным седиментационным фактором для подвижного железа. При этом формировались пирит и марказит, образующие парагенетическую ассоциацию с вюститом и магнетитом, генетически связанным с самородным железом.

Вольфрамовый минерал образует бипирамидальные кристаллы, иногда со слабо развитой призмой (табл. V, а). Размер кристаллов до 0,1 мм. Встречаются также сложные его двойники, напоминающие по строению цветы (табл. V, б). Кристаллы минерала располагаются в поровых пространствах гидротермалитов. Размер таких выделений около 0,2 мм. Возможно, вольфрамовый минерал представлен самородным металлом или его карбитом. Точнее идентифицировать вольфрамовое вещество не удалось, так как его диагностика была основана на анализе энергодисперсионных спектров. Вольфрам в отличие от самородного железа указывает на генетическую связь туфов с кислой дацитовой магмой.

Следует отметить, что если шарики самородного железа вкраплены в основной глинистой массе, то кристаллы вольфрамового минерала приурочены к поровым пространствам гидротермально измененных пород. Отсюда следует вывод, что самородное железо сингенетично накоплению тефроидов, а кристаллы вольфрамового минерала образовались в процессе гидротермального литогенеза этих пород. Гидротермальное изменение самородного железа проявилось в образовании вюстита и магнетита во внешней оболочке шариков под действием кислорода термального раствора, фильтрующегося через изменяющиеся тефроиды.

Цеолиты, представленные клиноптиллолитом, идентифицируются на дифрактограммах по рефлексу $d = 8,9 \div 9,0 \text{ \AA}$. Клиноптиллолит образует таблитчатые кристаллы, выполняющие пустотные пространства различного происхождения, широко распространенные в гидротермально измененных тефроидах. В большинстве случаев это пузырчатые пустоты в обломках пемз или внутриминеральные и межминеральные полости, а также межобломочные пространства. В ряде случаев клиноптиллолит выкристаллизовывается внутри камер раковин диатомовых водорослей.

ГЕОХИМИЯ ГИДРОТЕРМАЛИТОВ В ПРОФИЛЕ, ВСКРЫТОМ СКВ. УК-1

Геохимическое рассмотрение формирования вертикальной зональности профиля гидротермалитов целесообразно начать с зоны смектитизации, так как она по своему химическому составу наиболее близка неизменным породам.

В табл. 12 приводятся данные химического состава материнской породы (обр. 1108) и пород отдельных зон гидротермалитов.

Зона смектитизации вскрыта на наибольших глубинах и имеет видимую мощность более 50 м. В пределах вертикального профиля смектитовой зоны выделяются горизонты пород, характеризующиеся определенной геохимической направленностью. Это горизонты пород с гидротермальным минералообразованием, сопровождающимся выносом химических элементов и некоторым их накоплением.

Вынос элементов сопровождается уменьшением объемного веса пород и увеличением их пористости, накопление элементов — увеличением объемного веса и уменьшением пористости.

При формировании гидротермалитов, соответствующих обр. 82–43, из 100 см^3

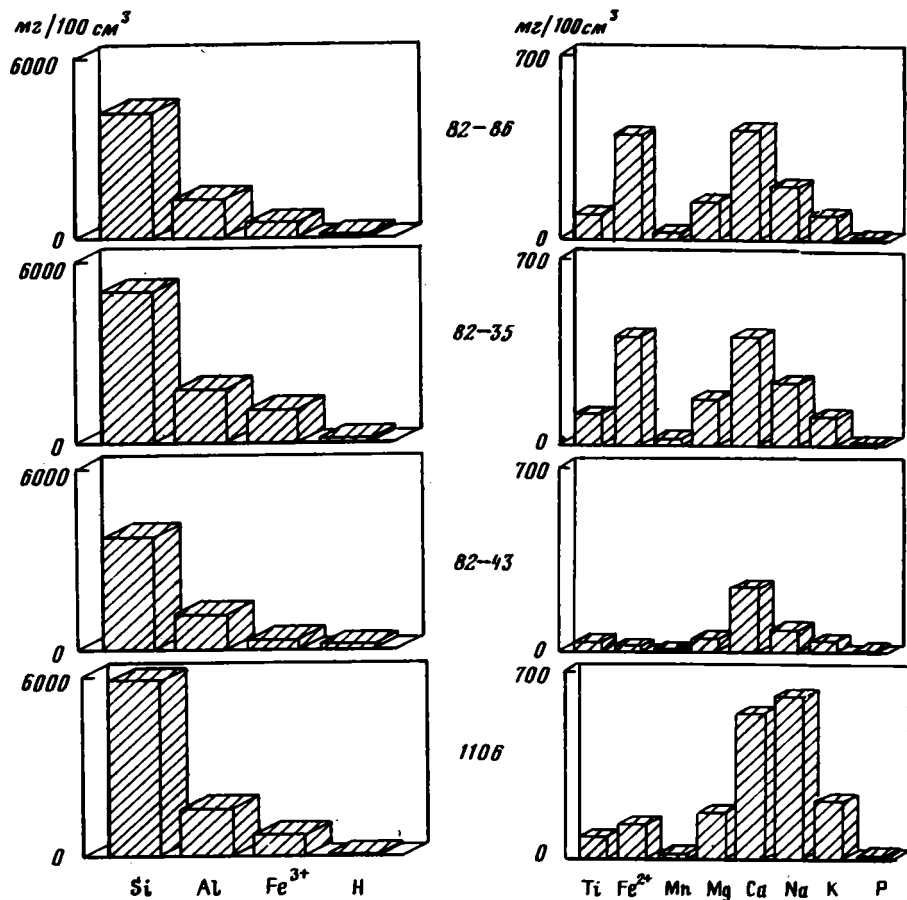


Рис. 12. Гистограммы химического состава гидротермалитов смектитовой зоны (обр. 1106 – материнская порода)

материнской породы, выносятся 2,065 г кремния, 0,444 г алюминия, 0,412 г окисного железа, 0,112 г закисного железа, 0,123 г магния, 0,305 г кальция, 0,458 г натрия, 0,175 г калия и другие элементы (табл. 13). Относительная подвижность элементов, участвующих в гидротермальном минералообразовании пород этого горизонта, имеет следующий ряд: $Si > Na > Al > Fe^{3+} > Ca > K > Mg > Fe^{2+} > Ti > Mn > P$.

В разрезе пород по скв. УК-1 смектитовой зоны выделяются горизонты с различным характером выноса химических элементов. Так, в начале взаимодействия щелочного гидротермального раствора при температурах около $150^{\circ}C$ на материнские породы отмечается максимальный вынос почти всех элементов (рис. 12). Это объясняется растворением большинства первичных породообразующих минералов. Наиболее подвижными из катионов при этом процессе являются Na, Ca, K, Mg и в меньшей степени Mn. Кремний и алюминий выносятся из зоны гидротермального минералообразования весьма интенсивно, а Ti и Mg практически являются геохимически неподвижными элементами. С развитием процесса смектитизации наблюдается относительное накопление щелочных и щелочноземельных катионов, которые входят в состав монтмориллонита, занимая межслоевые позиции, а Mg и Fe принимают участие в строении октаэдров.

Из анализа распределения химических элементов в разрезе смектитовой зоны можно заключить, что на фоне общей тенденции выноса этих компонентов здесь существуют

Таблица 12

Химический состав гидротермалитов кальдеры Узон, вскрытых скв. УК-1

Компонент	1108		82-43		82-42		82-39		82-38	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	64,27	5,820	61,12	3,755	62,59	2,320	49,19	2,915	47,57	3,157
TiO ₂	0,74	0,086	0,49	0,039	0,54	0,026	0,91	0,074	0,61	0,052
Al ₂ O ₃	15,71	1,613	16,78	1,169	17,81	0,749	19,93	1,426	12,21	0,919
Fe ₂ O ₃	5,39	0,730	3,46	0,318	3,70	0,205	14,36	1,355	19,80	1,965
FeO	0,90	0,135	0,23	0,023	0,29	0,018	0,22	0,023	0,22	0,024
MnO	0,16	0,024	0,12	0,012	0,09	0,006	0,07	0,007	0,07	0,008
MgO	1,50	0,175	0,66	0,052	0,38	0,018	0,23	0,019	0,49	0,042
CaO	3,98	0,543	2,57	0,238	1,99	0,111	0,65	0,062	0,73	0,073
Na ₂ O	4,21	0,606	0,87	0,085	0,59	0,035	0,30	0,032	0,09	0,009
K ₂ O	1,33	0,214	0,36	0,039	0,26	0,017	0,35	0,039	0,00	0,000
H ₂ O	1,21	0,026	12,80	0,188	12,52	0,111	9,99	0,151	8,94	0,142
P ₂ O ₅	0,12	0,010	0,09	0,005	0,03	0,001	0,04	0,002	0,04	0,002
Сумма	99,52		99,55		100,79		93,24		90,77	
Объемный вес		1,930		1,310		0,800		1,260		1,290

Компонент	82-30		82-29		82-27		82-26	
	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	32,12	2,676	32,04	3,445	59,85	3,839	57,12	4,149
TiO ₂	1,20	0,128	1,16	0,160	0,92	0,076	1,02	0,095
Al ₂ O ₃	14,44	1,364	13,97	1,704	15,97	1,162	15,71	1,294
Fe ₂ O ₃	21,11	2,630	22,36	3,595	4,05	0,388	4,82	0,523
FeO	0,79	0,109	0,50	0,089	1,22	0,130	3,23	0,390
MnO	0,11	0,015	0,13	0,023	0,15	0,016	0,23	0,028
MgO	1,18	0,127	1,29	0,179	1,45	0,120	1,52	0,142
CaO	1,19	0,149	1,54	0,249	2,34	0,226	3,73	0,408
Na ₂ O	0,20	0,027	0,20	0,034	1,10	0,112	1,72	0,201
K ₂ O	0,07	0,010	0,14	0,027	0,60	0,068	0,74	0,093
H ₂ O	13,19	0,263	13,72	0,353	12,01	0,184	7,70	0,134
P ₂ O ₅	0,15	0,012	0,23	0,023	0,07	0,004	0,18	0,012
Сумма	85,75		87,28		99,73		97,72	
Объемный вес		1,530		2,010		1,370		1,520

Примечание. Здесь и далее: 1 — оксиды даны в %, 2 — элементы в г/100 см³.

горизонты, характеризующиеся некоторым их накоплением. Это прежде всего относится к кремнию, алюминию, кальцию и магнию, т.е. тем элементам, которые участвуют в синтезе смектитов. А неравномерность распределения горизонтов в вертикальном разрезе объясняется более интенсивной глинизацией и окремнением тефроидов, вызванной пористостью и проницаемостью пород и миграцией уровней вскипания гидротермального раствора из-за меняющейся гидрогеологической обстановки гидротермальной системы.

Часть железа относится к вюстит и магнетиту, а также расходуется на образование пирита. Кремний, алюминий, кальций, магний и частично железо участвуют в синтезе смектита. Избыток титана формирует тонкодисперсный анатаз, фосфор — тонкодисперсный рентгеноаморфный фосфат. Кремний, помимо смектита, образует рентгеноаморфную фазу и α -кристобалит.

При формировании пород смектитовой зоны, отличающихся присутствием обломков каолинизированных пород, отмечается та же геохимическая закономерность, что

82-37		82-36		82-35		82-34		82-32	
1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
47,37	3,516	44,89	3,642	53,12	4,999	46,71	3,990	54,19	3,476
1,39	0,132	1,06	0,110	0,96	0,116	1,25	0,137	0,88	0,072
19,41	1,634	16,62	1,529	16,63	1,775	14,85	1,438	17,04	1,240
8,63	0,958	12,54	1,521	7,72	1,086	10,06	1,285	7,56	0,725
0,36	0,044	0,65	0,088	2,59	0,405	0,57	0,081	0,72	0,077
0,12	0,015	0,10	0,013	0,16	0,025	0,13	0,018	0,13	0,014
1,70	0,163	1,54	0,161	1,42	0,172	1,92	0,211	1,07	0,089
1,07	0,120	1,70	0,208	2,87	0,407	1,85	0,238	1,05	0,101
0,15	0,018	0,23	0,030	1,57	0,235	0,15	0,020	0,23	0,023
0,08	0,011	0,16	0,023	0,66	0,110	0,30	0,046	0,40	0,046
7,72	0,137	15,30	0,297	0,95	0,156	16,20	0,331	11,29	0,173
0,07	0,005	0,17	0,013	1,12	0,011	0,04	0,003	0,06	0,004
88,07		94,96		94,77		94,03		94,62	
	1,470		1,650		1,910		1,720		1,300

82-20		82-19		82-12		82-10	
1	2	1	2	1	2	1	2
57,68	3,107	52,85	2,389	71,35	4,919	74,07	5,124
1,19	0,082	1,22	0,071	0,57	0,050	1,28	0,114
20,00	1,222	22,12	1,134	9,52	0,744	8,07	0,633
2,53	0,204	2,40	1,162	2,72	0,280	5,39	0,730
2,87	0,257	* 0,57	0,043	1,15	0,132	0,90	0,135
0,15	0,013	0,09	0,007	0,12	0,014	0,13	0,015
0,59	0,041	0,14	0,008	0,20	0,018	0,67	0,060
1,36	0,110	0,38	0,026	1,38	0,143	2,23	0,232
0,59	0,051	0,64	0,046	2,03	0,223	1,75	0,193
0,68	0,065	0,40	0,032	1,25	0,153	0,93	0,114
11,89	0,153	4,74	0,051	6,55	0,108	6,78	0,112
0,15	0,008	0,17	0,007	0,01	0,001	0,03	0,002
99,68		85,72		96,85		98,54	
	1,150		0,830		1,430		1,460

и для зоны в целом, но здесь присутствует значительно больше щелочных и щелочно-земельных элементов.

При образовании каолиновой зоны, типичным представителем которой является обр. 82-20, выносятся кремния 2,7 г, алюминия - 0,3 г, трехвалентного железа - 0,5 г, магния - 0,1 г, кальция - 0,1 г, натрия - 0,5 г, калия - 0,1 г и увеличивается содержание двухвалентного железа на 0,12 г. Последнее, по-видимому, накапливается в виде железо-органических соединений. Миграционный ряд элементов становится иным: $Na > Ca > Mg > Fe^{+3} > K > Si > Mn > Al > P > Ti > Fe^{+2}$. Порода обедняется такими катионами, как натрий, кальций, магний, трехвалентное железо (рис. 13).

Более интенсивный вынос кремния и сдвиг отношения Al/Si в породах в сторону возрастания содержания алюминия при снижении pH гидротермального раствора до величин не ниже 2 приводят к синтезу каолинита. В дальнейшем будет показано, что низкие отношения Al/Si приводят к синтезу неупорядоченного каолинита, близкого к анокситу.

Т а б л и ц а 13

Геохимический баланс гидротермалитов по скв. УК-1, г/100 см³

№ обр.	Si	Ti	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	P	H ₂ O
82-10	-0,696	+0,028	-0,980	0	0	-0,008	-0,115	-0,311	-0,413	-0,100	-0,008	+0,086
82-12	-0,901	-0,036	-0,086	-0,450	-0,003	-0,157	-0,400	-0,383	-0,061	-0,009	-0,009	+0,082
82-19	-3,431	-0,015	-0,479	+0,432	-0,092	-0,017	-0,167	-0,517	-0,560	-0,182	-0,003	+0,025
82-20	-2,713	-0,004	-0,391	-0,526	+0,122	-0,011	-0,134	-0,433	-0,555	-0,149	-0,002	+0,127
82-26	-1,671	+0,009	-0,319	+0,207	+0,255	-0,004	-0,033	-0,135	-0,405	-0,121	+0,002	+0,108
82-27	-1,981	-0,010	-0,451	-0,342	-0,003	-0,008	-0,055	-0,317	-0,494	-0,146	-0,006	+0,158
82-29	-2,375	+0,074	+0,091	+2,865	-0,046	-0,003	+0,004	-0,294	-0,572	-0,187	+0,013	+0,327
82-30	-3,144	+0,042	-0,249	+1,900	-0,026	-0,009	-0,048	-0,394	-0,579	-0,204	+0,002	+0,237
82-32	-2,341	-0,014	-0,373	-0,005	-0,058	-0,010	-0,086	-0,442	-0,583	-0,046	-0,006	+0,147
82-34	-1,830	+0,049	-0,175	+0,555	-0,054	-0,006	-0,036	-0,305	-0,586	-0,168	-0,007	+0,305
82-35	-0,821	+0,030	+0,162	+0,356	+0,270	+0,001	-0,003	-0,046	-0,371	-0,304	+0,001	+0,130
82-36	-2,178	+0,024	-0,084	+0,791	-0,047	-0,011	-0,014	-0,335	-0,576	-0,191	+0,003	+0,271
82-37	-2,304	+0,046	+0,021	+0,228	-0,091	-0,009	-0,012	-0,423	-0,588	-0,203	-0,005	+0,111
82-38	-2,663	-0,034	-0,694	+1,235	-0,111	-0,016	-0,133	-0,470	-0,597	-0,214	-0,008	+0,116
82-39	-2,905	-0,012	-0,187	+0,625	-0,112	-0,017	-0,156	-0,481	-0,511	-0,175	-0,008	+0,125
82-42	-3,500	-0,060	-0,864	-0,525	-0,117	-0,018	-0,157	-0,432	-0,508	-0,197	-0,009	+0,085
82-43	-2,065	-0,047	-0,444	-0,412	-0,112	-0,012	-0,123	-0,305	-0,458	-0,175	-0,003	+0,162
1108*	5,820	0,086	1,613	0,730	0,135	0,024	0,175	0,543	0,606	0,214	0,010	0,026

* Абсолютные содержания элементов в г/100 см³ в неизменной породе, представленной дацитовым туфом.

В пределах зоны опалитизации выделяется нижний горизонт выноса породообразующих элементов и верхний горизонт их накопления.

Нижний горизонт (обр. 82-19) представляет собой породу, из 100 см³ которой в результате воздействия на нее гидротермального раствора с рН < 2 при температурах 80–90°С выносятся кремния 3,4 г, алюминия – 0,4 г, магния – 0,2 г, кальция – 0,5 г, натрия – 0,5 м, калия – 0,2 г и увеличивается содержание окисного железа (см. табл. 12, рис. 13). При этом коэффициент Al/Si становится равным 0,47, свидетельствующим о дальнейшем относительном возрастании в породах содержания алюминия. Что касается порового раствора, то здесь содержание алюминия достигает 0,0052 г в 100 см³ (см. табл. 5). Однако столь высокие концентрации этого элемента и кремния при рН < 2 не приводят к синтезу каолинита, а формируют остаточные рентгеноаморфные соединения, возможно, аллофаноиды и α-кristобалит. Натрий, калий, кальций и частично закисное железо в основном сорбируются аллофаноидами, а остаточные их количества находятся в ионной форме в поровых растворах. Окисное железо, по-видимому, входит в состав окисленных органоминеральных соединений.

В верхнем горизонте опалитовой зоны в условиях сильно кислой среды и интенсивного конвективного подогрева и испарения воды отмечается резкое увеличение по сравнению подстилающим горизонтом содержания кремния, а также некоторое накопление магния, кальция, натрия, калия и других элементов (см. табл. 12, рис. 13). Минеральными образованиями пород этого горизонта являются α-кristобалит, гипс и алузит. Геохимические закономерности и минеральный парагенезис свидетельствуют о накоплении в породах перечисленных элементов в условиях, близких эвапоритовым образованиям (преобладание испарения по сравнению с поступлением гидротермального раствора).

Условия, аналогичные эвапоритовым, возникают также в пределах уровней вскипания гидротермальных растворов. При этом основным компонентом, осаждающимся

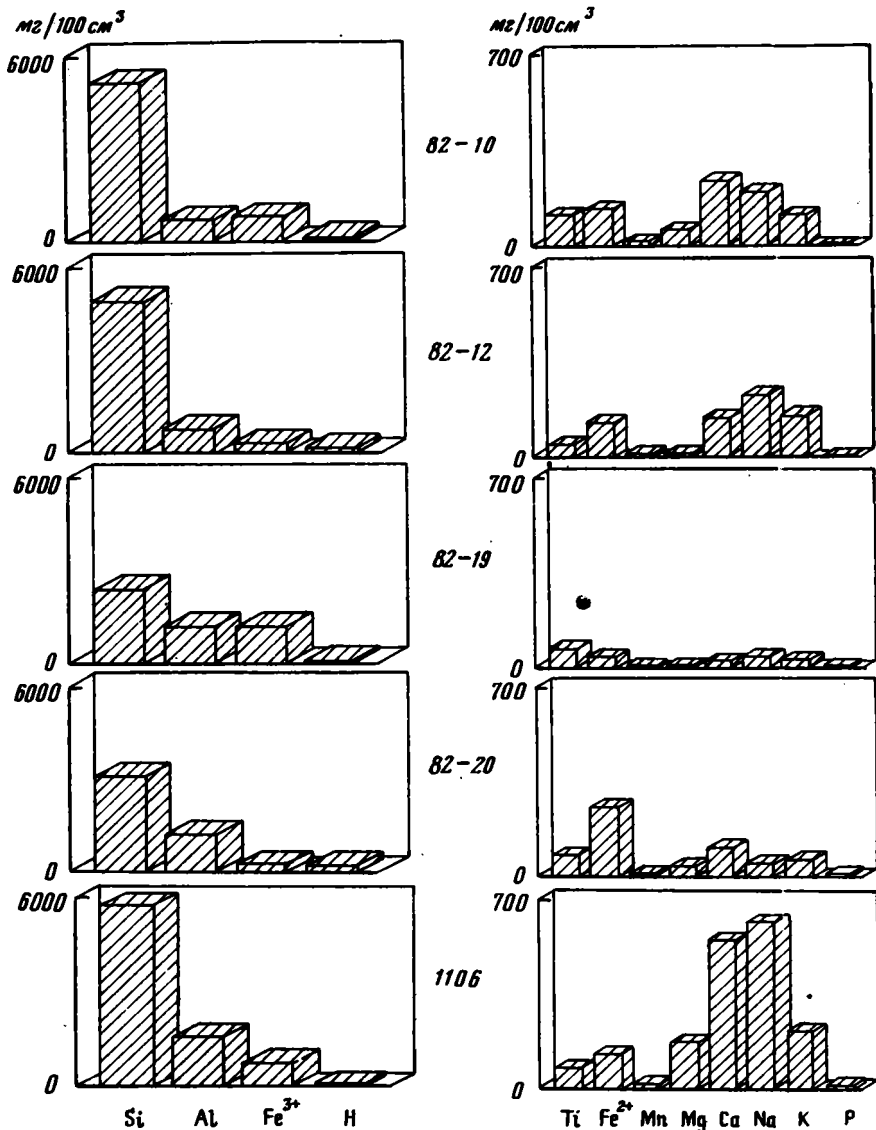


Рис. 13. Гистограммы химического состава гидротермалитов каолинитовой (обр. 82-20), переходной (обр. 82-19) и опалитовой зон (обр. 82-12 и 82-10)

в пределах уровней вскипания, является кремнезем, формирующий кварц и α -кристобалит. Эти минералы инкрустируют и выполняют пустотные пространства, кальматируя породы, соответствующие горизонтам накопления породообразующих химических элементов.

Гистограмма, иллюстрирующая дифференциацию химических элементов при гидротермальном литогенезе дацитовых туфов, представлена на рис. 14. Содержание элементов в материнской породе соответствует коэффициенту K , равному 1. Коэффициент K для каждого изученного элемента в определенной фигуративной точке породы в вертикальном разрезе равен отношению его содержания в гидротермалите к содержанию в неизменной породе. Вертикальный разрез снизу вверх на гистограмме изобра-

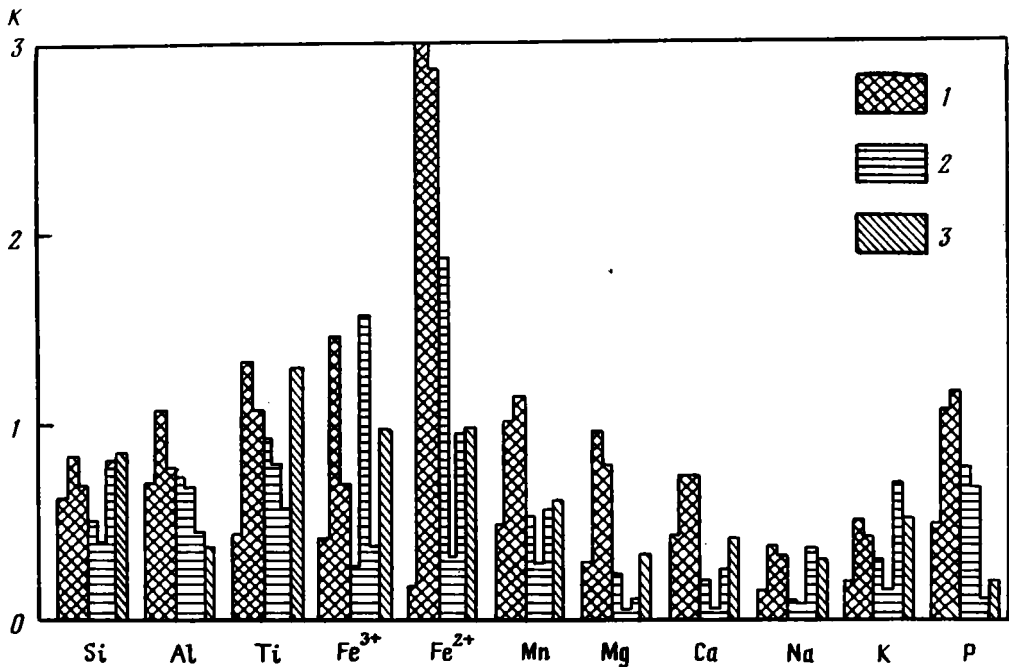


Рис. 14. Гистограмма дифференциации химических элементов при гидротермальном литогенезе дацитовых туфов I участка Восточного термального поля кальдеры Узон

1—3 — зоны литогенеза: 1 — смектитовая, 2 — каолинитовая, 3 — опалитовая. Коэффициент K равен отношению содержания химического элемента в гидротермальном литогенезе к содержанию его в неизменной материнской породе

жен слева направо. Для кремния наблюдается неравномерное распределение элемента в породах всех зон гидротермалитов и некоторое его относительное накопление в опалитовой зоне.

Алюминий вначале процесса литогенеза при смектитизации в щелочных условиях подвижен вследствие интенсивного растворения первичных минералов-хозяев, затем его геохимическая подвижность резко падает за счет минералообразования алюминиевого смектита. В кислых условиях также наблюдается интенсивное растворение материнских минералов и, следовательно, вновь наблюдается его геохимическая подвижность, несмотря на участие этого элемента при образовании каолинита. В ультракислых условиях алюминий вновь становится геохимически подвижным и выносится из зоны минералообразования опалитов.

Титан также подвижен при массовом растворении материнских минералов на начальном этапе воздействия на них гидротермальных растворов. В породах средних горизонтов гидротермалитов он накапливается в процессе сорбции смектитом и даже образует самостоятельную минеральную фазу — анатаз. В зоне каолинитизации титан характеризуется ограниченной миграционной подвижностью, возрастающей при формировании верхних горизонтов пород. В ультракислых условиях сернокислотного выщелачивания он миграционно инертен. В настоящее время нет четкого представления о формах его нахождения в опалитах. Двухмодальная гистограмма кремния и титана указывает на их геохимическое сходство в процессе литогенеза тефрового дацитового материка.

Окисное железо миграционно подвижно на начальном этапе растворения первичных минералов. Затем оно концентрируется в породах средней части разреза смектитовой и каолинитовой зон. Закисное железо также выносится на начальной стадии изменения материнских пород при ее смектитизации. Однако в целом гидротермалиты смектитовой зоны сильно обогащены этой формой железа. Характерно, что на начальном этапе

изменения кислых тефроидных пород в слабокислых условиях наблюдается геохимическая инертность закисного железа. При формировании же среднего горизонта каолиновой зоны это железо становится подвижным и вновь относительно накапливается в породах среднего горизонта зоны и в опалитах. В подавляющем большинстве железо связывается сероводородом, образуя сульфиды, представленные пиритом, марказитом, реже пирроотином. Пирит образует две кристаллографические формы: кубическую и октаэдрическую [95]. Однако в гидротермалитах на стыке смектитовой и каолиновой зон встречаются оба полиморфных выделения пирита.

По данным В.А. Попова [95], гетерогенность кристаллографических форм пирита вызвана либо локальной неоднородностью сред кристаллизации, либо динамикой гидротермального раствора. В.А. Попов считает, что кубический пирит образуется при более низких значениях pH среды преимущественно в каолиновой зоне, а октаэдрический — в более щелочных средах, свойственных смектитовой зоне. Обе формы пирита содержат незначительные изоморфные примеси меди, цинка и свинца, а вот содержания золота и серебра соответственно в отдельных пробах пирита достигают 0,2–0,5 г/т и 0,6–5,8 г/т [96]. В марказите определяются примерно такие же содержания золота и серебра. Что касается пирроитина, то он имеет тенденцию замещаться пиритом и марказитом, а иногда образует вкрапленность в сфалерите. Содержание железа в сфалерите, по данным Л.М. Лебедева [68], составляет 0,21–0,57%. В этом минерале присутствует также кадмий в количествах 0,23–0,32% и незначительное содержание меди, достигающее 0,02%. Часто со сфалеритом ассоциирует галенит. Он присутствует в виде гексооктаэдров размером 0,05–0,1 мм иногда в виде комбинации двух тетраэдров размером до 0,3 мм. Характерной особенностью галенита является отсутствие в нем каких-либо изоморфных примесей. В разрезе этого участка встречается также самородное железо, которое в условиях смектитовой зоны частично окисляется до вюститита и магнетита [53]. Значительная часть железа образует органо-минеральные соединения. В целом в гидротермалитах содержится железа значительно больше, чем его присутствовало в материнских породах. По-видимому, избыточное железо мигрировало в гидротермалиты из окружающих болот в результате горизонтального подтока.

В поровых пространствах этой генетической зоны встречается также вольфрамовый минерал.

Все щелочные и щелочноземельные элементы характеризуются достаточно высокой дифференциальной геохимической подвижностью, однако они частично фиксируются при формировании смектитовой и выносятся при образовании каолиновой зон. Содержания этих элементов в минералообразующих растворах обуславливают кристаллохимические особенности гидротермальных глинистых минералов. Относительно небольшое содержание калия приводит к доменному его распределению в структуре монтмориллонитов. Магний, по всей вероятности, определяет характер заселения октаэдров по цис- и транспозициям. Что касается минералов каолиновой группы, то присутствие щелочных и щелочноземельных катионов в растворах определяет степень их структурного совершенства, о чем будет сказано ниже. Частичное накопление магния, кальция, натрия и калия в верхних горизонтах каолиновой зоны и в опалитах связано с образованием здесь гипса, алунита и квасцов.

Фосфор при растворении первичных минералов дацитовых туфов на начальном этапе литогенеза в щелочных условиях оказывается миграционно подвижным, но затем он накапливается в пределах всей смектитовой зоны. В кислых же условиях при формировании каолиновой зоны фосфор вновь становится подвижным. В опалитах наблюдается его относительное накопление.

На рис. 15 приведен литологический разрез и ассоциации гидротермальных минералов субповерхностных образований на II участке Восточного термального поля кальдеры Узон [29, 105].

Наиболее полный разрез гидротермалитов вскрыт скв. Р-7. Здесь на глубине 9 м глинизированный туф почти нацело сложен смектитом с небольшой примесью каолинита и цеолита.

На рентген-дифрактограммах фракции $< 0,001$ мм смектит имеет рефлекс с $d = 12 \div 13 \text{ \AA}$, на дифрактограммах — эндотермические эффекты при $100\text{--}120^\circ$, 730° и 950° C . Согласно данным инфракрасной спектроскопии, смектит диоктаэдрический. Он замещает вулканическое стекло пепловых частиц, скелет пемзовых обломков; этот же минерал, обладающий более высоким двупреломлением, как правило, выполняет поровые пространства и формирует глинистый цемент вокруг обломков пемз и пепловых частиц.

В глинистой фракции присутствуют также каолинит и клиноптилолит. В отличие от смектита, который слагает внешнюю часть пустот, агрегаты кристаллов цеолита располагаются в центральной части поровых пространств.

Вверх по разрезу содержание смектита в гидротермально измененных тефроидах постепенно сокращается, однако при этом степень глинизации пород остается прежней. Господствующими здесь становятся минералы каолининовой группы. Каолинит выполняет поровые пространства обломков пемз, скелет которых иногда сложен смектитом, а также каверны в цементе тефроида и зальбанды мелких жилок, состоящих из смектита.

Начиная с глубины 6 м, в скв. Р-7 в измененных тефроидах совершенно отсутствует смектит, а среди силикатных новообразований исключительно распространены минералы каолининовой группы. Эти минералы представлены каолинитом и метагаллуазитом. Они полностью замещают обломки туфов, лав, вулканического шлака и других компонентов тефроида, а также слагают их цемент. Каолинит представлен хорошо выраженными псевдогексагональными пластинчатыми кристаллами. Структурные электронографические исследования показали, что каолинит без признаков растворения и с кавернами растворения относится к одной структурной группе, т.е. к минералам с триклинной элементарной ячейкой и строгим периодом "С" [28].

Галлуазит (метагаллуазит) образует трубчатые кристаллы, местами этот минерал становится породообразующим, слагающим отдельные горизонты гидротермально измененных пород. Как правило, эти горизонты приурочены в вертикальном разрезе к смене смектитовой зоны на собственно каолининовую. Характерной особенностью смеси каолинита и галлуазита является низкий оптический эффект двупреломления, близкий к изотропным минералам.

Гиббсит образует мелкие агрегаты удлиненно-пластинчатых кристаллов, развивающиеся по трещинам и в поровых пространствах гидротермалитов.

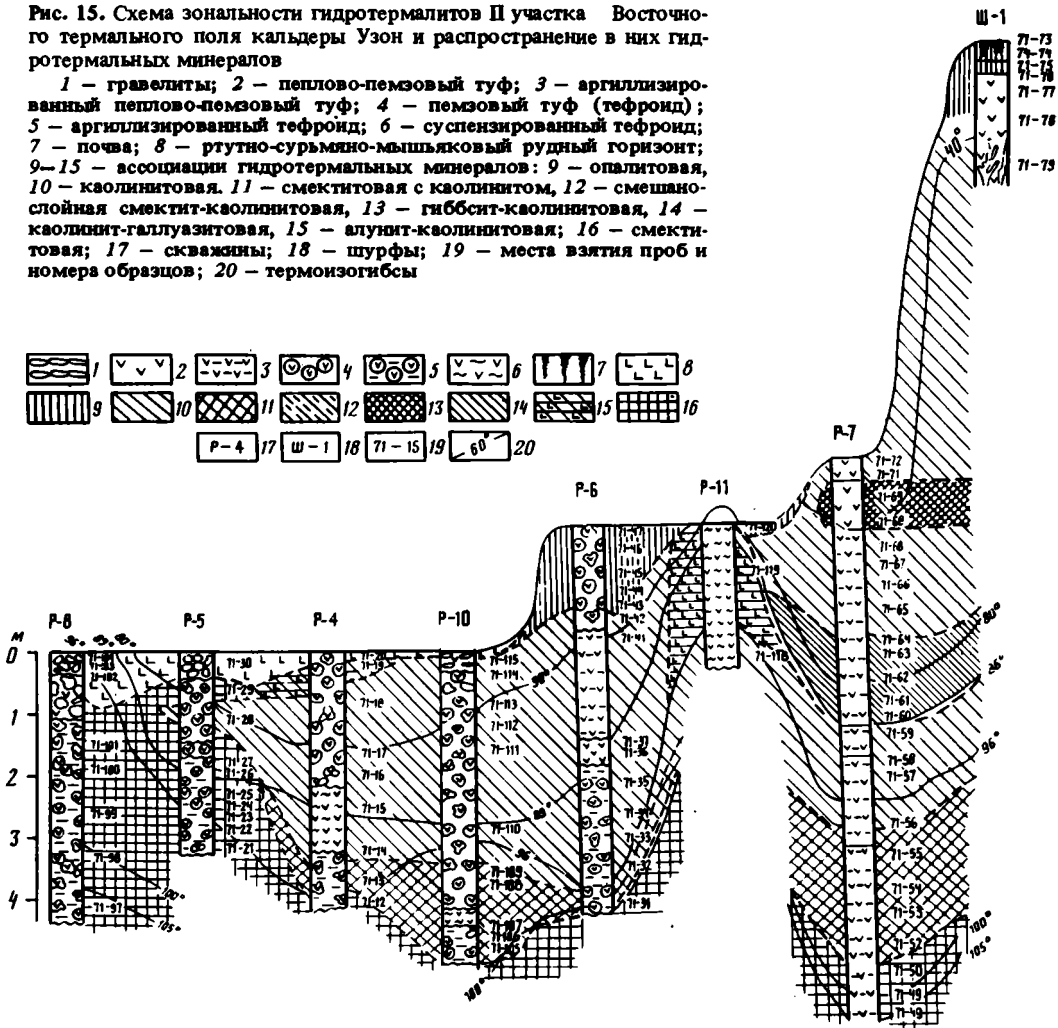
На уровне распространения гиббсита в условиях существования избытка сульфат-иона, как правило, широко развит алунит. Этот минерал, по-видимому, образует с гиббситом генетическую ассоциацию, он, также как и гиббсит, выполняет трещины и поровые пространства. Алунит образует бипирамидальные выделения среди глинистых образований.

Такой же характер распространения минералов наблюдается в гидротермально измененных породах, вскрытых скв. Р-6. В отличие от пород, охарактеризованных по скв. Р-7, здесь отсутствует гиббсит. Химический состав и геохимический баланс аргиллизитов по скв. Р-7, Р-6, Р-5 и Р-4 приведены в табл. 14—19.

Скважина Р-11 пробурена непосредственно в пределах грязевого вулканчика. Здесь отмечается резкий градиент температур, указывающий на подъем глубинных термальных вод (см. рис. 15). Осадок представлен однородной густой глинистой суспензией, состоящей из каолинита и алунита. На поверхности постоянно извергающегося грязево-

Рис. 15. Схема зональности гидротермалитов II участка Восточного термального поля кальдеры Узон и распространение в них гидротермальных минералов

1 — гравелиты; 2 — пеплово-пемзовый туф; 3 — аргиллизированный пеплово-пемзовый туф; 4 — пемзовый туф (тефرويد); 5 — аргиллизированный тефرويد; 6 — суспензированный тефرويد; 7 — почва; 8 — ртутно-сурьмяно-мышьяковый рудный горизонт; 9–15 — ассоциации гидротермальных минералов: 9 — опалитовая, 10 — каолинитовая, 11 — смектитовая с каолинитом, 12 — смешанно-слоистая смектит-каолинитовая, 13 — гиббсит-каолинитовая, 14 — каолинит-галлуазитовая, 15 — алунит-каолинитовая; 16 — смектитовая; 17 — скважины; 18 — шурфы; 19 — места взятия проб и номера образцов; 20 — термозигибсы



го вулканчика отмечается обильное количество бактериальной микрофлоры, достигающей более 10^7 клеток на 1 г породы, и возгоны самородной серы.

В поверхностной части пород, вскрытых скв. P-10, P-4, P-5 и P-8 в отличие от пород, распространенных на возвышенной террасе и охарактеризованных скв. P-6 и P-7, развит рудный горизонт сурьмяно-мышьяковой минерализации. Основными рудными минералами здесь являются алаканрит, узонит, аурипигмент и реальгар [51, 55, 97, 98, 81].

Рудный горизонт представлен двумя типами. Первый тип — это порода, содержащая до 60% кремнезема, около 30% мышьяка, до 10% сурьмы, а в некоторых пробах — до 10% ртути. Рудные образования формируют слоистую породу, состоящую из опала и минеральных образований, химический состав которых по стехиометрии сходен с аурипигментом и реальгаром. Мощность горизонта до 0,5 м.

В распределении рудных минералов наблюдается вертикальная зональность. Близ поверхности образуется желтый порошкообразный сульфид мышьяка, похожий на аурипигмент, и сера (10–20 см), ниже — реальгар и пирит (до глубины 40–50 см), а еще глубже развит пирит. Тонкодисперсные компоненты руд этого типа представляют собой микрофоссилии бактериально-водорослевых сообществ (трихомные бактерии,

Т а б л и ц а 14

Химический состав гидротермалитов, вскрытых скважиной Р-5

Компонент	71-21		71-25		71-27		71-28		71-29		71-30	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	54,80	3,435	44,00	2,869	44,87	2,914	39,62	2,806	42,17	2,874	40,43	2,771
TiO ₂	0,85	0,068	1,45	0,121	1,71	0,143	1,36	0,124	1,45	0,127	1,28	0,113
Al ₂ O ₃	15,86	1,128	24,14	1,785	24,26	1,787	27,37	2,198	22,96	1,775	12,65	0,983
Fe ₂ O ₃	7,11	0,667	8,12	0,792	6,43	0,624	6,81	0,721	9,02	0,919	21,37	2,190
FeO	0,58	0,060	0,58	0,063	0,73	0,079	1,58	0,186	0,72	0,082	1,67	0,190
MnO	0,06	0,006	0,05	0,005	0,04	0,004	0,04	0,005	0,07	0,008	0,05	0,006
MgO	1,88	0,152	1,79	0,151	1,37	0,115	0,32	0,029	1,20	0,105	0,10	0,009
CaO	3,39	0,320	1,69	0,166	1,45	0,142	2,41	0,257	2,48	0,255	3,86	0,399
Na ₂ O	0,77	0,077	0,21	0,022	0,17	0,018	0,90	0,101	0,64	0,069	0,21	0,023
K ₂ O	0,86	0,096	0,33	0,038	0,33	0,038	0,19	0,024	0,19	0,023	0,23	0,028
H ₂ O	11,42	0,171	15,29	0,239	14,08	0,219	4,62	0,078	12,91	0,210	13,52	0,222
SO ₃	0,93	0,050	0,26	0,015	1,50	0,083	2,42	0,147	2,75	0,161	2,02	0,119
P ₂ O ₅	0,55	0,032	0,18	0,011	0,12	0,007	0,06	0,004	0,04	0,003	0,04	0,003
Сумма	99,06		98,09		97,06		87,70		96,60		97,43	
Объемный вес		1,330		1,370		1,350		1,330		1,410		1,430

Т а б л и ц а 15

Геохимический баланс гидротермалитов по скв. Р-5, г/100 см³

№ обр.	Si	Ti	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K
71-30	-3,049	+0,027	-0,630	+1,460	+0,055	-0,018	-0,166	-0,144	-0,583	-0,186
71-29	-2,946	+0,041	+0,162	+0,189	-0,053	-0,012	-0,070	-0,288	-0,537	-0,191
71-28	-3,014	+0,038	+0,585	-0,003	+0,051	-0,019	-0,146	-0,286	-0,505	-0,190
71-27	-2,906	+0,057	+0,174	-0,106	-0,056	-0,020	-0,060	-0,401	-0,588	-0,176
71-25	-2,951	+0,035	+0,172	+0,062	-0,072	-0,019	-0,024	-0,377	-0,584	-0,176
71-21	-2,385	-0,018	-0,485	-0,063	-0,075	-0,018	-0,023	-0,233	-0,529	-0,118
1108	5,850	0,086	1,613	0,730	0,135	0,024	0,175	0,543	0,606	0,214

* Абсолютные содержания элементов в неизменной породе.

синезеленые водоросли) (табл. VI). Среди этих образований встречаются более крупные выделения, представленные алакронитом, узонитом, реальгаром, антимонитом и гораздо реже киноварью [55].

На II участке Восточного термального поля в рудных образованиях этого типа хорошо выражена вертикальная минеральная зональность. Внизу, на глубинах 20–40 см, в цементе гидротермально измененных пород содержатся агрегаты тонкоиглочатого антимонита и оранжевые призматические кристаллики реальгара. Количество антимонита увеличивается к подошве слоя. Реальгар, по данным А.В. Зотова [46], представлен низкотемпературной модификацией β -AsS. Выше по разрезу развиты порошковые образования желтого цвета, визуально напоминающие аурипигмент. Порошковатые образования, сложенные микрофоссилиями, представляют собой смесь двух модификаций реальгара и α -AsS, а также, по-видимому, аурипигментом.

Второй тип рудных образований представлен осадками термальных источников. Осадки в виде глобулярных выделений слагаются рентгеноаморфными сульфидами

Таблица 16

Химический состав гидротермалитов кальдеры Узон, вскрытых скважиной Р-6

Компонент	71-35		71-37		71-41		71-45	
	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	46,88	2,471	52,20	2,517	52,18	3,282	82,20	3,429
TiO ₂	1,36	0,088	1,15	0,071	1,90	0,153	2,55	0,137
Al ₂ O ₃	22,34	1,281	24,54	1,342	23,67	1,688	3,84	0,182
Fe ₂ O ₃	8,90	0,673	5,15	0,374	5,38	0,506	2,35	0,147
FeO	0,65	0,055	0,43	0,034	0,43	0,045	0,42	0,029
MnO	0,04	0,003	0,01	0,001	0,01	0,001	0,01	0,001
MgO	0,02	0,001	0,20	0,012	0,15	0,012	0,25	0,013
CaO	0,96	0,073	0,71	0,052	0,70	0,066	0,92	0,058
Na ₂ O	0,17	0,014	0,24	0,018	0,35	0,035	0,35	0,023
K ₂ O	0,16	0,014	0,13	0,011	0,28	0,031	0,38	0,028
H ₂ O	11,03	0,133	11,49	0,133	11,92	0,179	6,03	0,060
SO ₃	1,47	0,064	1,41	0,058	1,67	0,090	0,26	0,009
P ₂ O ₅	0,07	0,003	0,09	0,004	0,09	0,005	0,07	0,003
Сумма	96,05		97,79		98,73		99,63	
Объемный вес		1,040		1,010		1,330		0,890

Таблица 17

Геохимический баланс формирования каолининовой зоны гидротермалитов по скв.Р-6, г/100 см³

№ обр.	Si	Ti	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K
71-45	-2,391	+0,051	-1,431	-0,583	-0,106	-0,023	-0,150	-0,485	-0,583	-0,186
71-41	-2,538	+0,067	+0,075	-0,224	-0,090	-0,023	-0,160	-0,477	-0,571	-0,183
71-37	-3,303	-0,015	-0,0271	-0,356	-0,101	-0,023	-0,163	-0,491	-0,588	-0,203
71-35	-3,349	+0,002	-0,332	-0,057	-0,080	-0,021	-0,174	-0,470	-0,592	-0,200
1108	5,820	0,086	1,613	0,730	0,135	0,024	0,175	0,543	0,606	0,214

мышьяка, по химическому составу соответствующие аурипигменту и реальгару. Этот хемогенный осадок помимо сульфидов мышьяка сложен рентгеноаморфным кремнеземом с примесью серы. Содержание элементарной серы сильно колеблется в связи с изменением режима источников, что отражается на цвете осадка, меняющемся от ярко-желтого до бледно-серого при увеличении количества серы.

Среди коллоидной рудной высокодисперсной массы А.В. Зотовым [46] были выделены оранжевые призматические кристаллы реальгара, тонкие игольчатые антимонита и мелкие (сотые доли мм) призматические кристаллики светло-желтого цвета. По химическому составу, определенному рентгеноспектральным методом, эта минеральная фаза близка к реальгару (AsS_{0,90}). По мнению А.В. Зотова, эта фаза представляет собой одну из модификаций реальгара, отличных от широко распространенных α- и β-AsS, а также от фазы высокого давления - γ-AsS.

Таким образом, по данным А.В. Зотова, среди сульфидов мышьяка на этом термальном поле кальдеры Узон присутствуют три модификации, аурипигмент и рентгеноаморфная фаза As₂S₃. В реальгаровой зоне, по нашим данным, среди микрофоссилий распространена низкотемпературная модификация β-As₂S₃. В аурипигментной зоне руд-

Таблица 18

Химический состав гидротермалитов кальдеры Узон, вскрытых скв. Р-7

Компонент	71-48		71-49		71-52		71-56		71-63	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	47,58	4,750	49,27	3,403	46,13	3,180	47,02	4,171	47,58	2,722
TiO ₂	1,37	0,176	1,32	0,117	1,37	0,121	1,44	0,164	1,53	0,112
Al ₂ O ₃	17,16	1,943	17,26	1,352	20,80	1,626	24,37	2,451	27,86	1,808
Fe ₂ O ₃	11,75	1,754	9,15	0,945	10,32	1,064	8,46	1,122	6,60	0,565
FeO	0,43	0,071	0,43	0,049	0,43	0,049	0,50	0,047	1,43	0,136
MnO	0,08	0,013	0,08	0,009	0,03	0,003	0,01	0,001	0,01	0,001
MgO	1,14	0,147	1,52	0,135	0,79	0,070	0,17	0,019	—	—
CaO	2,36	0,355	2,70	0,281	1,47	1,153	0,94	0,126	1,00	0,086
Na ₂ O	0,27	0,043	0,34	0,037	0,14	0,015	—	—	0,07	0,006
K ₂ O	0,27	0,048	0,27	0,033	0,20	0,025	0,12	0,019	0,16	0,016
H ₂ O	13,33	0,318	15,31	0,253	14,31	0,236	13,02	0,276	13,80	0,189
SO ₃	0,54	0,046	0,29	0,017	0,80	0,047	1,32	0,100	0,33	0,016
P ₂ O ₅	0,08	0,007	0,09	0,006	0,06	0,004	0,02	0,002	0,02	0,001
Сумма	96,36		98,03		98,85		97,39		100,39	
Объемный вес		2,060		1,450		1,430		1,850		1,230

Компонент	71-65		71-67		71-68		71-69		71-72	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	47,02	3,080	44,33	4,932	48,05	4,054	36,24	2,887	57,24	4,007
TiO ₂	1,28	0,108	1,20	0,171	1,19	0,129	1,19	0,122	2,21	0,199
Al ₂ O ₃	29,90	2,221	27,24	3,437	29,97	2,868	23,96	2,165	18,13	1,439
Fe ₂ O ₃	5,03	0,493	8,28	1,378	8,14	1,027	2,62	0,312	5,74	0,601
FeO	0,28	0,030	0,43	0,080	0,28	0,039	0,72	0,095	0,72	0,084
MnO	0,01	0,001	0,01	0,002	0,01	0,001	0,03	0,004	0,01	0,001
MgO	0,04	0,003	—	—	0,03	0,003	0,03	0,003	0,13	0,012
CaO	0,94	0,093	0,94	0,158	1,00	0,127	1,41	0,169	1,29	0,136
Na ₂ O	—	—	0,19	0,034	0,31	0,042	1,05	0,133	0,37	0,041
K ₂ O	0,10	0,012	0,31	0,061	0,48	0,072	0,74	0,105	0,52	0,065
H ₂ O	14,01	0,220	11,56	0,308	10,78	0,218	11,78	0,225	12,20	0,204
SO ₃	0,42	0,024	0,71	0,068	1,46	0,106	0,43	0,029	0,64	0,038
P ₂ O ₅	0,06	0,004	0,06	0,006	0,13	0,010	0,09	0,007	0,18	0,012
Сумма	99,09		95,26		101,83		80,29		99,38	
Объемный вес		1,391		2,270		1,841		1,370		1,490

ные минералы представлены микрофоссилиями, состоящими из аморфного AsS, мелкими кристаллами алакранита, узонита и высокотемпературным реальгаром α -As₂S₃. Аморфная глобулярная фаза α -AsS преобладает в осадках термальных источников. По-видимому, узонит и алакранит образуются при перекристаллизации рентгеноаморфных сульфидов мышьяка с аурипигментной стехиометрией компонентов при повышении парциального давления серы в верхней части рудного горизонта, а образование кристаллов реальгара идет при изохимической перекристаллизации в нижней части горизонта. Эти процессы изучаются Г.А. Карповым и Т.А. Семеновой.

Характерный разрез вскрыт скв. Р-5, расположенной в центральной части термального поля близ термовыводящей трещины. Здесь область распространения смектита про-

Таблица 19

Геохимический баланс формирования зон гидротермалитов
по скв. Р-7, г/100 см³

№ обр	Si	Ti	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K
71-72	-1,813	+0,113	+0,174	+0,129	-0,051	-0,025	-0,174	-0,407	-0,565	-0,149
71-69	-2,933	+0,036	+0,552	+0,418	-0,040	-0,020	-0,172	-0,374	-0,468	-0,109
71-68	-1,766	+0,043	+1,255	-0,297	-0,096	-0,023	-0,170	-0,416	-0,564	-0,142
71-67	-0,888	+0,085	+1,824	-0,648	-0,055	-0,022	-	-0,385	-0,572	-0,153
71-65	-2,740	+0,022	+0,608	+0,237	-0,105	-0,023	-0,172	-0,450	-	-0,202
71-63	-3,098	+0,026	+0,195	+0,6165	-0,001	-0,023	-	-0,457	-0,600	-0,198
71-56	-1,649	+0,078	+0,838	-0,392	-0,088	-0,023	-0,156	-0,417	-	-0,195
71-52	-2,640	+0,035	+0,013	+0,334	-0,086	-0,021	-0,105	+0,610	-0,569	-0,181
71-49	-2,417	+0,031	-0,261	+0,215	-0,086	-0,015	-0,040	-0,262	-0,569	-0,181
71-48	-1,070	+0,090	-0,330	+1,024	-0,064	-0,011	-0,028	-0,188	-0,563	-0,166
1108	5,820	0,086	1,613	0,730	0,135	0,024	0,175	0,543	0,606	0,214

слеживается почти до поверхности термальной площадки. В нижней части разреза отмечается преимущественная смектитизация. На дифрактограммах смектит имеет межплоскостные расстояния с $d = 12,6-13,5$ Å. Широкий интервал базальных межплоскостных расстояний обусловлен различным строением межслоевых промежутков, вызванным преимущественно вхождением различных катионов от натрия до магния. Смектит слагает реликты пепловых частиц, скелет обломков пемз, выполняет поровые пространства в пемзах.

Почти по всему разрезу измененных тефроидов по скв. Р-5 встречается каолинит. Верхняя часть разреза сложена рудным горизонтом, состав которого был охарактеризован выше.

Скважиной Р-8 вскрыты измененные породы, расположенные непосредственно в пределах термовыводящей трещины. Породы здесь представлены проницаемым глинизированным тефроидом, состоящим из обломков вулканического шлака, пемзы, дацитовых и в меньшей степени из андезитовых лав. Преобладающим глинистым минералом по всему разрезу является смектит. Смектит характеризуется межплоскостными расстояниями с $d = 12,2 - 12,6$ Å. Величины таких расстояний характерны для Na-форм смектита и для смектита, содержащего небольшое количество K-слюдистых слоев. Это смектит формируется непосредственно в зоне восходящей фильтрации хлоридных натриевых термальных вод по термовыводящим трещинам. Ассоциирует смектит в нижней части разреза с клиноптилолитом. В аргиллизированной части разреза встречаются также небольшие количества каолинита. В поверхностной части пород также развит рудный горизонт.

В центральной части термального поля скв. Р-14 вскрываются гидротермально измененные породы, близкие описанным выше.

В породах отмечаются довольно свежие плагиоклазы, все же остальные компоненты в той или иной степени замещены глинистыми минералами, а поровые пространства выполнены этими минералами и сульфидами железа. В верхней части разреза выделяется маломощный рудный (сантиметровый) горизонт, содержащий помимо описанных выше рудных минералов опал и алунит. Ниже, до глубины 2,5 см, отмечается зона развития каолинита. С глубины 2,5 м каолинит практически отсутствует и весь глинистый материал слагается смектитом. По данным Б.П. Градусова [21], каолинит упорядочен по оси С, а смектит представлен диоктаэдрическим монтмориллонитом. Результаты химического анализа (см. табл. 8, обр. Р-14-1) позволили рассчитать кристаллохимическую формулу смектита из тефроидов Центрального термального поля кальдер.

Узон:



Из приведенной формулы видно, что в тетраэдрах существует довольно широкий изоморфизм кремния на алюминий, о чем свидетельствует величина кристаллохимического параметра X , равная 0,27. Параметр Y , равный 0,27, говорит о локализации заряда в октаэдрах, а общий заряд слоя 2:1 0,56 и величина параметра Z , равная 0,35, позволяют отнести данный минерал к высокозарядным железисто-алюминиевым монтмориллонитам.

Такой минерал, согласно экспериментальным данным [108], образуется в слабощелочных условиях, но более щелочных, чем в глубоких горизонтах, вскрытых скв. УК-1.

А.В. Зотовым и Б.П. Градусовым [21] определены условия образования каолинита и монтмориллонита в породах, вскрытых скв. Р-14. Зоне образования каолинита соответствует наиболее кислая среда (рН 5,5) с температурой 70–75°С, зоне монтмориллонита отвечает среда, близкая к нейтральной или слабощелочная, с температурой чуть выше 100°С.

Гидротермальный литогенез тефроидов преимущественно кислого состава в условиях подъема глубинных термальных вод хлоридного натриевого состава близ термовыводящей трещины (см. табл. 14 и 15, скв. Р-5) имеет следующие минералогические и геохимические особенности. Как говорилось выше, преобладающим новообразованным глинистым минералом здесь является смектит. При образовании зоны смектизации из 100 см³ породы выносятся кремния 2,3–3,0 г. Титан практически остается неподвижным элементом.

Алюминий выносятся в количествах около 0,5 г. При этом если отношение Al/Si в исходной породе имело значение, равное 0,27, то в породах смектитовой зоны (обр. 71–21, рис. 16; см. табл. 14) это значение возросло до 0,33. Такое изменение коэффициента Al/Si, свидетельствующее об относительно большей геохимической подвижности кремния по сравнению с алюминием, способствует образованию смектита (монтмориллонита) с относительно широким изоморфизмом в тетраэдрах кремния на алюминий. Образование этого минерала характерно для гидрогеохимических сред с низкими значениями щелочности и температурами около 100°С. В верх по разрезу гидротермалитов смектитовой зоны коэффициент Al/Si возрастает до значений 0,60. При этом отмечается тенденция к понижению щелочной среды до нейтральных значений и температуры до 80°С.

Окисное железо в нижней части смектитовой зоны в условиях щелочной среды геохимически подвижно и выносятся из зоны гидротермального минералообразования. В верхних горизонтах смектитовой зоны оно становится малоподвижным вследствие образования сульфидов, а также частичного вхождения в структуру железисто-алюминиевого монтмориллонита.

Щелочные и щелочноземельные элементы по степени геохимической подвижности составляют ряд: Na > Ca > K > Mg > Mn. При образовании смектитовой зоны в условиях подъема хлоридных натриевых вод по тектоническому разлому (трещинная миграция) из 100 см³ исходной породы выносятся натрия около 0,5 г, кальция – 0,22–0,40, калия – 0,12–0,19, магния – 0,02–0,04, марганца – 0,01–0,02 г. Остаточные количества этих элементов идут на формирование монтмориллонитов. Это в основном магний, кальций, калий.

В пределах каолинитовой зоны, вскрытой скв. Р-6, кремния выносятся 2,3–3,3 г, титан малоподвижен, алюминия выносятся 0,2–0,3 г (в отдельных горизонтах алюминий накапливается до 0,07 г на 100 см³). Железо довольно подвижно, интенсивно выносятся магний, кальций, натрий и калий (см. рис. 16, табл. 16, 17).

И наконец, разрез скв. Р-7 характеризует верхнюю часть аргиллизитов, сформировавшихся на некотором расстоянии от тектонического разлома на низких гипсометрических уровнях в очаге разгрузки гидротерм. Основной тип миграции термальных растворов здесь порово-капиллярный.

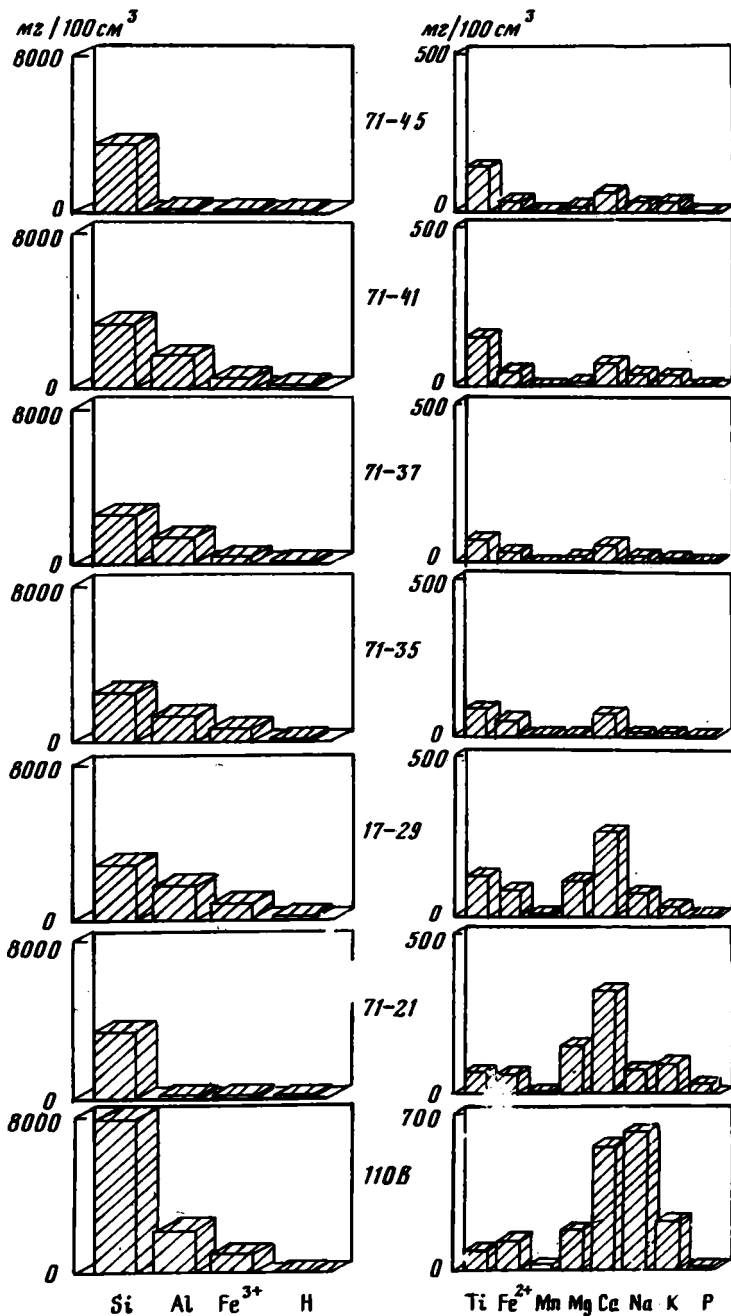


Рис. 16. Гистограммы химического состава гидротермалитов в сводном разрезе Пучатка Восточного термального поля (обр. 1106 - материнская порода)

При формировании смектитовой зоны в этом случае кремния выносятся 1,0–2,4 г из 100 см³ породы, титан инертен, алюминия выносятся 0,2–0,3 г. Окисное железо увеличивается на 2 г, закисное выносятся в пределах 0,06–0,08 г, марганец – до 0,01, магний – до 0,04, кальций – 0,1–0,2, натрий – 0,5, калий – 0,1 г. (см. табл. 18, 19).

В переходной зоне от каолинита к смектиту кремния выносятся 2,6 г из 100 см³ породы, титан и алюминий инертен, возрастает количество окиси железа на 0,3 г, выносятся марганец, магний, калий и особенно натрий. Несколько возрастает содержание кальция за счет формирования в породах гяса.

Специфика этой зоны литогенеза обуславливается тем, что здесь наиболее четко проявляется динамичный, пульсационный характер гидротерм, обуславливающий периодическую смену гидрогеохимических сред, характерных для формирования каолинита на условия, способствующие образованию смектита.

Для каолининовой зоны характерен вынос кремния от 0,8 до 3,0 г, отмечается увеличение титана на 0,02–0,07 г, алюминия – на 0,2–0,8 г, а при образовании гиббсита – на 1,2–1,8 г на 100 см³ породы. Весьма непостоянна миграционная способность окисного железа, отмечаются горизонты, где наблюдается его вынос до 0,6 г и, наоборот, горизонты с увеличением окисного железа на 0,1–0,4 г. Наблюдается общая тенденция к выносу из зоны каолинитообразования таких катионов, как двухвалентное железо, марганец, магний, кальций, калий и особенно натрий (см. табл. 19). В целом отмечается та же закономерность, что и при образовании каолининовой зоны, вскрытой скв. Р-6 и УК-1.

Верхний горизонт гидротермалитов на II участке Восточного термального поля представлен мышьяковыми рудными образованиями, состоящими из микрофоссилий аурипигментного и реальгарового состава. Среди этих образований встречаются кристаллы реальгара, алаканита, узонита, антимонита и киновари. Этот горизонт имеет не площадное распространение, а приурочен к термовыводящим каналам и, следовательно, к выходам глубинных хлоридных натриевых термальных вод.

В материнских породах максимальные содержания мышьяка составляют 0,05%. Щелочные хлоридные воды содержат этот элемент в количествах 1,7–12,5 мг/л. Кислые сульфатные воды обеднены мышьяком [84, 55]. Рудные же горизонты, как правило, располагаются на границе кислых и щелочных гидротермальных растворов. Очевидно, что разгрузка компонентов осуществляется на геохимических барьерах, возникающих при подкислении хлоридных вод сульфатными, в формировании которых, как было показано выше, определяющую роль играют термофильные микроорганизмы. На пост-мортальной стадии микроорганизмы на этом барьере выступают как биоконцентраторы рудных компонентов, способствующих рудогенезу.

Анализируя профили гидротермалитов, расположенных на низких гипсометрических уровнях, можно констатировать, что распространение гидротермальных минералов и миграционные способности минералообразующих элементов подчиняются следующим закономерностям. Ниже изотермы 100°С распространены минералы смектитовой группы. Причем в основном смектиты представлены диоктаэдрическим алюминиевым маложелезистым монтмориллонитом с ограниченным изоморфизмом кремния на алюминий. В приповерхностных горизонтах в районе подъема глубинных хлоридных натриевых вод распространен железисто-алюминиевый монтмориллонит. Верхняя граница формирования монтмориллонита при порово-капиллярной миграции гидротерм контролируется уровнем вскипания термальных вод. Эта генетическая зона характеризуется развитием щелочных и близонейтральных вод с pH 7–7,4. Характер выделения монтмориллонита (развитие в пустотах растворения вулканического стекла, выполнение пор и трещин) позволяет считать его выкристаллизовавшимся из раствора. Для монтмориллонита характерен парагенезис с калийсодержащими высококремнеземистыми цеолитами типа клиноптиллолита.

Выше изотермы 100°С распространены минералы каолининовой группы. Инкрустация этими минералами пор и выполнение трещин также свидетельствует о кристаллизации их из раствора. При повышении кислотности среды менее 2 каолинит начинает

растворяться. Для галлуазита в этих условиях характерно разворачивание трубок и затем последующее его растворение.

Зона опализации формируется непосредственно под действием сернокислого раствора, генерируемого в процессе микробиологического окисления самородной серы и серосодержащих соединений в приповерхностных условиях гидротермального литогенеза.

Образование гидротермальных минералов в пределах Восточного термального поля, в частности глинистых, происходит в результате воздействия термальных растворов на кислое стекло и темноватые минералы, растворение их и синтез из сформированного минералообразующего раствора. При этом эти минералы вначале развиваются как цемент обрастания, а затем при дальнейшем развитии процесса как цемент базального типа и в виде выполнения микротрещин и пор и, наконец, полностью замещают материнские минералы.

Для подтверждения отмеченного механизма гидротермального глинистого минералообразования при изменении пенлового материала В.А. Ильиным [30] был применен расчетный метод Т. Барта [6, 128]. В качестве исходного материала брался пепел кислого состава, полученный при извержении вулкана Швелуч. Расчеты показали, что образование каолинита сопровождается значительным выносом кремнезема и накоплением глинозема, а образование смектита – накоплением и того и другого элементов. Сопоставляя кривые равновесия глинистых минералов [30], вычисленных по данным их химического состава и состава гидротермального раствора, с теоретическими кривыми равновесия, вычисленными по данным Г. Хелгесона, можно заключить, что поля устойчивости смектитовых минералов кальдеры Узон не совпадают с полями устойчивости этих минералов, рассчитанных Г. Хелгесоном. Это указывает на то, что при образовании глинистых минералов известного состава, концентрации минералообразующих элементов в гидротермальном растворе недостаточны для их синтеза. Отсюда вытекает вывод: глинистое минералообразование осуществляется в условиях локального равновесия, возникающего на границе первичной (исходной) растворяющейся минеральной фазы.

ГИДРОТЕРМАЛИТЫ, РАСПОЛОЖЕННЫЕ НА ВЫСОКИХ ГИПСОМЕТРИЧЕСКИХ УРОВНЯХ

К этому типу отнесены породы, возникающие на возвышенных сольфатарных полях и вблизи выходов парагазовых струй, являющихся дериватами глубинных хлоридных натриевых вод. На Камчатке к ним относятся в пределах Узонской системы Западное термальное поле, Гейзерной — термальное поле главных гейзеров и Кихпиньчевские термальное поля, Паужетской — Восточно-Паужетское, Северо- и Южно-Камбальские поля района паровых струй, на Курилах — термальное поле вулканов Менделеева и Головина на о-ве Кунашир и вулкана Эбеко на о-ве Парамушир.

ЗАПАДНОЕ ТЕРМАЛЬНОЕ ПОЛЕ КАЛЬДЕРЫ УЗОН

Западное термальное поле в кальдере Узон расположено на 50–70 м выше ее дна, где осуществляется основная разгрузка перегретых термальных вод Узонской гидротермальной системы (рис. 17). Высокое гипсометрическое положение термального поля обусловило преобладание парагазовой фазы и соответственно конденсатных растворов в среде, под воздействием которой базальты претерпели существенную гидротермальную переработку на площади 100 000 м². Продукты гидротермального изменения базальтов представлены глинистыми минералами, пиритом, гидрогетитом, гематитом, алунином, кварцем, опалом, кальцитом, цеолитом, самородной серой, гипсом, аммонийными квасцами [31].

Газоводные растворы, под воздействием которых осуществляется преобразование базальтов, имеют сложный генезис, определяемый, помимо общих региональных условий, тектоническим строением и геоморфологией участка водовмещающих пород.

Гидротермы, локализованные в толще базальтов Западного поля, представляют собой конденсат парагазового дифференциата, отделившегося от хлоридного натриевого раствора на уровне вскипания. Ближе всего составу исходного раствора соответствуют воды, выходящие на дне Фумарольного озера в зал. Пийпа (табл. 20). Конденсат, отобраный в точке Ш-16 (см. рис. 17), является низкоминерализованным слабощелочным раствором (рН порядка 7,5) гидрокарбонатно-аммониевого состава.

Состав газовой фазы парагазового конденсата представлен в табл. 21. Проба 1321 отобрана из провала, образовавшегося в гидротермально измененных базальтах по зоне трещиноватости вблизи Ш-17. Газ в точке 130 проходил через воду в термальном котле, где при температуре 70°С раствор имел рН 2 и содержал 0,2161 г/л сульфат-иона.

Как видно из табл. 21, парагазовые эманации имеют достаточно высокое содержание активных восстановителей (водород, метан, сероводород) и щелочей (аммиак). Поэтому, естественно, на глубине среда характеризуется заметной восстановленностью и щелочностью. При подъеме к поверхности вследствие взаимодействия конденсирующейся парагазовой фазы с вмещающими породами и реакции окисления за счет кислорода атмосферы происходит инверсия параметров рН и Eh растворов. Активную роль при этом играют микробиологические процессы. На базальтах Западного термального поля имеют широкое развитие покровы ацидофильной водоросли *Cyanidium caldarium*,

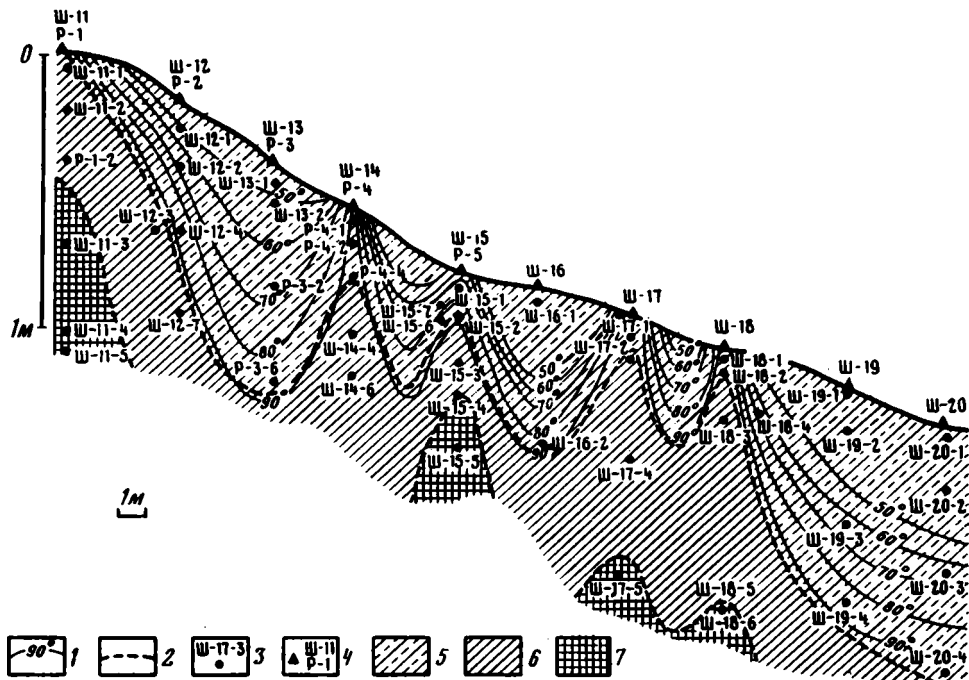


Рис. 17. Ассоциации гидротермальных глинистых минералов в вертикальном разрезе базальтов Западного поля кальдеры Узон

1 — изотермы; 2 — условные границы минеральных ассоциаций; 3 — положение исследованных образцов; 4 — горные выработки (Ш — шурф, Р — ручная скважина); 5—7 — ассоциации глинистых минералов: 5 — смешанослойная каолинит-сметитовая, 6 — сметитовая с примесью смешанослойного каолинит-сметита, 7 — хлорит-монтмориллонитовая.

а в приповерхностной зоне — колонии бактерий *Thiobacillus thiooxidans*, *Th. ferrooxidans*, *Sulfolobus acidocaldarium*. Особое значение в формировании гидрхимической обстановки имеют *Th. thiooxidans*, *Th. ferrooxidans* и микроорганизмы, обитающие в приповерхностных условиях при температурах до 40–70°C, окисляющие самородную серу до серной кислоты, которая фильтруется на некоторую глубину в толщу измененных базальтов. Этот механизм был отмечен Г.А. Заварзиным для гидротермалитов в районе Северо-Камбальных термопроявлений [40, 41] и Т.Д. Броком для Йеллоустонского парка [123]. Плотность микроорганизмов в пределах поля достигает 10⁶ клеток на грамм породы*.

Таким образом, газогидротермальный раствор, участвующий в преобразовании базальтов, гетерогенен: на уровне конденсации парогазовой фазы он обладает щелочной реакцией, в зоне распространения литотрофных микроорганизмов, продуцирующих серную кислоту, является кислым. Граница между зонами нечеткая. В местах выхода высокотемпературных газопаровых струй на поверхность зона субщелочных растворов приближается к поверхности. На более низкотемпературных участках разреза развиты субнейтральные растворы, а в приповерхностной зоне распространены кислые растворы.

Петрографическая и петрохимическая характеристика базальтов позволяет отнести их к плагиофировым высокоглиноземистым разностям, характерным для островодужного вулканизма. Термальное поле сложено аллохтонными глыбами базальтов прижерловой фации среднеплейстоценового стратовулкана Узон.

Свежие базальты представляют собой плотные разности с ярко выраженной порфири-

* Формы микроорганизмов и их плотность определены в Институте микробиологии АН СССР Р.С. Головачевой в образцах, собранных Г.А. Заварзиним.

Таблица 20

Химический состав термальных вод, мг/л

Компонент	Парогазовый конденсат, Проба Ш-16, Западное поле	Гидротермальный раствор, Зал. Пийпа, Фумарольное озеро	Компонент	Парогазовый конденсат, Проба Ш-16, Западное поле	Гидротермальный раствор, Зал. Пийпа, Фумарольное озеро
Li ⁺	Не обн.	2,1	Cl ⁻	4,2	712,6
NH ₄ ⁺	21,0	1,5	Br ⁻	Не обн.	1,6
K ⁺	0,2	42,1	SO ₄ ²⁻	2,0	30,0
Na ⁺	7,8	425,5	HCO ₃ ⁻	90,3	24,4
Mg ²⁺	0,3	1,9	HPO ₄ ²⁻	Не обн.	0,8
Ca ²⁺	2,0	20,8	H ₂ SiH ₆	Не обн.	70,8
F ⁻	Не обн.	0,4	M	127,8	1460,2

Примечание. Анализы выполнены под руководством В.А. Морозовой.

Таблица 21

Химический состав спонтанных газов, об. %

№ пробы	T° C	H ₂	O ₂	N ₂	CH ₄	CO ₂	Ar	H ₂ S
1301	70	0,326	0,00	2,44	3,84	93,50	0,039	0,479
1321	97	0,886	0,00	1,83	3,60	95,20	0,055	0,025

Примечание. Аналитик Н.Я. Непомнящая.

вой структурой. Вкрапленники представлены плагиоклазами, пироксенами и оливином. Фенокристаллы плагиоклаза удлинненно-таблитчатой формы, имеют размер до 1 см и составляют 40% породы. Средний номер вкрапленников плагиоклазов 62–66. Пироксены представлены авгитом и составляют 30% породы. Авгит образует идиоморфные зерна размером 0,2–0,4 мм. В некоторых образцах базальтов встречаются вкрапленники, сложенные гиперстеном. Зерна оливина имеют размер до 0,3 мм. Судя по оптическим константам ($N_m = 1,701$; $N_p = 1,685$; $N_g - N_p = 0,35$; $-2V = 85-88^\circ$), он состоит из 32% фойялитовой и 68% форстеритовой молекул. Оливин часто содержит включения нераскристаллизованного вулканического стекла. Структура основной массы базальта интерсергальная, состоит из лейст плагиоклаза, зерен моноклинного пироксена, оливина и нераскристаллизованного стекла.

Химический анализ базальта указывает на его глиноземистый характер (табл. 22). На диаграмме Куно в координатах Na₂O + K₂O–SiO₂ базальт вулкана Узон занимает положение, характерное для островодужных разностей. Об этом же свидетельствует величина TiO₂ = 1,12%, которая для островодужных базальтов находится в пределах 0,9–1,2%, и отношение Na₂O/K₂O = 3,24, которое близко к 4 и присуще островодужным базальтам.

Вторичные изменения базальтов. Петрографическое изучение базальтов позволило выделить три зоны их гидротермального изменения.

Первая зона характеризуется изменением вулканического стекла и темноцветных минералов (табл. VII, а, б). Она прослеживается в нижних частях разреза базальтов и в отдельных глыбах этих пород, распространенных на разных уровнях разреза. Вторая зона – средние части разреза – характеризуется изменением всех материнских минералов, включая плагиоклазы, но отличается сохранением теневых форм структуры исход-

ной породы (табл. VII, в). Третья зона представлена глинами, часто окремнелыми, алунитовыми, заглинованными; породы этой зоны слагают верхнюю часть разреза.

Первая зона. Для нее характерно растворение вулканического стекла и авгита. Процесс четко прослеживается сначала на фенокристаллах, затем он захватывает и микролиты основной массы породы. Так, в глыбе базальта, вскрытого шурфом III-12, на глубине 0,8 м (табл. XI, а) фенокристаллы авгита и оливина полностью растворены и на их местах в одних случаях остались полые пространства, в других в этих пространствах выкристаллизовывались глинистые минералы. Фенокристаллы и микролиты плагиоклазов остаются относительно свежими. Лишь по трещинам и швам спайности крупных кристаллов плагиоклазов наблюдается слабое развитие глинистых минералов. Последние замещают фенокристаллы пироксенов и образуют хорошо поляризующие крупные агрегаты минерала зеленого цвета. Местами среди основной массы также развивается зеленый хорошо поляризующий глинистый минерал. Этот минерал инкрустирует поры и микротрещины, часто выполняет их полностью. Фенокристаллы плагиоклазов, находящиеся вблизи микротрещин, часто замещаются глинистыми минералами. В них наблюдаются полости растворения, инкрустированные и выполненные глинистыми минералами. Среди измененных базальтов встречаются участки, где по периферии, а местами и в полостях растворенных фенокристаллов пироксенов развиваются вторичный кварц и кальцит. Часто оливин замещается удлинено-пластинчатым цеолитом, который по данным рентгендифрактометрии диагностируется как шабазит. Порода на этом уровне сильно пиритизирована. Пирит образует скопления, приуроченные к линейным зонам микротрещин. Аналогичные изменения наблюдаются в обр. III-11-3, III-11-4, III-15-5, III-17-5, III-18-6. Образования этой зоны представляют собой породу, состоящую из реликтовых порфирировых вкрапленников плагиоклаза, глинистых минералов, вторичного мозаичного кварца, цеолита, кальцита и пирита. Формируется эта порода при температурах, близких к кипению—конденсации, а конденсат имеет pH ~7,5.

Химический состав базальтов разных зон гидротермального изменения представлен в табл. 22 и на рис. 18. При формировании наиболее высокотемпературной зоны субповерхностного гидротермального литогенеза в зависимости от проницаемости пород и от гипсометрического положения склона наблюдаются некоторые нюансы в миграции породообразующих химических элементов. В нижней части склона при изменении базальтов, вскрытых шурфом № 18, из 100 см³ выносятся 0,24 г кремния, 0,01 г титана, 1,67 г закисного железа, 0,95 г кальция, 0,75 г натрия, весь калий. В породе накапливается 0,85 г алюминия, 0,83 г окисного железа и 0,135 г магния. Растворению подвергаются вулканическое стекло, авгит, оливин, из которых высвобождается кальций, магний, двухвалентное железо, алюминий и кремний, и особенно натрий и калий. Почти все эти элементы идут на формирование гидротермальных минералов. Новообразованными минералами в этой зоне при температурах 100°С и несколько выше являются хлорит и смектит. Причем, в породах преобладает смектит и зону гидротермального литогенеза следует называть хлорит-смектитовой.

При образовании аналогичного горизонта гидротермалитов, вскрытых шурфами № 15 и 17, из 100 см³ базальта выносятся 4,12—4,44 г кремния, 0,13—0,5 г титана, 1,32—1,64 г алюминия, 1,31—2,11 г закисного железа, 0,144—0,8 г магния, почти весь кальций, 0,6—0,7 г натрия и 0,1—0,3 г калия. Накапливается в породах 0,78—2,40 г окисного железа. Гидротермальные минералы здесь также образуют хлорит-смектитовую ассоциацию с преобладанием смектита. В гидротермально измененных базальтах присутствует также шабазит.

В самой верхней части склона при образовании хлорит-смектитовой зоны наблюдается вынос 1,62 г кремния, 0,09 г титана, 0,5 г алюминия, 1,17 г закисного железа, 0,62 г магния, 0,86 г кальция, 0,65 г натрия. Малоподвижным на этом участке профиля является калий, а окисное железо накапливается в количестве 0,61 г на 100 см³. В этой части склона наблюдается максимальное преобладание паровой фазы и, следовательно, конденсата.

Таблица 22

Химический состав гидротермально измененных базальтов
Западного термального поля кальдеры Узон

Компонент	З-1		Ш-11-5-80		Ш-11-2-80		Ш-11-1-80		Ш-12-6-80	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	51,26	7,685	48,29	6,069	47,84	6,770	44,13	3,211	46,12	4,434
TiO ₂	1,12	0,216	0,76	0,123	0,82	0,149	1,05	0,098	0,91	0,112
Al ₂ O ₃	18,84	3,203	18,90	2,694	20,45	3,282	19,23	1,587	18,35	2,001
Fe ₂ O ₃	0,81	0,183	4,22	0,793	8,14	1,722	13,24	1,441	8,16	1,173
FeO	9,04	2,252	5,17	1,080	3,74	0,880	3,52	0,426	3,49	0,558
MnO	0,22	0,055	0,28	0,058	0,13	0,030	0,05	0,006	0,21	0,033
MgO	4,10	0,793	1,05	0,170	4,17	0,761	1,47	0,138	4,03	0,500
CaO	9,36	2,114	6,60	1,250	0,10	0,021	0,01	0,001	5,27	0,763
Na ₂ O	3,20	0,763	0,56	0,112	0,08	0,018	0,08	0,009	1,24	0,190
K ₂ O	0,84	0,224	0,97	0,217	0,19	0,048	0,23	0,030	3,12	0,533
П.п.п.	0,63	0,023	12,96	0,390	14,46	0,489	16,89	0,294	8,96	0,206
P ₂ O ₅	0,24	0,034	0,18	0,021	1,18	0,156	0,21	0,014	0,19	0,017
Сумма	99,66		99,94		101,30		100,11		100,05	
Объемный вес		3,197		2,689		3,071		1,560		2,059

Компонент	Ш-17-5-80		Ш-17-4-80		Ш-17-6-80		Ш-18-5-80	
	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	47,65	3,562	46,45	0,780	58,01	4,253	42,65	3,174
TiO ₂	0,87	0,083	0,93	0,020	1,22	0,115	0,91	0,087
Al ₂ O ₃	18,36	1,556	22,88	0,436	7,64	0,635	23,96	2,022
Fe ₂ O ₃	8,67	0,969	9,83	0,247	11,07	1,214	9,83	1,094
FeO	1,13	0,140	1,16	0,032	1,72	0,210	0,13	0,016
MnO	0,30	0,037	0,12	0,003	0,04	0,005	0,06	0,007
MgO	6,73	0,649	1,83	0,040	0,17	0,016	0,57	0,055
CaO	Нет	—	0,01	0,000	0,01	0,001	0,01	0,001
Na ₂ O	0,07	0,008	0,08	0,002	0,07	0,008	0,07	0,008
K ₂ O	0,90	0,120	1,05	0,031	0,53	0,069	0,64	0,085
П.п.п.	15,15	0,271	15,62	0,063	20,07	0,352	20,22	0,360
P ₂ O ₅	0,11	0,008	0,11	0,002	0,08	0,005	0,08	0,006
Сумма	99,94		100,07		100,63		99,13	
Объемный вес		1,600		0,360		1,580		1,581

Образование хлорит-сметитовой зоны идет, как правило, с уменьшением объемного веса пород в довольно широких пределах на 16–50%. Такие изменения в составе пород связаны с почти полным растворением вулканического стекла, оливина и авгита. Сопровождается этот процесс синтезом глинистых минералов и цеолита (шабазита), причем растворение материнских минералов преобладает над синтезом гидротермальных минералов. Кроме того, часть железа, мобилизованная при растворении первичных минералов, связывается с сероводородом, образуя пирит.

На рентгеновской дифрактограмме обр. Ш-П-4-80 в области малых брегговских углов выделяются два сильных базальных отражения с $d = 14,0 \text{ \AA}$, а также отражения с $d = 7,15$ и $4,47 \text{ \AA}$ и хорошо разрешимый дуплет с $d = 3,56$ и $3,53 \text{ \AA}$ (рис. 19). После насыщения глицерином на дифрактограмме возникают интенсивное отражение с $d = 17,8 \text{ \AA}$ и серия рефлексов с $d = 9,9$; $5,8$; $4,46 \text{ \AA}$ и т.д., близких к целочисленной с $d = 17,8 \text{ \AA}$.

III-12-4-80		III-12-3-80		III-12-2-80		III-15-5-80		III-15-4-80	
1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
49,02	3,362	42,72	3,593	45,89	2,888	33,51	3,245	34,52	3,579
0,76	0,067	0,87	0,094	1,23	0,099	0,53	0,066	0,64	0,085
17,30	1,346	22,58	2,154	24,21	1,728	17,06	1,874	23,53	2,767
10,42	1,069	9,16	1,152	11,72	1,103	17,48	2,531	10,01	1,553
2,93	0,334	1,90	0,266	1,68	0,176	5,81	0,935	1,27	0,219
1,12	0,127	0,01	0,001	0,03	0,003	0,06	0,010	0,02	0,003
3,90	0,345	0,95	0,103	0,57	0,046	1,02	0,127	0,34	0,045
0,20	0,021	0,10	0,013	0,01	0,001	0,73	0,107	0,01	0,002
0,27	0,029	0,14	0,019	0,08	0,008	1,23	0,189	0,07	0,012
0,61	0,074	0,20	0,030	0,06	0,007	3,18	0,547	1,29	0,238
14,11	0,232	21,17	0,426	15,27	0,230	19,16	0,444	28,13	0,698
0,11	0,007	0,14	0,011	0,15	0,009	0,03	0,003	0,14	0,014
100,75		99,94		100,90		99,80		99,98	
	1,480		1,801		1,360		2,070		2,221

III-18-5-80		III-18-2-80		III-19-3-80		III-19-1-80	
1	2	1	2	1	2	1	2
46,94	7,442	35,84	2,662	51,31	0,983	7,27	0,732
0,99	0,201	1,49	0,142	0,93	0,023	нет	—
22,47	4,040	21,89	1,844	30,81	0,669	34,85	3,498
4,28	1,015	14,42	1,602	1,53	0,044	0,47	0,062
2,19	0,577	2,48	0,306	0,59	0,019	0,03	0,004
0,20	0,053	0,13	0,016	0,02	0,001	Нет	—
4,54	0,928	1,64	0,157	0,26	0,006	0,78	0,089
0,69	0,165	0,01	0,001	0,01	0,000	0,79	0,105
0,07	0,018	0,08	0,009	0,23	0,007	7,20	1,013
Нет	—	0,25	0,033	0,08	0,003	1,30	0,205
17,87	0,678	21,56	0,383	14,03	0,064	45,24	0,958
0,19	0,028	0,16	0,011	0,15	0,003	1,32	0,32
100,43		99,95		99,95		100,25	
	3,411		1,591		0,410		1,902

После прокаливания до 550°C на дифрактограмме фиксируются рефлексы с $d = 14,0; 9,98; 7,17; 4,87; 3,54$ и $3,25 \text{ \AA}$. Отмеченная серия рефлексов свидетельствует о том, что в породе присутствуют смектит и хлорит, причем отсутствие полной целочисленности смектитовых рефлексов глицеринового комплекса и прокаленного препарата указывает на гетерогенность его кристаллитов и присутствие среди них небольшого количества слюдистых слоев. На дифрактограмме препарата, прокаленного до 550°C , хлориту принадлежат рефлексы с $d = 14,0; 7,1; 3,54 \text{ \AA}$. По соотношению интенсивностей базальных отражений хлорит имеет магnezильно-железистый состав. Весьма примечательным является нахождение в изученной породе небольшого количества каолининовой компоненты, которая определяется по наличию рефлекса с $d = 3,56 \text{ \AA}$ в воздушно-сухом препарате, и полосы 3700 см^{-1} на инфракрасных спектрах. Хлорит развит в виде относительно крупных (порядка 4 мкм) пластинчатых кристаллов, образующих агрегаты, развивающиеся в пределах единого протофенокристалла (см. табл. VII, а).

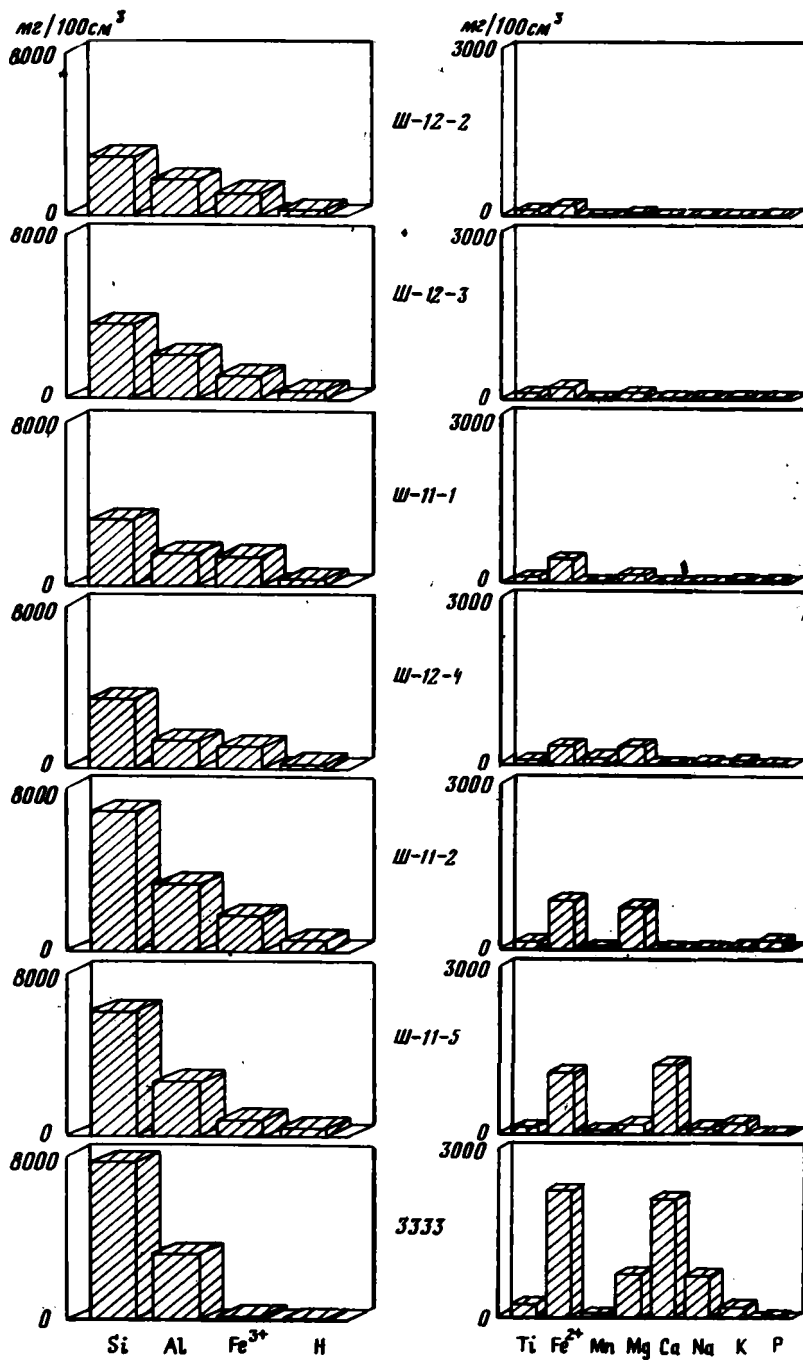


Рис. 18. Гистограммы химического состава гидротермалитов Западного термального поля кальдеры Узон (обр. 3333 – материнская порода)

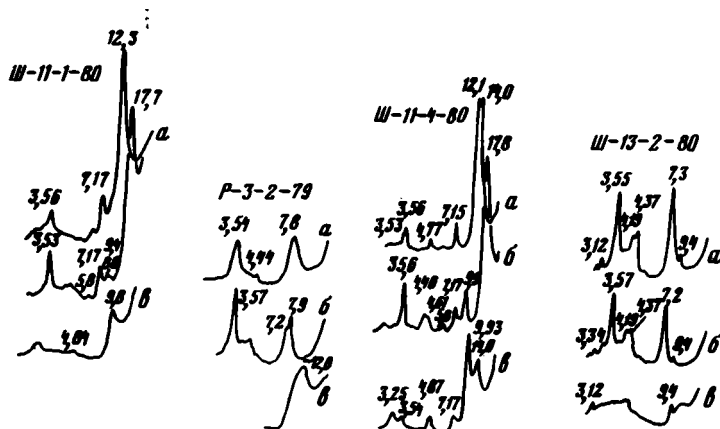


Рис. 19. Типы рентгеновских дифрактограмм образцов отдельных минеральных ассоциаций
 Препараты: а — воздушно-сухие; б — насыщенные глицерином, в — прокаленные при 550° С

Смектит чаще всего выполняет поровые пространства и трещины в первичных минералах и вулканическом стекле и представлен глобулами, имеющими размер 10 мкм, сложенными мелкими, до 1 мкм, пластинчатыми кристаллами (см. табл. VII, б). Аналогичный состав глинистых минералов определяется по рентгendifрактограммам обр. Ш-15-5-80, Ш-17-5-80, но в обр. Ш-17-5-80, отобранный из зоны, омываемой парогазовой струей, отсутствуют признаки каолининовой компоненты, а отражение с $d = 3,56 \text{ \AA}$ относится к хлориту (на ИК-спектре отсутствует полоса 3700 см^{-1}).

Таким образом, в породах первой зоны измененных базальтов, распространенных в нижних частях разреза, формируются железисто-магнезиальный хлорит и смектит. В этих породах присутствует также в небольших количествах каолинит.

В т о р а я з о н а. Породы второй зоны изменения базальтов расположены выше первой и представляют собой глины с реликтовой структурой базальта. Глинистые минералы здесь имеют несколько типов развития. Во-первых, они развиваются в пределах протофенокристаллов как темноцветных минералов, так и плагиоклазов. При этом агрегаты глинистых минералов полностью замещают кристалл или инкрустируют полости, возникшие при его растворении. Часто материнский кристалл замещается несколькими генерациями глинистых минералов, которые последовательно сначала инкрустировали полости его растворения, а затем полностью замещали его, образуя псевдоморфозы (см. табл. VII, в). При замещении зерен плагиоклазов глинистые минералы вначале развивались по плоскостям и трещинам спайности, а затем полностью замещали растворившийся кристалл. В этих случаях глинистые минералы, заместившие протокристалл, характеризуются разной степенью раскристаллизации. Во-вторых, глинистые минералы являются цементом, развиваясь по всей основной массе породы в виде разориентированных агрегатов. В основной массе встречается множество микротрещин, выполненных глинистыми минералами более поздней генерации. Эти минералы образуют микропрожилки, в которых кристаллы растут перпендикулярно зальбандам. Некоторые фенокристаллы плагиоклаза, реже авгита, замещены опалом. Нередко по периферии протофенокристаллов плагиоклазов формируются микропрожилки и скопления мозаичного кварца. Крупные поры инкрустированы пластинчатым цеолитом — шабазитом. Породы этой зоны также сильно пиритизированы. Пирит является минералом поздней генерации и либо приурочен к микротрещинам, либо локализован по периферии протокристаллов оливина, замещенных глинистыми минералами. Все это указывает на то, что источником железа для пирита являются первичные минералы базальта, при растворении которых высвобождается этот элемент. Приуроченность пирита к вертикаль-

ным микротрещинам свидетельствует об его образовании за счет сероводорода спонтанных газов. Пирит кристаллизуется в виде кубооктаэдров.

Вторая зона изменения базальтов часто развивается на субстрате, сформировавшемся после растворения в базальтах вулканического стекла и темноцветных минералов. В породах этой зоны за счет пирита увеличивается объемный вес. Так, в породах, вскрытых шурфом № 11 на глубине 0,25 м (обр. Ш-11-2-80), объемный вес базальтов в торой зоны изменения возрастает по сравнению с первой на 14%, в шурфе № 12 на глубине 0,5 м (обр. Ш-12-3-80) — на 21%, в шурфе № 15 на глубине 0,5 м (обр. Ш-15-4-80) — на 39%.

В вершинной части склона (шурф № 11) при формировании пород второй зоны изменения базальтов из 100 см³ породы выносятся 0,9 г кремния, 0,06 г титана, 1,97 г закисного железа, 0,03 г магнезия, 0,17 г калия, почти весь кальций и натрий. Накапливается в породах алюминий и окисное железо.

В средней части склона образование второй зоны идет с выносом кремния 4,30–6,90 г (в более низких частях склона отмечается большая подвижность кремния), 0,14–0,19 г титана, 1,85–2,77 г алюминия, 1,70–2,20 г закисного железа, 0,45–0,75 г магнезия, 0,15–0,19 г калия, почти весь кальций и натрий.

Вторая зона изменения базальтов характеризуется повсеместным развитием глинистых минералов и представляет собой зону аргиллизации с преимущественным развитием смектита и существенной примесью смешанослойного каолинит-смектита.

На рентгенограммах воздушно-сухих препаратов смектит выделяется по отражениям с $d = 12,0\text{--}13,2 \text{ \AA}$, изменяющимся в глицериновом комплексе до значений $d = 17,7 \text{ \AA}$, а после прокаливания до 550°С — до значений $d = 9,8 \text{ \AA}$ (см. рис. 19). В нижней части зоны встречается минерал с $d = 11,6 \text{ \AA}$, разбухающий в глицериновом комплексе до значений $d = 18,4 \text{ \AA}$ и сокращающийся после прокаливания до $d = 10,1 \text{ \AA}$. Этот минерал представляет собой калиевый смектит.

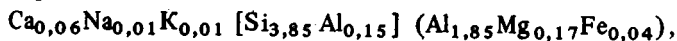
По данным электронографических исследований косых текстур (ЭКТ) смектиты из второй зоны гидротермального литогенеза базальтов являются диоктаэдрическими алюминиевыми монтмориллонитами.

В природном состоянии их структуру можно охарактеризовать как неупорядоченную. На это указывает отсутствие отражений трехмерной дифракции на ЭКТ. На ЭКТ К-формы этих минералов появляется четкий набор отражений hkl . Индексирование и анализ распределения интенсивностей рефлексов позволили рассчитать параметры их элементарных ячеек. Обр. Ш-П-2-80 имеет $a = 5,21$, $b = 9,01$, $c = 10,08$, $\beta = 99,6$, $|\frac{c \cos \beta}{a}| = 0,323$; обр. Ш-П-1-80 — $a = 5,20$, $b = 8,99$, $c = 10,09$, $\beta = 99,8$, $|\frac{c \cos \beta}{a}| = 0,330$; обр. Ш-17-4-80 — $a = 5,20$, $b = 9,00$, $c = 10,08$, $\beta = 99,7$, $|\frac{c \cos \beta}{a}| = 0,327$.

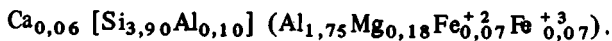
Наличие наиболее сильных отражений с индексами 022 и 113 на первом эллипсе ЭКТ их К-форм, позволяют считать, что трансоктаэдрические позиции в изученных монтмориллонитах заселены катионами на 75–100%.

Результаты химического анализа позволили рассчитать кристаллохимические формулы монтмориллонитов (табл. 23):

обр. Ш-П-1-80



обр. Ш-17-4-80



Все эти монтмориллониты относятся к низкозарядным разностям и имеют близкий химический состав и параметры кристаллической решетки. Величины их кристаллохи-

Таблица 23

Химический анализ глинистой фракции гидротермально измененных базальтов Западного поля кальдеры Узон, %

Компонент	Ш-П-2-80	Ш-П-1-80	Ш-17-1-80	Ш-13-1-80	Ш-20-1-80
SiO ₂	40,10	42,85	33,09	30,58	40,04
SiO ₂ ам.	4,11	3,48	2,88	5,32	3,90
TiO ₂	1,04	1,10	0,99	0,94	0,88
Al ₂ O ₃	15,66	18,97	13,22	13,26	21,01
Al ₂ O ₃ ам.	1,89	1,63	7,25	8,21	15,24
Fe ₂ O ₃	0,12	0,15	0,80	0,76	0,26
Fe ₂ O ₃ ам.	11,28	11,88	9,58	8,37	0,97
FeO	1,06	0,47	0,67	0,46	0,14
MnO	0,07	0,05	0,08	0,05	0,01
MgO	2,95	1,27	1,06	0,45	0,18
CaO	0,68	0,63	0,49	5,65	0,30
P ₂ O ₅	0,01	0,07	Следы	0,07	0,15
Na ₂ O	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
K ₂ O	0,13	0,26	0,38	0,19	0,04
H ₂ O ⁺	9,11	9,91	11,94	11,92	14,90
H ₂ O ⁻	7,11	5,86	7,71	4,61	0,97
CO ₂	0,28	Нет	Нет	Нет	0,35
C	0,60	0,47	0,60	0,80	Нет
Сумма	102,36	100,14	102,20	100,24	100,27

Примечание. Аналитик К.А. Степанова.

мического параметра X в узких пределах 0,10–0,15, что свидетельствует об ограниченном изоморфизме кремния на алюминий в тетраэдрах, параметр U в пределах 0,21–0,25. Все монтмориллониты из описываемой зоны характеризуются малой величиной параметра Z , равной 0–0,07.

Смешанослойный каолинит-сметтит имеет на рентгенограммах первый рефлекс в интервале $d = 7,1–7,8 \text{ \AA}$, второй – $3,54–3,58 \text{ \AA}$. После насыщения глицерином первые рефлексы, как правило, сокращаются на десятые доли ангстрема, лишь в редких случаях отмечается их увеличение, а вторые – увеличиваются. После прокаливании до 550°C на дифрактограммах появляются пологий рефлекс с максимумом $d = 11–12 \text{ \AA}$ (обр. Р-3-2-79, см. рис. 19). Такое разнообразие дифракционных картин свидетельствует о присутствии нескольких фаз гетерогенных кристаллитов смешанослойных каолинит-сметтитовых образований, слагающих измененные базальты. Гетерогенность кристаллитов обусловлена разным количественным соотношением в структуре минералов каолинитовых и сметтитовых слоев, нормой их переслаивания и свидетельствует о неоднородности среды минералообразования [25, 22].

В целом для базальтов второй зоны гидротермального литогенеза характерно присутствие смешанослойных каолинит-монтмориллонитовых образований с содержанием каолинитовой компоненты в их структуре от 10–15 до 30%. Химический состав монтмориллонитов и смешанослойных каолинит-монтмориллонитов указывает на сходство монтмориллонита из этой зоны с монтмориллонитовыми слоями смешанослойных образований (см. табл. 23). Смешанослойный каолинит-монтмориллонит слагает протокристаллы и основную массу породы в виде мелких чешуйчатых кристаллов, формирующих глобулообразные агрегаты. Величина чешуек этого образования примерно в 2 раза больше, чем чешуек монтмориллонита. Минералы монтмориллонитовой ассоциации с примесью смешанослойного каолинит-монтмориллонита часто встречаются совместно с цеолитом. Отмеченная ассоциация распространена в породах в зоне температур от 100 до 90°C . В горизонте с температурами 90°C преобладают смешанослойные

каолинит-монтмориллонитовые образования (см. рис. 17). Они аналогичны описанным выше, но в ряде мест разреза у них есть своя специфика, обусловленная их составом. На рентгенограммах этих минералов (обр. Ш-20-1) значение d первого порядка равны 7,17 Å, второго порядка – 3,55–3,57 Å, причем интенсивности d (001) значительно выше d (002). После прокаливания этих минералов до 550°C на дифрактограммах фиксируется пологий рефлекс с $d = 11–12$ Å. Эти смешанослойные образования содержат минимальное количество монтмориллонитовых слоев [25]. Каолининовая составляющая в этих образованиях имеет довольно высокую степень трехмерного порядка.

Таким образом, гидротермальным продуктом литогенеза базальтов в низкотемпературных близповерхностных условиях является смешанослойный каолинит-монтмориллонит с переменным количеством в структуре монтмориллонитовых слоев. Содержание монтмориллонитовых слоев в этих образованиях колеблется от минимальных количеств до 30%. Смешанослойные образования с минимальным содержанием монтмориллонитовых слоев приурочены к наиболее низкотемпературным зонам с кислой средой минералообразования. Этот минерал в структурном и генетическом отношении представляет большой интерес и рассматривается в специальной главе.

В поверхностной зоне измененных базальтов распространены каолинит, опал, алузит, гипс, самородная сера и квасцы.

Трансформация базальтов в глины в свете изложенного материала представляет собой совокупность процессов растворения минералов материнской породы и синтеза гидротермальных минералов в субщелочных условиях и последующим изменением их в кислых условиях.

Растворение силикатных материнских минералов базальта осуществляется малоинерализованными слабощелочными растворами, представляющими собой конденсат восходящего парогазового дифференциата хлоридных натриевых термальных вод. На уровне конденсации раствор имеет температуру ~100°C и щелочность 7,5. В близповерхностных условиях его температура постепенно падает, происходит смешение субщелочных конденсатных терм и поверхностных сернокислых растворов, а в зоне приповерхностной аргиллизации воды приобретают кислую реакцию.

Определяющую роль в создании неоднородных условий среды изменения базальтов на Западном термальном поле играют микроорганизмы, особенно бактерии *Th. thiooxidans* и *Th. ferrooxidans*, обитающие в приповерхностных зонах изменяющихся пород. Эти бактерии, как было описано выше, способны окислять самородную серу до серной кислоты. Генерированная на поверхности серная кислота проникает в более глубокие горизонты изменяющихся пород.

Такая гетерогенность физико-химической обстановки послужила причиной формирования в разрезе измененных базальтов Западного термального поля последовательных зон вторичных минералов (см. рис. 17). Наиболее ранней является зона развития хлорита и монтмориллонита (хлорит-монтмориллонитовая зона). Она характеризуется температурами порядка 100°C и pH 7,5. Этот процесс осуществляется за счет растворения материнских минералов базальта в среде, не насыщенной относительно кремния, алюминия, магния и железа. Воды обогащаются этими элементами при растворении материнских минералов и становятся минералообразующими для хлорита и монтмориллонита при параметрах, отмеченных выше. При температурах 100–90°C и pH порядка 7,0–7,3 образуются монтмориллонит и смешанослойный каолинит-монтмориллонит (монтмориллонит – смешанослойный каолинит – монтмориллонитовая зона). При температурах меньше 90° и pH ниже 7 формируется исключительно смешанослойный каолинит-монтмориллонит, причем, чем выше кислотность среды, тем меньше содержание в структуре этого образования монтмориллонитовых слоев (смешанослойный каолинит – монтмориллонитовая зона).

На поверхности измененных базальтов, в условиях кислой среды обитания ацидофильной водоросли *Cyanidium caldarium*, наблюдается деструкция каолинита и образование опала.

Западное термальное поле кальдеры Узон является хорошим тестобъектом, иллюстрирующим действие на породы различных по составу и генезису вод.

Изученный профиль изменения базальтов сформировался в области разгрузки парогазовых дериватов гидротерм с довольно высоким содержанием сероводорода, послужившим субстратом для развития специфической микрофлоры на поверхности пород. Участвующие в этом процессе поверхностные воды формируются при смешении метеорной и термальной конденсатной воды. Состав раствора обусловлен балансом водных составляющих и развитием микроорганизмов, использующих кислород атмосферы, приносимый этими водами, для окисления серы и образования серной кислоты. В целом для образования зоны смешанослойного каолинит-монтмориллонита с минимальным содержанием монтмориллонитовых слоев (до 10%) из 100 см³ базальта выносятся 6,70 г кремния (87%), 2,53 г алюминия (79%), 2,42 г суммарного железа (92%), 0,79 г магния (99%), почти весь кальций и калий. Отношение объемных содержаний кремния к алюминию меняется от 2,3 в свежих базальтах до 1,5 в глинах, представляющих собой продукт третьей зоны гидротермального изменения базальтов.

В разрезе базальтов при определенных условиях возникает одновременная миграция субщелочного и кислого растворов. Восходящие потоки вторичного пара при конденсации образуют субщелочные растворы. В результате их взаимодействия с вмещающими породами формируется хлорит-монтмориллонитовая ассоциация глинистых минералов. Соответственно в зоне действия кислых растворов образуется каолинит. При этом в измененных базальтах наблюдается пестрая картина распределения ассоциаций глинистых минералов и отсутствует чисто каолинитовая фаза. Такое явление возникает в результате постоянной смены путей миграции субщелочных и кислых растворов, вызванной вариациями температуры, количеством атмосферных осадков и кальматацией гидротермальными минералами каналов их циркуляции и т.п. После прекращения деятельности субщелочных растворов измененные базальты, сложенные хлорит-монтмориллонитовой ассоциацией глинистых минералов, в приповерхностных условиях подвергаются действию кислых растворов, которые при проникновении вглубь постепенно нейтрализуются. В кислых условиях осуществляется дальнейший вынос катионов и кремния из монтмориллонита и относительное накопление алюминия. При этом осуществляется разрушение монтмориллонита и синтез неупорядоченных каолинит-монтмориллонитовых минералов, кристаллиты которых в нижних частях разреза содержат до 30% остаточных "запечатанных" монтмориллонитовых слоев, в верхних — от минимальных количеств до 10%. Такая разница в содержании монтмориллонитовых слоев обусловлена гетерогенностью растворов, прорабатывающих монтмориллонит.

В кальдере Узон смешанослойные каолинит-смектитовые образования встречаются также на возвышенных участках Северного термального поля, сложенного тефроидным материалом базальтового состава.

ТЕРМАЛЬНОЕ ПОЛЕ ДОЛИНЫ ГЕЙЗЕРОВ

Характерный вертикальный профиль гидротермалитов сформировался на склонах Долины Гейзеров, расположенных на высоких гипсометрических уровнях.

Долина Гейзеров прорезает узким каньоном лавовое плато, приподнятое на несколько сотен метров над уровнем океана. В геологическом строении района принимают участие породы верхнеплиоцен-четвертичного возраста, подразделяющиеся на два комплекса. Нижний представляет собой туфогенную толщу верхнеплиоценового или древнечетвертичного возраста. Эти породы слагаются переслаивающимися псефитовыми, псаммитовыми и алевропелитовыми туфами и туфобрекчиями андезитового состава. Верхний комплекс составляют лавы и пирокластические породы того же андезитового состава. Здесь широко развиты некки и экструзии андезито-дацитов и дайки базальтов. Возраст пород этого комплекса средне-верхнечетвертичный. Непосредственно на участке выхода гидротерм развита толща туфогенных слаботрещиноватых пород нижнего комплекса.

Выходы высоконагретых гидротерм и парогазовых струй отмечаются по обоим берегам р. Гейзерной, причем парогазовые струи локализованы на высоких гипсометрических уровнях. Общий дебит всех гидротерм составляет 277 кг/с [101]. Парогидротермы Долины Гейзеров относятся к азотно-углекислому ("гейзерному") типу.

В газовом составе этих парогидротерм содержится CO_2 54,8 об.%, азота — 44,2 об.%, в незначительных количествах иногда встречается метан, водород и сероводород. Общее содержание газов не превышает 50–100 мг/л. По генезису и ионному составу термальные воды подразделяются на два подтипа — гейзерный и конденсатный. Первый характеризуется хлоридным натриевым составом, общей минерализацией до 5 г/л, содержанием ортокремниевой кислоты до 490 мг/л. Конденсатные воды имеют сульфатный кальциево-натриевый и гидрокарбонатный состав, их общая минерализация колеблется в пределах 0,1–0,5 г/л. Эти воды имеют решающее значение при гидротермальном литогенезе. Конденсатные воды представляют собой трансформированные в близповерхностных условиях хлоридные натриевые растворы и по составу близки к гейзерным водам. Они распространены выше уровня вскипания—конденсации и подвержены порово-капиллярной миграции. В химическом отношении конденсатные воды являются растворителем, обогащаясь на контакте с породой компонентами растворенного материала. В пределах Долины Гейзеров в отличие от Узона вся толща туфов еще до воздействия современных гидротермальных растворов претерпела гидротермальные изменения, приведшие к хлоритизации и отчасти к адуляризации (пропилитизация). Другим существенным отличием от кальдеры Узон является малое содержание в газоводных растворах Долины Гейзеров сероводорода и других соединений серы. Возможно, что здесь определенную геохимическую роль в формировании кислой среды наряду с тионовыми бактериями играют и нитрофицирующие микроорганизмы, использующие аммиак газоводных растворов для генерации азотной кислоты.

При формировании долины р. Гейзерной эрозией вскрыты и выведены на поверхность глубинные горизонты пепловых и пеплово-пемзовых хлоритизированных туфов андезито-дацитового состава, имеющих различную структуру. Современный гидротермальный литогенез осуществляется здесь в условиях крутых склонов. Гидротермально измененные породы Долины Гейзеров характеризуются содержанием железа, достигающим до 8%, локализованным в верхних частях разреза гидротермалитов. Характерной чертой гидротермалитов является исключительное распространение в них железа в окисной форме в составе гетита, гидрогетита, реже гематита. Широкое развитие на поверхности гидротермалитов ацидофильной водоросли *Cyanidium Caldarium* свидетельствует о господстве здесь кислой гидрогеохимической среды [43, 44].

На рис. 20 представлена схема распространения ассоциаций гидротермальных минералов района больших гейзеров. По составу глинистых минералов профиль бizonальный. Нижняя часть разреза слагается смектитом с реликтами хлорита, верхняя часть на склоне — смешанослойным каолинит-смектитом.

Смектит замещает скелетную часть пемз, выполняет поровые пространства в них, а также развивается по хлориту и другим темноцветным минералам. Оптически выделяются три генерации смектита, различающиеся по интерференционной окраске, цвету и размерам. Смектит, замещающий пемзовую ткань, представлен слюдоподобными чешуйчатыми агрегатами с относительно высоким двупреломлением. Смектит, развивающийся в пустотах и в цементе, образует тонкодисперсную массу, местами раскристаллизованную в виде игольчатых кристаллов с серыми цветами интерференции. И наконец, смектит в виде зеленого тонкодисперсного чешуйчатого минерала с серыми цветами интерференции, развивающийся при изменении фемических минералов. Местами смектит, развивающийся по вулканическому стеклу, имеет малиновую окраску.

На рентгеновских дифрактограммах смектита (рис. 21) фиксируется сильное базальное отражение с $d(001) = 14,7 \text{ \AA}$. После насыщения глицерином $d(001)$ увеличивается до 17,6–18,0 \AA и появляется серия слабых рефлексов с $d(001)$, равными 8,8; 6,0; 4,4; 3,5; 2,96 \AA и др., близкая целочисленной 17,6 \AA . После прокаливании при 550°С на дифрактограммах отмечается сокращение $d(001)$ до 9,7 \AA . На некоторых дифракто-

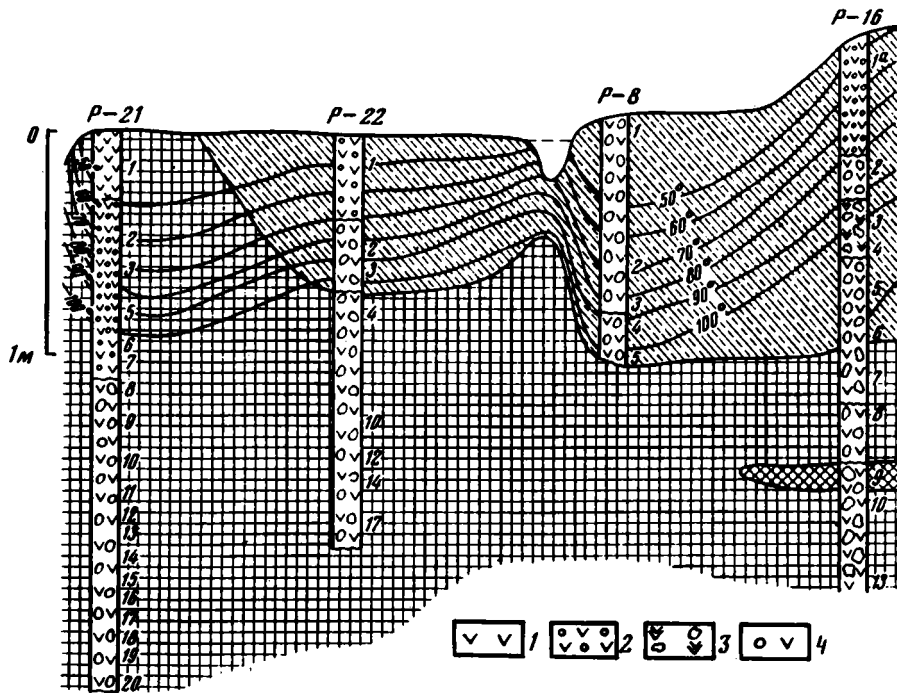


Рис. 20. Схема зональности гидротермалитов Долины Гейзеров и распространение в них гидротермальных минералов

1 — пепловый туф аргиллизированный, 2, 3 — пеплово-пемзовый туф аргиллизированный (2) и сильно аргиллизированный (3); 4 — пеплово-пемзовый туф. Остальные условные обозначения см. рис. 15

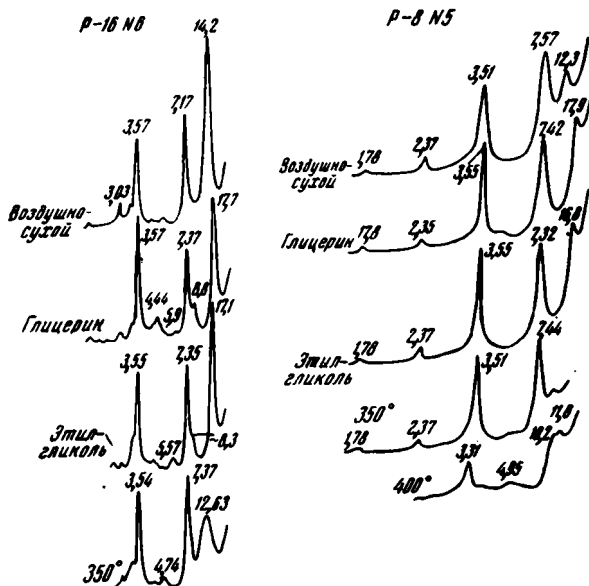


Рис. 21. Рентгеновские дифрактограммы смешанослойных каолинит-сметитов

граммах выделяется субпериод, соответствующий межплоскостному расстоянию порядка 29–30 Å. Эти же образцы, насыщенные глицерином или этиленгликолем, характеризуются отсутствием субпериода. По-видимому, эффект субпериода возникает вследствие различного строения межслоевых промежутков у разных генераций смектита, слагающих образец. Это подтверждается тем, что после насыщения глицерином базальные отражения смектита приобретают целочисленную серию с $d(001) = 17,6 \text{ Å}$.

В измененных туфах, расположенных на крутых склонах Долины Гейзеров, среди глинистых минералов распространен смешанослойный каолинит-смектит. На рис. 21 приводятся дифрактограммы двух типичных образцов смешанослойных образований с соотношением каолинитовых слоев 80–85% и смектитовых 15–20% (обр. Р-16 № 6 и Р-8 № 5 соответственно). На дифрактограмме исходного образца Р-16 № 6 отмечаются рефлексы с $d = 14,2 \text{ Å}$ (смектит) и с $d = 7,17$ и $3,57 \text{ Å}$. Последние два можно было бы диагностировать как каолинитовые, однако после насыщения глицерином рефлекс с $d = 7,17 \text{ Å}$ увеличивается до $d = 7,37 \text{ Å}$, а после прокаливания до 350°C $d = 7,35 \text{ Å}$, т.е. практически остается постоянным. Отмеченное свойство характерно для смешанослойных образований каолинит-смектитового состава с фактором ближнего порядка $S = 0$ и с соотношением вероятностных коэффициентов встречаемости $W_k : W_c$ каолинитовых и смектитовых слоев, равных 0,85 : 0,15.

В обр. Р-8 № 5 смектитовой фазы несколько больше, а смешанослойное каолинит-смектитовое образование имеет базальные отражения с $d = 7,57$ и $3,51 \text{ Å}$. После насыщения глицерином межплоскостное расстояние, соответствующее первому отражению, сокращается до $7,42 \text{ Å}$. После прокаливания до 350°C наблюдается аналогичное сокращение межплоскостного расстояния до $7,44 \text{ Å}$. В этом образце $W_k : W_c = 0,8 : 0,2$, т.е. отмечается большее содержание смектитовых слоев, чем в обр. Р-16 № 6 [25].

Смешанослойный каолинит-смектит выполняет поры и каверны растворения, а в ряде случаев слагает всю ткань бывшего туфа, а смектит – только отдельные участки, запечатанные кварцем.

При гидротермальном литогенезе туфов Долины Гейзеров смектит образуется под воздействием современных гидротермальных растворов хлоридного натриевого состава на обломки вулканического стекла, местами хлоритизированного, фенокристаллы пироксенов и плагиоклазов. Механизм образования смектитовых минералов такой же, как на Узоне, – растворение первичных минералов и кристаллизация смектита из растворов, возникающих на границах растворения. Помимо синтеза смектита не исключается и трансформационный механизм его образования при выносе из хлорита части магния под действием гидротермального раствора.

Смешанослойный каолинит-смектит встречается исключительно выше уровня приповерхностного вскипания хлоридных натриевых вод, в зоне распространения кислых конденсатных вод. Конденсатный раствор, по-видимому, подкисляется помимо сульфат-иона азотной кислотой, генерируемой нитрофицирующими бактериями. Механизм действия кислого поверхностного раствора на смектитовые минералы гидротермально измененных туфов такой же, как при изменении базальтов Западного термального поля кальдеры Узон. Под действием кислых растворов идет деструкция смектита и синтез каолинита. Смектитовые же слои в разных количествах остаются "запечатанными" в новообразованном каолините.

ВОСТОЧНО-ПАУЖЕТСКОЕ ТЕРМАЛЬНОЕ ПОЛЕ

В пределах Паужетской гидротермальной системы разгрузка гидротерм на высоких гипсометрических уровнях практически начинается с Восточно-Паужетского термального поля и особенно ярко проявляется в районе Северо-Камбалных паровых струй (см. рис. 1).

Гидротермалиты Восточно-Паужетского термального поля детально изучены В.М. Пампурой [88]. По данным этого исследователя, выходы паровых струй приуро-

чены к толще флювиогляциальных валунно-галечных отложений и туфогравелитов, перекрывающих толщу тонкослоистых туфов паужетской свиты.

Гидротермально измененные породы образуют здесь зональное тело размером 50 X X 150 м, вытянутое в широтном направлении. Верхняя зона гидротермалитов мощностью 0,2–2,0 м складывается каолинитовыми глинами, нижняя часть аргиллизированного разреза представлена смектитовыми глинами мощностью свыше 2,5 м. Степень гидротермального изменения пород неравномерная, зависит от проницаемости туфогенного материала. Максимальные изменения приурочены к развитию трещиноватости и близости к паровым струям.

Положение изотерм 30–40°С и 50–70°С в центральной части поля связано с формой рельефа, а изотермы 90°С образуют куполовидную структуру теплового поля, верхняя часть которой приурочена к участку тектонических трещин. В местах выходов пара наблюдается резкий подъем изотерм 90°С, а также сокращение и выклинивание до полного исчезновения каолинитовой зоны.

Близповерхностные и поверхностные термальные воды Восточно-Паужетского поля представляют собой конденсаты вторичного пара, генетически связанного с глубинными хлоридными натриевыми водами. Об этом свидетельствует, по мнению В.М. Пампуры, постоянство соотношений CO_2/H_2 в конденсатах и глубинных водах.

Конденсатные растворы Восточно-Паужетского термопроявления (см. табл. 2) характеризуются резким снижением общей минерализации в 17,5 раз, по сравнению с глубинной хлоридной натривой водой. При этом раствор трансформируется в гидрокарбонатный аммониевый, в ряде мест близ поверхности конденсат становится сульфатным с содержанием магния до 24 мг/л. В поровых растворах этих гидротермалитов (см. табл. 3) вновь увеличивается общая минерализация в среднем в 8 раз. Раствор становится сульфатным с нивелированным катионным составом.

Паровые струи и вторичные конденсатные термальные воды отличаются большим содержанием растворенной углекислоты и сероводорода (II тип гидротерм, по В.М. Пампуре, и магматогенный тип по В.И. Кононову [60]). Наиболее насыщены этими компонентами конденсаты высокотемпературных паровых струй ($\text{CO}_2 = 265\text{--}348$ мг/л, $\text{H}_2 = 39\text{--}73$ мг/л) и скв. Г-8 ($\text{CO}_2 = 260\text{--}794$ мг/л, $\text{H}_2 = 29\text{--}58$ мг/л).

Высокие содержания сероводорода, постоянные увлажнения и аэрация способствовали развитию в поверхностных породах обильной бактериальной микрофлоры, катализирующей образование серной кислоты и трансформации конденсатов в сульфатные поровые растворы, в условиях которых сформировалась каолинитовая зона гидротермалитов. Г.А. Заварзиным [41] на примере Южно-Камбальных источников, имеющих много сходных черт с Восточно-Паужетским термальным проявлением, была показана роль газоводных углекисло-сероводородных растворов в формировании среды жизнедеятельности микроорганизмов, генерирующих серную кислоту. Серная кислота при формировании гидротермалитов создает кислые условия приповерхностного гидротермального минералообразования и, как это было показано выше для трансформации базальтов Западного поля кальдеры Узон, преобразует ранее образовавшиеся в субщелочных средах смектитовые минералы в смешанослойные каолинит-смектитовые образования.

Смектитовый субстрат гидротермалитов Восточно-Паужетского поля по своему химическому составу не является однородным. В.М. Пампурой [88] было отмечено, что характерной особенностью смектитов является связь их состава с температурными условиями образования. Следует добавить, что экспериментами А.Н. Томашенко и др. [108] и исследованиями В.А. Дрица и А.Г. Коссовской [26, 27] показано, что чем ниже щелочность и выше кислотность, тем ограниченнее предел изоморфизма кремния на алюминий. В слабокислых условиях формируется тетракремниевый смектит, в щелочных – бейделлит.

Судя по данным химических анализов (табл. 24), смектиты, распространенные в аргиллизатах Восточно-Паужетского термального поля, относятся к различным кристал-

Т а б л и ц а 24

Химический состав смектитов Восточно-Паужетского термального поля,
вес. % [88]

Компо- нент	804/1,5 (66)	908/1,3 (95)	907/1,2 (97,7)	907/1,4 (99)	906/1,5 (100)	905/1,2 (95)	905/1,5 (99,5)	903/1,0 (94)	803/1,9 (96)
SiO ₂	49,46	53,99	58,60	55,08	51,16	55,38	50,25	49,19	46,31
TiO ₂	0,80	0,64	0,51	0,50	0,65	0,74	0,62	0,75	0,90
Al ₂ O ₃	20,16	14,24	13,41	13,45	15,14	17,16	12,06	17,85	19,00
Fe ₂ O ₃	2,67	3,02	4,30	4,42	0,53	3,63	2,93	1,83	1,39
FeO	2,33	2,69	2,33	1,79	1,43	1,10	0,63	0,72	5,30
MgO	3,84	4,95	5,25	8,16	11,80	2,31	10,35	7,33	5,11
CaO	1,60	2,08	0,78	0,61	1,51	0,99	4,08	2,08	2,57
MnO	0,07	0,41	0,02	0,06	0,05	0,04	0,31	0,67	0,21
K ₂ O	1,32	1,62	1,80	1,47	0,87	1,03	1,00	0,61	1,90
Na ₂ O	0,08	1,18	1,07	0,67	0,32	0,54	0,13	0,36	0,23
H ₂ O ⁺	9,40	7,88	6,34	6,96	7,41	8,60	10,00	7,66	10,00
H ₂ O ⁻	8,00	6,76	5,70	6,88	9,15	6,28	8,00	10,40	7,20
Сумма	99,73	99,46	100,01	100,05	100,02	99,80	100,36	99,45	100,12

Пр и м е ч а н и е. Аналитик В.И. Мордвинова. В скобках — T , °С.

лохимическим группам. Так, наиболее высокотемпературные смектиты, исходя из формульных единиц, рассчитанных В.М. Пампурой, относятся к высококремнистым разновидностям. Среди смектитов, по-видимому, встречаются и триоктаэдрические высокомагнезиальные разновидности. Однако одних химических анализов для такого утверждения недостаточно. Возможно, гидротермалиты, обогащенные магнием, содержат хлоритовые минералы.

Смектитовая зона аргиллизации на этом термальном поле является гетерогенной из-за различных условий ее образования. На наиболее высокотемпературных участках, близких к выходам парогазовых струй, в кислых условиях формируются тетракремниевые монтмориллониты, а в более удаленных от них — низкотемпературных, менее кислых или щелочных средах, образуются монтмориллониты с заметным изоморфизмом в тетраэдрах кремния на алюминий, вплоть до бейделлитов.

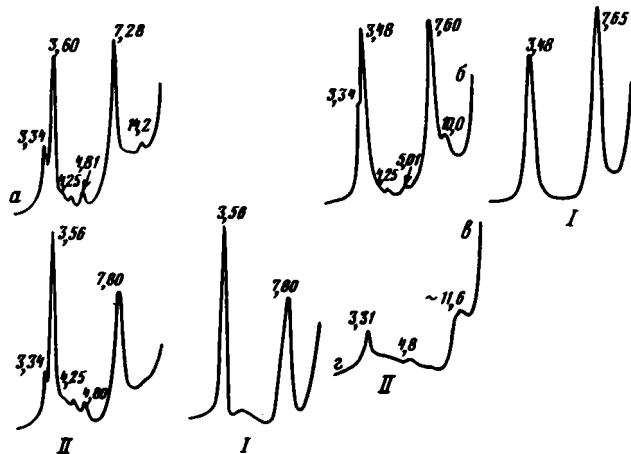
В.А. Дрицем и Б.А. Сахаровым [25] изучены глинистые образования из гидротермалитов Восточно-Паужетского термального поля. Здесь на границе каолинитовой и смектитовой зон, выделенных В.М. Пампурой, встречаются участки, сложенные смешанослойным каолинит-смектитом.

На рис. 22 приведены рентгеновские дифрактограммы ориентированных препаратов, содержащих смешанослойное образование. Помимо смешанослойной фазы здесь содержится небольшая примесь гиббсита (рефлекс с $d = 4,8 \text{ \AA}$) и кварца. Значения межплоскостных базальных отражений в области $7,8\text{--}7,2$ и $3,57\text{--}3,48 \text{ \AA}$ существенно изменяются при различных обработках образца, что свидетельствует о наличии разбухающих межслоевых промежутков в структуре смешанослойного образования. Характерно, что рефлексы, полученные от препаратов, насыщенных катионами калия и натрия, практически совпадают с дифрактограммой от препарата в воздушно-сухом состоянии. Другая особенность заключается в том, что после насыщения образца магнием дифракционная картина характеризуется почти целочисленной серией базальных рефлексов от межслоевого расстояния $14,4 \text{ \AA}$.

Анализ измененных дифракционных картин при различных обработках позволил В.А. Дрицу и Б.А. Сахарову сделать вывод, что в структуре смешанослойного образования чередуются каолинитовые и смектитовые слои. Особенностью последних является то, что межслоевые промежутки в них заселены катионами калия. Химический

Рис. 22. Рассчитанные (I) и экспериментальные (II) рентгеновские дифрактограммы смешанослойного каолинит-сметита из гидротермалитов Восточно-Паужетского термопроявления [25]

Препараты: а — воздушно-сухой, б — насыщенный глицерином, в — прокаленный при 350°С, г — прокаленный при 550°С



состав глинистой фракции образца, содержащего смешанослойное каолинит-сметитовое образование, следующий (в вес.%) :

SiO₂ — 49,96; TiO₂ — 0,68; Al₂O₃ — 31,40; Fe₂O₃ — 1,15; MgO — 0,01; CaO — 1,37; MnO — 0,41; Na₂O — 0,08; K₂O — 0,64; H₂O⁺ — 11,76; H₂O⁻ — 1,71; CO₂ — 0,20; P₂O₅ — 0,15; сумма — 99,42; SiO₂ (кр.) — 4,6.

На рис. 22 приведены дифрактограммы, рассчитанные Б.А. Сахаровым [142], для двух состояний структуры при $S = 0$ и $W_{\text{ж}} : W_{\text{м}} = 0,75 : 0,25$, которые хорошо соответствуют экспериментальным. По-видимому, в качестве небольшой примеси в образце присутствует смектитовый минерал.

Приближенная кристаллохимическая формула смектитовых слоев с учетом весовых концентраций, по Б.А. Сахарову [142], имеет вид



Из этой формулы видно, что изученный смектит представляет собой тетракремниевый монтмориллонит, отрицательный заряд которого обусловлен присутствием в октаэдрах катионов магния (параметр = 0,17). Межслоевые катионы K⁺ являются обменными и не образуют слюдяные межслоевые промежутки. Тетракремниевый монтмориллонит характерен для кислой среды, так как низкая кислотность препятствует вхождению даже в небольших количествах катионов алюминия в тетраэдры монтмориллонитовых слоев.

Рассмотрев состав монтмориллонитовых слоев в смешанослойном каолинит-монтмориллонитовом образовании, можно сделать следующие генетические выводы. Образование монтмориллонита при гидротермальном литогенезе в пределах Восточно-Паужетского термопроявления осуществляется в условиях кислой — близнейтральной — среды. При прогрессирующем снижении кислотности идет разрушение монтмориллонита и формирование смешанослойных каолинит-монтмориллонитовых образований, в которых монтмориллонитовые слои являются реликтовыми, беспорядочно распределенными среди новообразованных каолинитовых слоев.

Таким образом, смешанослойный каолинит-монтмориллонит представляет собой гидротермальный минерал, вторичный по отношению к монтмориллониту. Образуется он при изменении гидрогеохимических сред в сторону нарастания кислотности при температурах 40—60°С.

Район Северо-Камбальных паровых струй находится в пределах Камбального хребта на гипсометрических отметках порядка 800 м (см. рис. 1).

Породы Паужетской свиты представлены здесь пемзовыми и пепловыми туфами различной размерности от алевропсаммитовой до псефитовой. Породы интенсивно изменены гидротермальными процессами. Аргиллизация их приурочена к трещинным зонам. В туфах широко развит хлорит. Этот минерал часто замещает пироксен, развивается по стеклу пемз и по трещинам спайности плагиоклазов, иногда слагает отдельные участки цемента. На современной стадии гидротермального процесса в субповерхностных условиях хлорит неустойчив и замещается другими глинистыми минералами. Хлоритизация здесь предшествовала современной аргиллизации. Ассоциация хлорита с адуляром позволяет отнести хлоритизацию к пропилитизации, которая осуществляется в более высокотемпературных условиях изменения пород [74, 99].

Среди рудных минералов в гидротермалитах развиты пирит, халькопирит, реже галенит, образующие скопления в виде вкрапленных руд, приуроченных к верхним частям разреза.

На рис. 23 представлены схема вертикальной зональности гидротермалитов Северо-Камбальных паровых струй и распространение в них вторичных минералов [31]. Е.А. Вакиным в 1970 г. здесь были вскрыты четыре термовыводящие трещины в районах шурфов 3, 5 и 8. В 1974 г. термовыводящие трещины наблюдались около шурфов 0, 2, 4 и 8. Это свидетельствует о высокой динамичности гидротермальной системы.

Хлорит-сметитовая ассоциация минералов развита в более высокотемпературной области склона. Туфы, обнаженные у подножия крутого склона и лишённые делювиального покрова, содержат хлорит-сметитовую ассоциацию с вкрапленной полиметаллической рудной минерализацией. Каолинит распространён на той части склона, где температуры меньше 100°С. Смешанослойные каолинит-сметитовые образования встречаются на участках с температурами 20–50°С в зоне насыщения проницаемых пемзовых отложений вторичным конденсатом высокотемпературных парогидротерм преимущественно сульфатного состава (см. рис. 23, скв. Р-14, шурфы 1, 2, 2а, 3, 3а и 4) или выполняют карманы в рельефе склона (делювий, шурфы 5 и 6). В первом случае это область генерации каолинит-сметита, во втором – область его аккумуляции. Смешанослойный смектит-каолинит распространён в зоне подъёма по трещинам хлоридных натриевых вод, конденсации их в более высокотемпературных условиях (70–100°С), чем в зоне распространения смешанослойного каолинит-сметита. Сметит, как правило, приурочен к реликтам хлорита. Количество смектита в туфах, содержащих хлорит-сметитовую ассоциацию минералов, увеличивается к верхним горизонтам гидротермалитов. Скважиной Р-14 вскрываются пеплово-пемзовые туфы псаммитовой структуры, содержащие смектит (хлорит здесь не обнаружен), который замещает вулканическое стекло скелета пемз и пепла. В настоящее время для этих туфов температура меньше 40°С. По-видимому, смектит в них образовался ранее при более высоких температурах (100°С) по механизму, описанному для кальдеры Узон [30]. И наконец, в туфах при температурах 60–80°С и рН 7 формируется гиббсит, который выполняет поры и трещины в гидротермально изменённых породах. В породах, вскрытых шурфом 8, гиббсит встречен во вторичном залегании в делювии.

По преобладающему в ассоциации минералу в разрезе гидротермалитов Северо-Камбальных струй выделяется снизу вверх несколько последовательных зон глинистых минералов: смектитовая (около 100°С), смешанослойная смектит-каолинитовая (100–70°С), смешанослойная каолинит-сметитовая (70°С), гиббситовая (80–60°С) и каолинитовая (~80°С).

Наиболее высокотемпературной нижней зоной гидротермальной аргиллизации является смектитовая. Все фрагменты туфов, в которых развит смектит, замещены этим минералом. В виде реликтов отмечается кварц, пироксены, плагиоклазы и хлорит. Цемент порового и базального типа сложен мелкочешуйчатым смектитом. Сметит

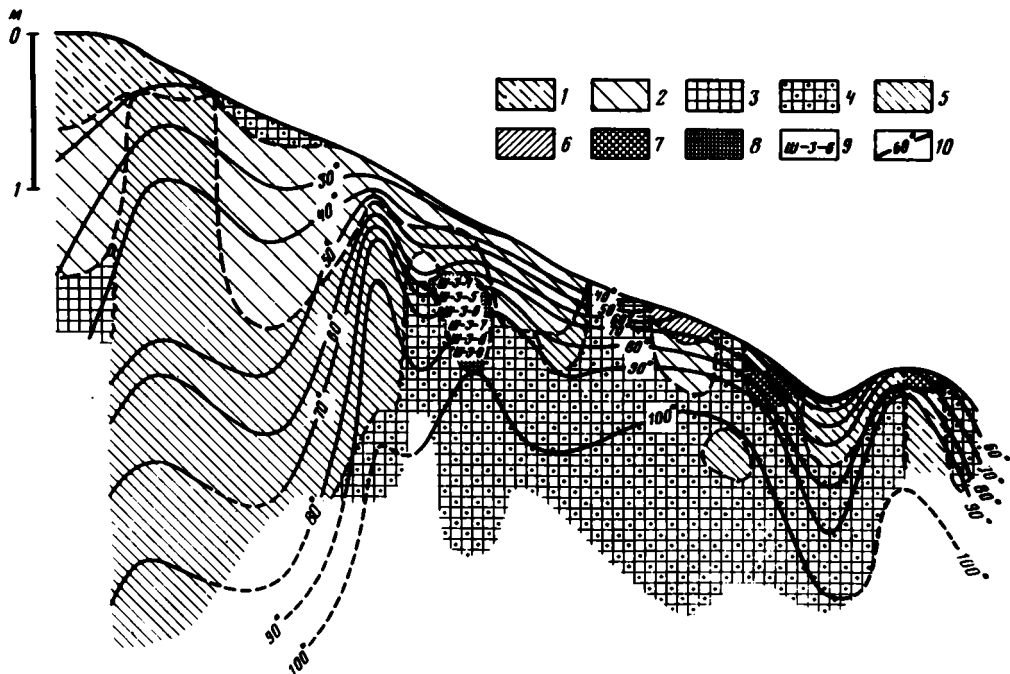


Рис. 23. Ассоциации гидротермальных минералов в вертикальном разрезе термального поля Северо-Камбальных паровых струй на Камчатке

Ассоциации: 1 — смектитовая и смешанослойная каолинит-смектитовая; 2 — смешанослойная каолинит-смектитовая; 3 — смектитовая; 4 — хлорит-смектитовая; 5 — каолинитовая; 6 — смешанослойная слюда-смектитовая; 7 — гибсит-каолинитовая; 8 — смешанослойная смектит-каолинитовая; 9 — места взятия образцов; 10 — изотермы

образует каемки вокруг фенокристаллов пироксенов и плагиоклазов, выполняет пустоты, оставшиеся от растворения протоминералов, замещает хлорит, который ранее образовывал цемент в туфах, развивается по вулканическому стеклу пемз и пепла, выполняет трещины и поры в измененной породе. В местах подъема хлоридных натриевых парогидротерм верхняя граница распространения этого минерала ограничена изотермой 100°C. Из-за сильной изменчивости динамики гидротермального режима Северо-Камбальных струй во времени и пространстве эта закономерность прослеживается лишь на свежих термовыводящих каналах и затушевывается при закрытии трещин.

Следующей является зона развития смешанослойного смектит-каолинита. Туфы, в которых распространены эти образования состоят из обломков эффузивов и фенокристаллов, погруженных в массу более мелких обломков кристаллов и эффузивных пород андезито-дацитового состава, реже базальтового состава. Среди обломков преобладает андезин, значительно реже встречается лабрадор. Связующая масса на отдельных участках утратила свою обломочную структуру, замещена агрегатами смешанослойного смектит-каолинита. Глинистый минерал развивается по крупным обломкам и кристаллам, проникая в них по трещинам. Темноцветные минералы обломочной части породы почти нацело замещены смешанослойным смектит-каолинитом, плагиоклазы сохранились лучше. Поровые пространства в породах также выполнены этим минералом, образующим более крупные таблитчатые кристаллы размером до 1,5 мкм со слегка загнутыми краями. Структура глинистого цемента чешуйчато-волокнистая.

Для характеристики смешанослойного смектит-каолинитового образования использовались данные рентгеновской дифрактометрии, химического анализа, дериватографии, инфракрасной спектроскопии. Детально изучены образцы Ш-3-5, Ш-3-6, Ш-3-7.

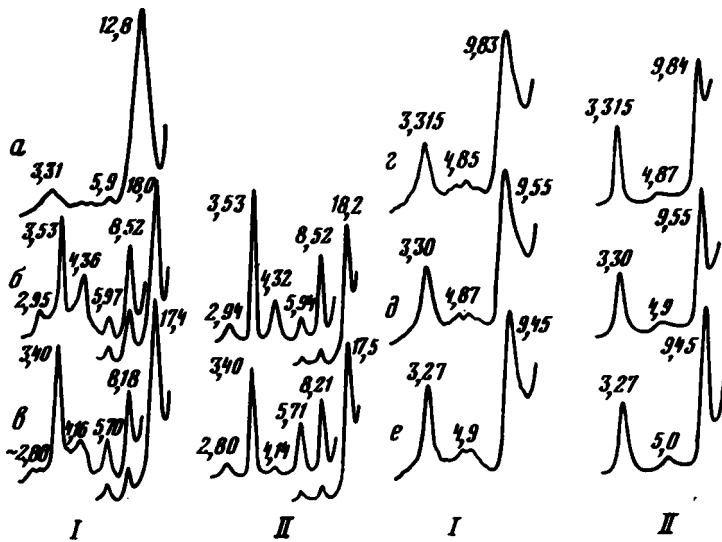


Рис. 24. Экспериментальные (I) дифрактограммы обр. Ш-3-7-74 и рассчитанные (II) дифракционные кривые для модели смешанослойной структуры монтмориллонит-каолинит при $S = 0$, $W_M = 0,3 : 0,7$ и $N=20$ [101]

Препараты: а – воздушно-сухие; б – насыщенные глицерином; в – насыщенные этиленгликолем; г, д, е – прокаленные: г – до 300°C , д – до 400°C , е – до 500°C

По распределению интенсивностей базальных отражений дифрактограммы, полученные от ориентированных препаратов в воздушно-сухом, насыщенном глицерином, этиленгликолем и прокаленных при 300 , 400 и 500°C (рис. 24), близки к типичным дифрактограммам смектитов. Однако значения d , наблюдаемые на всех дифракционных картинах, составляют нецелочисленную серию, что свидетельствует о смешанослойной структуре исследуемого образования. Для дифрактограмм, полученных от образцов, насыщенных органическими жидкостями, характерно, что значения второго базального рефлекса существенно меньше $d(002)$ монтмориллонита, которое должно составлять $8,9 \text{ \AA}$ для образца, насыщенного глицерином, и $8,45 \text{ \AA}$ для образца, насыщенного этиленгликолем.

Если предположить, что в исследуемом смешанослойном образовании одним из чередующихся компонентов являются разбухающие монтмориллонитовые слои, то уменьшение d второго базального отражения по отношению к $d(002)$ монтмориллонита можно объяснить присутствием в структуре $7,15 \text{ \AA}$ каолинитовых слоев. Действительно, Меринг [135] показал, что для полностью неупорядоченных двухкомпонентных смешанослойных структур с чередующимися слоями d_1 и d_2 дифракционные максимумы могут возникать лишь в интервалах значений d между наиболее близкими величинами n/d_1 и m/d_2 , где n и m – целые числа. При этих условиях значение $1/7,15$ будет наиболее близко к величинам $2/17,8$ и $2/16,9$ и, следовательно, на дифрактограммах образцов, насыщенных глицерином и этиленгликолем, дифракционный максимум от смешанослойного каолинит-монтмориллонита можно ожидать в области значений d , равных $7,15$ – $8,9$ и $7,15$ – $8,45 \text{ \AA}$ соответственно. Для подтверждения этого предположения по разработанной ранее методике [25] Б.А. Сахаровым [142] были рассчитаны дифракционные кривые от моделей смешанослойных структур монтмориллонит-каолинит с разным содержанием и способом чередования слоев разных типов и с различными высотами монтмориллонитовых слоев в зависимости от типа обработки образца. Первоначально предполагалось, что высоты монтмориллонитового слоя с глицерином в межслой составляет $17,8 \text{ \AA}$, с этиленгликолем – $16,9 \text{ \AA}$, а в обезвоженном состоя-

нии — 9,6 Å. Однако лишь для образца, насыщенного этиленгликолем, Б.А. Сахаров удалось получить хорошее соответствие экспериментальной дифрактограммы с рассчитанной (см. рис. 24) при $S = 0$, $W_k : W_m = 0,35:0,7$ и $N = 20$ (W с индексами k и m обозначают соответственно содержание каолинитовых и монтмориллонитовых слоев, N — общее число слоев в кристаллах, S — фактор ближнего порядка). Весьма близкой по распределению интенсивности к экспериментальной дифрактограмме образца, насыщенного глицерином, оказалась рассчитанная при этих параметрах дифрактограмма для модели с чередующимися 17,8- и 7,15-ангстремовыми слоями, однако хорошего соответствия межплоскостных расстояний не удалось получить даже при изменении в модели смешанослойной структуры соотношения и способа чередования слоев различных типов.

Если допустить, что в среднем монтмориллонитовые слои разбухают с глицерином до высоты пакета, в 17,6 Å, то дифракционная кривая, рассчитанная для модели с чередующимися 7,15–17,6-Ангстремовыми слоями при $W_k : W_m = 0,35:0,7$ и $S = 0$, хорошо согласуется с экспериментальной как по значениям d , так и по распределению интенсивностей базальных отражений (см. рис. 24). Прокаливание образцов при разных температурах приводит к тому, что значения d двух сильных базальных рефлексов в области 9,4–9,8 и 3,27–3,31 Å уменьшаются с увеличением температуры нагрева (см. рис. 24). Попытки иметь соответствие экспериментальных дифрактограмм, полученных от прокаленных образцов, с рассчитанными для модели с чередующимися 7,15-Ангстремовыми каолинитовыми и 9,6–10,0-Ангстремовыми обезвоженными монтмориллонитовыми слоями, оказались безуспешными. По-видимому, монтмориллонитовые слои неоднородно сжимаются при нагревании образцов из-за присутствия в некоторых межслоевых промежутках гиббситоподобных сеток. Б.А. Сахаров предположил, что в рассматриваемом случае происходит старение гидратов алюминия и железа и фиксация их в межслоевых промежутках, что затрудняет сжатие монтмориллонитовых слоев при нагревании. Следует отметить, что справедливость этого предположения подтверждается наличием в исследованных гидротермалитах образований гиббсита в виде самостоятельных минеральных фаз [101].

На основании этого предположения были рассчитаны дифракционные картины для моделей с неупорядоченно чередующимися 7,15-Ангстремовыми каолинитовыми, обезвоженными 9,7-Ангстремовыми монтмориллонитовыми и неполностью обезвоженными монтмориллонитовыми слоями, высота которых задавалась в интервале 10,5–13,5 Å. Количество 7,15-Ангстремовых слоев принималось равным 0,3, тогда как содержание 9,7–10,5–13,5-Ангстремовых слоев варьировалось в пределах 0,65–0,5 и 0,05–0,2 соответственно. Положение двух основных максимумов, наблюдаемых на рассчитанных дифракционных картинах, в зависимости от содержания и высот чередующихся слоев приведены в табл. 25.

Если провести сравнение межплоскостных расстояний базальных рефлексов на дифрактограммах образцов, прокаленных при разных температурах, с данными табл. 25, то можно установить, что структуре образца, прогретого при температуре 300°C, соответствует модель с чередующимися 7,15 : 9,7- и 13,4-Ангстремовыми слоями в соотношении 0,3 : 0,6 : 0,1. При этом же соотношении слоев разных типов структуре образца, прогретого при температуре 400°C, соответствует модель с чередующимися 7,15-; 9,7- и 12,2-Ангстремовыми слоями, а прогретого при 500°C — модель с 7,15-; 9,7- и 11,7-Ангстремовыми слоями. На рис. 24 приведены рассчитанные при этих параметрах дифракционные картины, которые хорошо согласуются с экспериментальными по распределению интенсивностей базальных отражений. Таким образом, в исследованном смешанослойном образовании неупорядоченно чередуются 30% каолинитовых и 70% монтмориллонитовых слоев, причем 10% последних содержат в межслоевых промежутках гиббситовые сетки. Полученные данные характеризуют объемное соотношение компонентов разных типов.

Результаты химического анализа (табл. 26) с учетом весового содержания каолинитовых слоев в смешанослойной структуре, гидроксидов железа и алюминия в коли-

Таблица 25

Значения d двух сильных базальных отражений на рассчитанных дифракционных картинах для моделей смешанослойных структур с чередующимися 7,15-; 9,17- и 10,5-13,5-Ангстремовыми слоями [142]

Высота слоя хлоритоподобного компонента, А	Содержание слоев разных типов $W_K : W_M : W_M'$					
	0,3 : 0,65 : 0,05		0,3 : 0,6 : 0,1		0,3 : 0,5 : 0,2	
	d	d_1	d	d_1	d	d_1
13,5	9,29	3,28	9,87	3,32	2	-
13,0	9,30	3,28	9,87	3,31	-	-
12,5	9,30	3,27	9,60	3,30	10,4	3,24
12,0	9,29	3,26	9,50	3,29	9,94	2,22
11,8	9,27	3,27	9,40	3,26	9,72	3,27
11,0	9,23	3,28	9,32	3,28	9,53	3,32
10,5	9,17	3,29	9,25	3,30	9,35	3,34

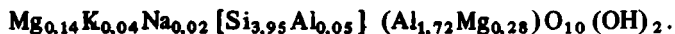
Таблица 26

Химический состав глинистой фракции гидротермалитов Северо-Камбальных паровых струй, %

Компонент	Ш-3-5	Ш-3-6	Ш-3-7	Компонент	Ш-3-5	Ш-3-6	Ш-3-7
SiO ₂	45,94	47,87	45,45	Na ₂ O	0,17	0,08	0,08
TiO ₂	0,61	0,60	0,61	K ₂ O	0,47	0,33	0,33
Al ₂ O ₃	26,36	28,41	28,31	H ₂ O*	12,56	10,66	10,75
Fe ₂ O ₃	2,58	2,27	3,34	H ₂ O ⁻	4,77	4,57	5,08
FeO	He обн.	He обн.	0,04	CO ₂	He обн.	0,09	0,05
CaO	1,01	1,00	1,04	C	1,37	0,68	1,31
MgO	2,67	2,60	2,65	P ₂ O ₅	1,04	0,36	0,43
MnO	0,05	0,06	0,06	Сумма	99,60	99,58	99,53

Примечание. Анализ выполнен в химической лаборатории ГИН АН СССР.

честве ~5% и кальцита около 2% позволили вычислить приближенную кристаллохимическую формулу для монтмориллонитовых слоев [142]:



Из приведенной формулы видно, что в тетраэдрах наблюдается ограниченное замещение кремния на алюминий, а весь отрицательный заряд 2:1 слоев локализован в октаэдрах, который фактически компенсируется обменными катионами магния. Необходимо отметить условность записи кристаллохимической формулы, так как установлено, что 10% межслоев содержит катионы алюминия или железа. Поэтому часть октаэдрических катионов алюминия может располагаться в межслоевых промежутках вместо катионов магния. В целом смектитовые слои в изученном смешанослойном образовании по геокристаллохимической классификации В.А. Дрица и А.Г. Коссовской [26] можно охарактеризовать как алюминиевые монтмориллониты, близкие к тетракремниевым разностям.

Зона смешанослойного каолинит-смектита наиболее распространена в приповерхностных условиях. Максимальная мощность этой зоны (до 3 м) наблюдается на участках, характеризующихся пониженным градиентом температур, т.е. в некотором удалении от термовыводящих каналов. Породы, содержащие смешанослойный каоли-

Таблица 27

Межплоскостные расстояния каолинит-сметитовых минералов (в А)
и коэффициент встречаемости каолинитовых и сметитовых слоев

№ обр.	$d(001)$	$d(002)$	$d(001)^*$	$d(002)^*$	$d(001)^{**}$	$d(002)^{**}$	$w_K : w_C$
74-9	7,25	3,57	7,19	3,57	7,3	3,57	0,90 : 0,10
74-2	7,9	3,55	7,3	3,55	7,4	3,55	0,85 : 0,15
74-16	7,3	3,56	7,3	3,55	7,4	3,55	0,85 : 0,15
Ш-2-4	7,3	3,53	7,3	3,53	7,2	3,54	0,85 : 0,15
Ш-2а-1	7,9	3,53	7,7	3,53	7,6	3,52	0,75 : 0,25
74-35	7,9	3,50	7,5	3,53	7,6	3,52	0,70 : 0,30
Ш-5-2	8,6	3,34	7,70	3,50	8,0	3,46	0,70 : 0,30
74-37	8,8	3,38	7,95	3,55	10,3	3,30	0,65 : 0,35

*После обработки этиленгликолем.

**После прокаливания до 350°С (тест для смешанослойных каолинит-сметитов).

нит-монтмориллонит, те же, что и содержащие смешанослойный монтмориллонит-каолинит. Здесь также смешанослойный минерал развивается по обломкам кристаллов и по стеклу скелета пемз, в порых и в цементе. Минерал, замещающий обломки пироксенов и плагиоклазов, образует относительно крупные агрегаты.

В табл. 27 приводятся основные межплоскостные расстояния смешанослойных каолинит-сметитовых образований. Смешанослойные каолинит-сметиты распространены в зоне действия кислых конденсатных вод в широком температурном интервале 20–80°С.

Исходя из данных, приведенных в табл. 27, смешанослойные каолинит-сметитовые образования содержат в структуре переменное количество сметитовых слоев 10–35%. Наибольшее содержание их отмечается в каолинит-сметитах, распространенных в менее проницаемых породах.

На поверхности гидротермалитов в районе Северо-Камбадьных струй широко развита бактериальная микрофлора. Здесь так же, как и в районе главных гейзеров Долины Гейзеров, в составе газоводного термального раствора преобладает азот. Его содержание достигает 75–80 об.% [43]. Это способствует развитию наряду с серуокисляющими бактериями цианобактериальных микроорганизмов [44]. Эти две группы бактерий способствуют дальнейшему подкислению конденсатных вод.

Нисходящая миграция этих кислых вод и взаимодействие их со сметитами так же, как и на рассмотренных термальных полях базальтов Западного поля кальдеры Узон, туфов Долины Гейзеров и Восточно-Паужетского термопроявления, приводит к формированию смешанослойных каолинит-сметитов и сметит-каолинитов. Последние образуются в условиях более высоких температур (~100°С) и менее кислых сред. Сметитовые (монтмориллонитовые) слои представляют собой реликты сметита, проработанного кислыми растворами.

Профили аргиллизации сольфатарных полей, расположенных на высоких гипсометрических уровнях, на вулканах Кошелевском [76], Менделеева [79], Кихпинич и на горе Белой в кальдере Узон сходны с вышеописанными. Отличие наблюдается лишь в том, что в разрезе более древних гидротермально измененных пород начинают преобладать алуниты, большее развитие приобретает опализация, исчезает зона смешанослойных каолинит-сметитовых образований, а зона со сметитом прослеживается до значительных глубин.

Таким образом, гидротермалиты, сформировавшиеся на высоких гипсометрических уровнях в условиях преобладания парогазовой фазы и конденсатных растворов, отличаются от гидротермалитов, образовавшихся на низких гипсометрических уровнях в очагах разгрузки перегретых гидротерм. следующими особенностями. В молодых гидротермалитах обязательной генетической зоной являются смешанослойные каолинит-сметитовые образования.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ОЗЕРА

Гидротермальные озера широко развиты в кальдерах вулканов. Все они расположены в пределах развития гидротермально измененных пород современных гидротермальных систем. Процессы современного гидротермального седиментогенеза и рудогенеза изучены на примерах термальных озер в кальдере Узон на Камчатке.

По тектоническому положению и гидрогеохимическим средам минералообразования и осадконакопления выделяются четыре типа гидротермальных озер [35].

К первому типу относятся озера, расположенные непосредственно на тектонических разломах, контролирующих подъем глубинных термальных вод. Характерным представителем этого типа является оз. Серное.

Ко второму типу относятся озера, расположенные на тектонических разломах с закальматированными термовыводящими каналами, вторично вскрытыми фреатическими взрывами. В результате взрывов эродируются гидротермально измененные породы фундамента озера, а материал, слагающий эти породы, вовлекается в озерный седиментогенез. Наиболее типичным бассейном, относящимся к этому типу, является оз. Фумарольное.

Третий тип озер также расположен на тектонических разломах, а вмещающие их гидротермалиты эродированы фреатическими взрывами. Отличаются они от предыдущего типа значительно меньшей долей пресных вод в общем их балансе и отсутствием рудной минерализации. Характерным представителем озер этого типа является оз. Хлоридное.

К четвертому типу относятся озера, расположенные на отходящих от глубинного разлома трещинах. Этот тип представлен оз. Восьмерка в кальдере Узон на Камчатке и оз. Горячее в пределах кратера вулкана Эбеко на о-ве Парамушир (Курильские острова) [35].

ОЗЕРО СЕРНОЕ

Озеро Серное расположено в кальдере Узон в пределах первого участка Восточного термального поля [33]. Озеро имеет круглую форму с радиусом около 7,5 м. Площадь озера увеличивается в период таяния снега и обильных атмосферных осадков и в среднем составляет 150 м². Сток из озера в период высокого уровня воды не превышает 3 л/с; основное водное питание — глубинное. Вследствие малого водосбора роль атмосферных осадков в балансе вод незначительна. Дно озера воронкообразное с хорошо выраженным центральным грифоном глубиной порядка 8,0 м и небольшими грифонами с глубинами до 3 м (рис. 25). Основное поступление вод и газов в бассейн осуществляется через центральный грифон. Интенсивное выделение газов в этой зоне вызывает бурление воды.

Характерными особенностями озера являются локализация его исключительно в пределах воронки, венчающей термовыводящий канал, и мономинеральность состава глинистых минералов в донных осадках. Это позволяет более уверенно судить о генезисе глинистых минералов в такого типа гидротермальных озерах.

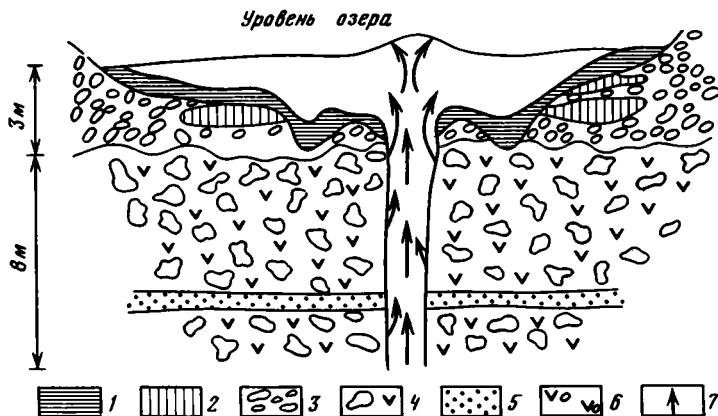


Рис. 25. Схематический геологический разрез оз. Серное [33]

1 - современные осадки; 2 - линзы самородной серы; 3-5 - гидротермалиты: 3 - гравелиты, 4 - тефroidы, 5 - вулканические пеплы; 6 - гидротермалиты - фундамент озера; 7 - направление движения газодонных растворов

Минеральный состав вмещающих пород. Борта оз. Серное сложены псефитовыми туфами и тефroidами дацитового состава, претерпевшими интенсивные гидротермальные изменения. Разрез фундамента вскрыт скв. УК-1, описанной в гл. 2 (см. рис. 3), и прослежен до 60 м. Основным глинистым минералом гидротермально измененных тефroidов и пеплов является смектит.

Химический анализ осадков озера близок составу взвеси озера и глинистой фракции тефroidных пород, слагающих его фундамент (табл. 28).

На рентгеновских дифрактограммах глинистой фракции из пород фундамента имеется серия ярко выраженных рефлексов с d , равных 14,2; 5,98; 4,94; 3,04 Å, соответствующих смектитовым минералам. Следует отметить, что величины межплоскостных расстояний этого смектита отличаются от строгой целочисленной серии, что, очевидно, свидетельствует о его смешанослойности, обусловленной различным строением межслоевых промежутков. Это подтверждается тем, что после насыщения препарата глицерином базальные отражения смектита имеют целочисленную серию с $d(001) = 17,5$ Å. После прокаливании препарата при 550°C на дифрактограмме отмечается целочисленная серия рефлексов с $d(001) = 9,6$ Å. Установлено, что смектит из фундамента озера представляет собой высокозарядный алюминиевый маложелезистый монтмориллонит (см. гл. 2). Он характеризуется ограниченным изоморфизмом кремния на алюминий в тетраэдрах и трансоктаэдрическим заселением позиций на 75-100%. Согласно непосредственным замерам параметров минералообразования в скв. УК-1 монтмориллонит образуется при pH 6,5 и температуре 143,5°C.

Газодонный раствор и взвесь озера. Вода оз. Серное хлоридно-сульфатно-натриевая с температурой в поверхностном слое 70-75°C, на глубине 8,1 м - 92°C. На поверхности pH воды 5,0-5,4. Общая минерализация 1843-2096 мг/л. В озере из-за активного перемешивания и его небольших размеров состав воды остается одинаковым по всей толще.

Химический состав вод озера представлен в табл. 29. Приводится два анализа: проба 1-67 соответствует составу вод в относительно сухой период, когда озеро является бессточным бассейном, и проба С-1-79 - периоду обильных атмосферных осадков с частичным стоком.

В периоды дождей отмечается некоторое возрастание в растворе сульфат-ионов, кальция и аммония и понижение pH с 5,6 до 5,3. Эти изменения обусловлены поступлением отмеченных компонентов в составе усилившегося берегового стока. Дейст-

Таблица 28

Химический анализ глинистой фракции гидротермалитов (обр. 82-35),
подстилающих оз. Серное, взвеси озера (обр. 82-7),
современных осадков (обр. С-2-79) и валовой пробы осадков (обр. С-2-79а), %

Компонент	82-35	82-7	С-2-79	С-2-79а	Компонент	82-35	82-7	С-2-79	С-2-79а
SiO ₂	46,26	41,46	45,83	50,20	Na ₂ O	0,06	0,18	0,15	0,32
SiO ₂ ам.	1,75	2,01	1,73	Не опр.	K ₂ O	7,88	4,94	6,18	5,58
SiO ₂ кр.	Нет	1,50	1,50	Не опр.	H ₂ O ⁺	10,42	8,18	10,85	10,65
TiO ₂	5,82*	0,40	0,54	0,50	H ₂ O ⁻	Нет	Нет	Нет	1,66
Al ₂ O ₃	18,46	17,83	20,26	21,46	С	0,47	Не опр.	5,28	3,08
Fe ₂ O ₃	3,32	2,00	1,44	1,22	P ₂ O ₅	0,03	0,05	0,03	0,03
FeO	Нет	Нет	Нет	Нет	SO ₃	0,23	0,30	1,68	Не опр.
MnO	0,07	0,06	0,06	0,05	S	0,05	17,67	7,04	Не опр.
CaO	2,22	0,42	1,68	0,73	Сумма	99,23	98,84**	103,41	97,64
MgO	2,33	1,65	1,80	1,50					

Примечание. Анализ выполнен в ГИН АН СССР.

*На рентгенограмме имеется рефлекс анатаза ($d = 3,51 \text{ \AA}$).

**В пробе рентген-флуоресцентным методом дополнительно обнаружены: As, Sb, Pb, Cs.

вительно, на поверхности пород водосбора в относительно сухой период преобладают процессы интенсивного бактериального окисления самородной серы и генерация сульфат-ионов в виде серной кислоты [40]. При этом pH на поверхности пород снижается до 2. В этих условиях формируются квасцы и гипс. В период выпадения атмосферных осадков квасцы и гипс растворяются и ионы Al^{3+} , Na^+ , K^+ , NH_4 , Ca^{2+} и SO_4^{2-} мигрируют в оз. Серное. При отсутствии стока из озера в его водах отмечается тенденция к увеличению концентрации катионов Mg^{2+} , Na^+ и кремния (H_4SiO_4). Содержание сероводорода в водах 0,16–2,9 мг/л, среднее содержание сульфатной серы составляет 600 мг/л. Сульфаны (H_2S_n) в растворе не обнаружены (табл. 30).

Основными компонентами спонтанных газов оз. Серное являются CO_2 , N_2 , H_2S (табл. 31).

В водах озера не наблюдается ожидаемого увеличения щелочности при интенсивной дегазации глубинного газоводного раствора. Это явление в основном обусловлено подкислением вод озера сероокисляющими микроорганизмами, плотность которых здесь достигает 10^5 клеток/л.

Содержание взвеси в водах озера составляет 0,8 г/л, размер частиц взвеси $< 0,001$ мм. Взвесь состоит из смектита (~75%), каолинита (5–10%), самородной серы (~18%), кварца (~2%) и кремнезема различной степени окристаллизованности (~2%).

На рентгеновских дифрактограммах смектит взвеси характеризуется интенсивным базальным рефлексом $d(001)$, равным 13,0 Å. Остальные базальные рефлексы слабо выражены и не имеют строгой целочисленности. Глицериновый комплекс смектита

Таблица 29

Химический анализ вод оз. Серное, мг/л

Проба	Дата отбора	T, °C	pH	H ⁺	NH ₄ ⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺
1-67*	10.11.77	75	5,3	Не обн.	63,1	435,0	39,5	59,3
С-1-79	05.08.79	70	5,6	1,0	85,0	317,1	28,8	80,1

*Анализ взят из работы [33].

Т а б л и ц а 30*
Содержания серы сульфатной, H_2S и $H_2S_{пл}$ (в мг/л) в воде
и осадке оз. Серное

Место взятия	T, °C	Серa сульфат- ная	H_2S	$H_2S_{пл}^{**}$
Вода	73	65	0,16	0
Донный осадок	70	458	656	5400

* Данные В.М. Горленко (Институт микробиологии АН СССР).
** Сульфаны, образуемые при подщелачивании пробы.

Т а б л и ц а 31
Химический анализ спонтанных газов оз. Серное, об.%

Проба	Дата отбора	O ₂	N ₂	CO ₂	H ₂ S	CH ₄	Ar
C-3-80	19.08.80	Не обн.	3,52	94,69	1,22	0,08	0,013
82-27	09.08.82	0,156	2,80	95,31	0,139	1,278	0,114

отличается строгой целочисленностью базальных отражений с $d(001) = 17,7 \text{ \AA}$. После прокаливании при 550°C базальные отражения становятся кратными $9,6 \text{ \AA}$. Рассмотренная дифрактограмма свидетельствует о том, что смектит, присутствующий во взвеси, отличается от смектита, описанного для пород фундамента, менее строгой периодичностью слоев вдоль оси C, по-видимому, вызванной азимутальным их сдвигом. Кристаллохимическая формула смектита, рассчитанная по данным химического анализа (см. табл. 28, обр. 82-7), имеет вид



Параметры X и Y смектита взвеси, соответственно равные 0,19 и 0,11, свидетельствуют об ограниченном изоморфизме в тетраэдрах кремния на алюминий и о локализации слоевого заряда в тетраэдрах. В целом по геокристаллохимической классификации [26] этот смектит представляет собой низкозарядный бейделлит.

Близость химических составов смектита, слагающего взвесь и породы фундамента (гидротермалиты), может свидетельствовать об их генетическом родстве. Некоторое изменение химического состава связано с реакцией преобразования первичного смектита из гидротермалитов в озерном бассейне седиментации, характеризующемся иной геохимической средой. В условиях этой среды происходит бейделлизация монтмориллонита, сопровождающаяся выносом из его структуры до 25% октакатионов трехвалентного железа и около 60% октакатионов магния и перераспределением локализации зарядов слоя 2 : 1. Меняется также состав межслоевых катионов, среди которых преобладающим становится магний.

Mg^{2+}	Al^{3+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	Cl ⁻	SO_4^{2-}	HCO_3^-	H_4SiO_4	$M_{общ}$
9,4	Не обн.	Не обн.	Не обн.	524,8	534,9	43,9	321,0	2096,0
0,6	2,8	0,12	Не обн.	425,5	604,8	Не обн.	159,9	1843,2

Каолинит на рентгеновских дифрактограммах диагностируется по слабому рефлексу с $d = 7,12 \text{ \AA}$, исчезающему после прокаливания при 550°C . Источником каолинита могли служить опализированные гравелиты и измененные дациты, слагающие верхний этаж гидротермалитов и берег озера.

На дифрактограммах помимо рефлексов, характерных для глинистых минералов, фиксируются четкие отражения с d , равными 5,7; 3,84; 3,20 и 2,85 \AA , свидетельствующие о наличии во взвеси достаточно хорошо окристаллизованной серы. Источником серы, входящей в состав взвеси, является сера, залегающая среди гидротермально измененных пород фундамента. Мобилизация этой серы осуществляется в результате воздействия на нее сероводорода глубинного газового гидротермального раствора. Продуктом реакции являются сульфаны, которые, попадая в озеро, легко окисляются в аэрируемых условиях с более низкой щелочностью воды и вновь дают самородную серу и сероводород (табл. 30). Реакция протекает по схеме: $\text{H}_2\text{S} + n\text{S}_0 \rightleftharpoons \text{H}_2\text{S}_n$. Следует отметить, что часть вторичной самородной серы, в свою очередь, после бактериального окисления непосредственно в водах озера является источником сульфатов. Образование минералов кремнезема в условиях оз. Серное связано с несколькими факторами. Содержание кремнезема в растворе резко падает при дегазации CO_2 . В то же время растворимость его падает при уменьшении щелочности среды. Как известно, в близповерхностных условиях при падении температуры в менее щелочной обстановке осуществляется предпочтительная поляризация H_4SiO_4 [24]. Все отмеченные факторы активно проявляются в оз. Серное, вызывая образование минералов кремнезема.

Донные осадки озера. Осадки оз. Серное представлены тонкодисперсным илом, состоящим из смектита 85%, каолинита 5–10%, самородной серы 7%, кварца $\sim 2\%$ и кремнезема различной степени окристаллизованности ($\sim 2\%$). Как видно, состав донных осадков озера и его взвеси существенно близок. Разница наблюдается лишь в содержании самородной серы, количество которой в осадке заметно меньше, чем во взвеси. Уменьшение содержания самородной серы в донных осадках может объясняться бактериальным процессом сероредукции. В результате этого процесса сера может вторично восстанавливаться до сероводорода с помощью специфической группы анаэробных термофильных микроорганизмов [149]. Учитывая это, можно утверждать, что минеральный состав взвеси и донных осадков оз. Серное идентичен.

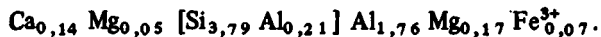
Из верхнего этажа фундамента озера, представленного массивными опализированными гравелитами, в осадочный процесс может вовлекаться лишь кремнезем, представленный α -кристобалитом. Растворение α -кристобалита контролируется температурой и концентрациями кремнезема H_4SiO_4 в водах озера. В оз. Серное температура $70\text{--}90^\circ\text{C}$, содержание кремнезема – 160–320 мг/л. Согласно графика растворимости α -кристобалита [24], его растворение осуществляется при температурах около 70°C и концентрациях в воде кремнезема порядка 160 мг/л. При тех же концентрациях кремнезема и повышении температуры до 90°C система становится равновесной. При температуре 70°C содержания кремнезема 300 мг/л α -кристобалит находится в состоянии насыщения. Таким образом, кремнезем из опализированных гравелитов может поступать в бассейн седиментации в период обильных атмосферных осадков, контролирующих температуру и концентрацию этого компонента в термальных водах. В относительно сухие периоды кремнезем выпадает в осадок. Небольшие содержания аморфного кремнезема и кварца во взвеси и в глинистой фракции донных осадков, близких по своему составу осадкам в целом, свидетельствуют об ограниченном масштабе этого процесса в седиментогенезе оз. Серное и о незначительной роли опализированных гравелитов в качестве источника осадочного материала.

Главным источником осадочного материала являются гидротермалиты второго яруса фундамента озера, представленные рыхлыми аргиллизированными тефроидами.

При сравнении химического состава аргиллизированных пород и осадков озера наблюдается уменьшение в них содержания железа, кальция, магния и некоторое возрастание кремнезема. Основным компонентом осадка остается смектит.

На рентгеновской дифрактограмме смектита из донных осадков в природном состоянии фиксируется базальное отражение $d(001) = 13,0 \text{ \AA}$, которое увеличивается до $17,6 \text{ \AA}$ после насыщения препарата глицерином и уменьшается до $9,5 \text{ \AA}$ после прокаливания до 550°C . Дифракционная картина смектита из осадков имеет полное сходство с дифракционным спектром, полученным для смектита из взвеси.

Кристаллохимическая формула смектита, рассчитанная по данным химического анализа (табл. 28), имеет вид



Кристаллохимические параметры смектита: $X = 0,21$; $Y = 0,17$; $X + Y = 0,28$ и $Z = 0,07$ свидетельствуют о том, что он является низкозарядным алюмомагниево-железистым бейделлитом. По сравнению с бейделлитом из взвеси в этом минерале содержится значительно меньше октакатионов магния, которые, по-видимому, мигрируют из октаэдров в межслоевые позиции минерала. В составе межслоевых катионов 74% приходится на кальций, помимо кальция присутствует также магний.

Электроннографическое изучение бейделлита оз. Серное позволило установить, что в природном состоянии он имеет неупорядоченную структуру. После насыщения минерала катионом калия на его ЭКТ фиксируется набор пространственных отражений hkl . Индексирование и анализ распределения интенсивностей позволили установить как параметры элементарной ячейки бейделлита $a = 5,19$, $b = 8,98$, $c = 10,09$, $\beta = 99,86$,

$$c \sin = 9,95 \left| - \frac{c \cos \beta}{a} \right| = 0,333, \text{ так и характер распределения октакатионов по воз-}$$

можным позициям в слоях 2 : 1. В отличие от обр. 82-35 (смектит из фундамента), где трансоктаэдрические позиции были практически полностью заселены, в данном бейделлите осуществляется равновероятное распределение катионов по доступным октаэдрическим позициям, о чем свидетельствует равномерное распределение интенсивностей на первом эллипсе ЭКТ. Очевидно, подробное перераспределение октакатионов и некоторое изменение состава межслоевых катионов произошло в процессе перемещения исходного монтмориллонита из гидротермалитов в озерный бассейн с иной гидрогеохимической средой. Бейделлит взвеси представляет собой промежуточный продукт между монтмориллонитом из фундамента и бейделлитом осадка озера. Бейделлит взвеси является метастабильным минералом, в котором при старении осуществляется равномерное распределение октакатионов.

Изучение минерального фазового состава и кристаллохимических особенностей позволило установить, что глинистые минералы образуются при гидротермальном изменении вмещающих пород и выносятся из них в озерный бассейн осадкообразования термальными водами (суффозия). Наряду с этим поступление глинистых минералов может происходить в результате сноса поверхностными водами из береговых пород. Помимо глинистых минералов, представленных смектитами, глубинный поток контролирует формирование таких компонентов осадка, как самородная сера и минералы кремнезема.

Перенос и осаждение смектита, суффондированного из гидротермалитов, представленного высокозарядным монтмориллонитом, в изменившихся гидрогеохимических обстановках приводит к его изменению. При падении температуры среды минералообразования смектита от 150 до 70°C и pH от $6,3$ до $5,0-5,4$ в среде миграции из его октаэдров выносятся около 60% магния и 25% окисного железа. Причем железо выносится, а магний в основном перемещается в межслоевые позиции. При этом кальций из межслоев переходит в раствор. Отмеченные изменения приводят к перераспределению зарядов в слоях 2:1 и к превращению высокозарядного монтмориллонита в низкозарядный бейделлит. В захороненном осадке наблюдается дальнейший вынос из бейделлита трехвалентного железа, а магний из межслоев мигрирует в октаэдры, равновероятно распределяясь по доступным транс- и циспозициям. Кальций сорбируется бейделлитом из илового раствора и вновь занимает место в межслоях.

К этому же генетическому типу относится оз. Банное.

ОЗЕРО БАННОЕ

Озеро Банное расположено в пределах I участка Восточного термального поля, в 40 м северо-восточнее оз. Серное. Озеро имеет круглую форму с радиусом около 20 м. Площадь зеркала озера 1200 м². Поверхностный сток из озера в среднем составляет 6,5 л/с. Поверхностный водосбор озера незначительный, основное водное питание — глубинное.

Дно озера воронкообразное с хорошо выраженным центральным грифоном. В ряде мест дна отмечаются более мелкие грифоны. Максимальная глубина озера 25,5 м (рис. 26). Борта озера крутые, местами отвесные. Основное поступление вод и газов осуществляется через центральный грифон. Мелкие подводные источники также вносят значительный вклад в глубинное разоводное питание озера.

Борта озера сложены тефроидами дацитового состава с прослоями вулканического пепла. Тефроиды сильно гидротермально изменены и представляют собой массивную опалитовую породу с прослоями рыхлого тонкодисперсного кремнистого материала, обогащенного органикой мощностью до 0,2 м.

В гидротермально измененных породах, слагающих борта оз. Банное, отсутствуют глинистые минералы.

Температура поверхностных вод озера достигает в летний период 43°С, глубинных в районе центрального грифона на глубине 21 м равна 115°С. Воды озера слабоминерализованные (табл. 32). Общая минерализация их порядка 0,4 г/л. По ионному составу они сульфатные с рН около 5 и небольшой примесью гидрокарбонатных и хлоридных вод. По сравнению с оз. Серное общая минерализация термального раствора оз. Банное меньше примерно в 4,5 раза. При этом содержание сульфат-иона меньше в 5,26 раза, хлор-иона — в 31 раз, кальция — в 13,5 раз, натрия — 7,8 раз, калия — в 4 раза, алюминия — в 28 раз. Резко возрастает в водах содержание магния (в 23 раза), появляется гидрокарбонат-ион. Все это свидетельствует об интенсивном разбавлении сульфатных вод растворами, содержащими катионы магния и гидрокарбонат-анионы. Такими водами могли быть грунтовые растворы, фильтрующиеся из оз. Дальнее, участвующие в углекислом выщелачивании андезито-базальтового материала, слагающего маар, вмещающий это озеро.

На рис. 27 представлена гидравлическая схема озер Дальнее—Банное—Серное. Из схемы видно, что оз. Дальнее, являясь крупным водным резервуаром, оказывает большее влияние в питании Узонской гидротермальной системы и в первую очередь оз. Банное. Об этом же свидетельствуют расчеты Г.Ф. Пилипенко [92].

Воды оз. Банное содержат 0,05 г/л взвешенных веществ, которые по рентген-дифрактометрическим данным слагаются в основном самородной серой с примесью тонкодисперсного кварца, α-кристаллита и смектита. На дифрактограмме самородная сера имеет рефлексы с *d*, равными 5,8; 3,85; 3,45; 3,21; 3,10; 2,85 Å, кварц — 4,26 и 3,34 Å.

Т а б л и ц а 32
Химический анализ вод оз. Банное, мг/л

Проба	Дата отбора	T°, C	pH	H ⁺	NH ₄ ⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺
Б-1-0	17.10.79	43	5	Не обн.	1,2	40,2	7,2	6,0	13,9	0,1

Проба	Дата отбора	T°, C	pH	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃	H ₄ SiO ₄	M _{общ.}
Б-1-0	17.10.79	43	5	1,2	Не обн.	13,7	115,2	26,8	200,0	426,5

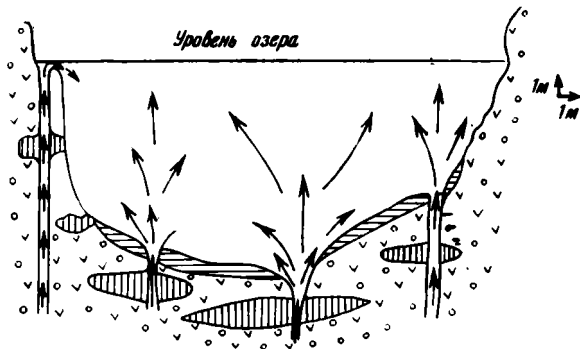


Рис. 26. Схематический геологический разрез оз. Банное
Условные обозначения см. на рис. 25

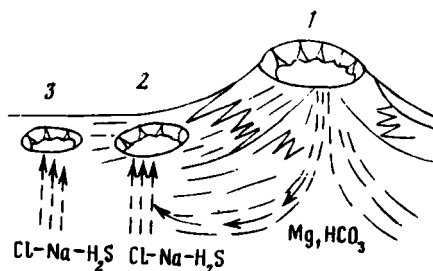


Рис. 27. Гидравлическая схема системы озер Дальнее (1), Банное (2) и Серное (3) кальдеры Узон

сметит – отражение с $d = 13,4 \text{ \AA}$, изменяющееся при насыщении глицерином до $17,6 \text{ \AA}$. Кроме того, на дифрактограмме препарата, насыщенного глицерином, появляется небольшое отражение с $d = 13,6 \text{ \AA}$. После прокаливания препарата до 550°C на дифрактограмме фиксируется единственный рефлекс с $d = 9,8 \text{ \AA}$. Все это свидетельствует о наличии среди глинистых минералов взвеси двух минеральных фаз. Основной минеральной фазой является смектит. В виде примеси, по всей вероятности, присутствует вермикулитоподобный минерал.

Источником сульфат-ионов в водах оз. Банное и самородной серы взвешенных веществ являются линзы самородной серы, залегающие среди гидротермалитов, слагающих фундамент озера. Вторичная генерация самородной серы осуществляется по схеме, рассмотренной для оз. Серное.

Осенью 1989 г. и весной 1990 г. периодически изменялся термальный режим Узонской гидротермальной системы. В результате этого температура газоводных растворов в оз. Банное повысилась в среднем на 5°C , что наряду с другими факторами спровоцировало серию фреатических взрывов. В результате такого взрыва оз. Банное углубилось на 4 м, а сера фундамента и донных осадков частично переплавилась, диспергировалась, сорбировала тонкодисперсный марказит и кремнистые соединения и образовала в водной среде крупные пузыри, размером до 10 см. В настоящее время лопнувшие серные пузыри слагают значительную часть осадков озера.

Осадки оз. Банное почти полностью слагаются самородной серой, которая распространена или в виде тонкодисперсного материала, или в виде скорлуповатых выделений, представляющих собой оболочки пузырей различной размерности. Сера донных отложений озера является продуктом механической седиментации взвеси. Это же можно сказать и о глинистых минералах. Глинистые минералы в осадках встречаются в виде небольшой примеси, не превышающей 10% от всего осадка. Здесь так же, как и во взвеси, распространены две фазы. Первая представлена смектитом, вторая же, по-видимому, слагается смешанослойным слюда-сметитом. На дифрактограмме ориентированного воздушно-сухого препарата в области малых брегговских углов регистрируются два рефлекса с d , равными 11,9 и 13,0 \AA . Глицериновый комплекс также имеет два рефлекса с d , равными 13,6 и 17,4 \AA . После прокаливания при 550°C отмечается широкий рефлекс с $d = 9,8 \text{ \AA}$. Дифракционные рефлексы 11,9 \AA воздушно-сухого препарата и 13,6 \AA глицеринового комплекса относятся к смешанослойному слюда-сметиту. Отражения 13,0 и 17,4 \AA воздушно-сухого и насыщенного глицерином препаратов принадлежат смектиту. После прокаливания при 550°C первый базальный рефлекс смектита становится равным 9,8 \AA .

Таким образом, в захороненном озерном осадке при температурах около 100°C

и pH ~5 в вермикулитоподобном минерале осуществляется обмен межслоевых катионов магния на калий, который связывается в структуре более прочно с образованием слюдистых слоев, беспорядочно чередующимися со смектитовыми.

Генетическая природа глинистых минералов оз. Банное такая же, как и в оз. Серное. Эти минералы, представленные в основном смектитом, вносятся в бассейн осадкообразования термальными водами из дренируемых гидротермалитов.

О преобразовании смектита в новой гидрогеохимической среде оз. Банное судить трудно из-за малого его содержания во взвеси и осадках озера. Однако преобразование вермикулитоподобного минерала в смешанослойный слюда-смектит свидетельствует, что на уровне межслоевых промежутков отчетливо сказывается влияние гидрогеохимических сред бассейна седиментации.

По радиоуглеродным определениям Л.Д. Сулержицкого, возраст наиболее молодого просяка торфа, обнажающегося в бортах оз. Банное, порядка 5440 ± 40 лет.

Бассейны первого типа, расположенные непосредственно на тектонических разломах, имеют в плане характерную округлую форму. Для них специфично развитие крупного центрального грифона, через жерло которого осуществляется основное водное питание и поступление тонкодисперсного суффундированного осадочного материала. В пределах этого типа по характеру гидротермального раствора выделяется ряд разновидностей. Например, воды оз. Серное представляют собой хлоридный натриевый раствор, обогащенный сульфатным компонентом, генерируемым в поверхностных условиях в процессе микробиологического окисления элементарной серы и ее соединений. В оз. Банном при глубинном водном питании осуществляется смешение хлоридных натриевых вод с гидрокарбонатными магниевыми слабоминерализованными водами подземного стока из пресного резервуара оз. Дальнее (см. рис. 27). Основной осадочный материал оз. Банное — самородная сера, мигрирующая из подстилающих озеро гидротермалитов. Основным фактором серной седиментации в озерах этой разновидности является глубинное газовое питание сероводородом и приповерхностная генерация этого газа в результате восстановительных процессов, вызванных бактериальной деятельностью. Взаимодействие сероводорода с самородной серой источников сноса приводит к образованию растворимых форм сульфатов и переносу серы в бассейн седиментации, где при их окислении формируется вторичная элементная осадочная сера.

ОЗЕРО ФУМАРОЛЬНОЕ

Озеро Фумарольное — самый глубокий и обширный термальный водоем кальдеры Узон [91, 92, 34]. Его площадь около $0,18 \text{ км}^2$. В пределах озера выделяется несколько крупных воронок диаметром до 150 м и глубиной до 25 м, которые отделяются друг от друга узкими перемычками и образуют относительно изолированные озераки — I, II, IV. Последнее (IV), называемое зал. Пийпа, представляет собой особый интерес, так как именно в нем широко представлена гидротермальная деятельность и локализовано основное рудопроявление. Этот участок озера рассматривается как полигон гидротермального озера с современным мышьяковым рудопроявлением.

Особенностями зал. Пийпа являются: значительная роль пресных вод в его водном балансе, рельеф дна с небольшими глубинами в местах взаимодействия холодных поверхностных и глубинных термальных вод и, наконец, мышьяковое оруднение, представленное псевдоморфозами сульфидов мышьяка по синезеленым водорослям и зеленым бактериям, развитие которых отмечается в его прибрежной части. Для идентификации микроорганизмов при сравнении с псевдоморфозами были детально изучены их культуры, специально выращенные Л.М. Герасименко в Институте микробиологии АН СССР.

Геологическое строение района оз. Фумарольное. Современное оз. Фумарольное располагается среди верхнеплейстоценовых озерных отложений, сформировавшихся в крупной взрывной воронке в северо-западной части кальдеры Узон. Эти отложения мощностью более 50 м представлены алевритовыми и псаммитовыми туфами.

Район оз. Фумарольное локализован в пределах широтного Узонского тектонического разлома и оперяющих его трещин северо-восточного простирания. Современное озеро сформировалось в результате серии фреатических взрывов, образовавших ряд глубоких (20–25 м) воронок, резко выделяющихся в рельефе его дна.

Активная термальна́я деятельность проявлялась здесь еще до образования оз. Фумарольное. Состав и характер изменения пород, слагающих его берега и осадочный фундамент, свидетельствуют о существовании в то время сольфатарных полей с характерной вертикальной зональностью вторичных продуктов, ископаемых грязевых котлов и гейзерных построек.

Берега озера возвышаются над урезом воды от 5 до 13 м, и лишь на небольшом участке на юго-востоке — до 3 м. В береговых обнажениях прослежены отложения верхнеплейстоценового возраста, представленные тонкослоистыми алевропелитовыми пепловыми и массивными псаммитовыми пемзовыми туфами.

Южный борт глубокой (16-метровой) воронки зал. Пийпа сложен окремнелыми пемзовыми туфами. Со дна залива подняты окремнелые плиты и обломки пемзовых туфов с глобулярным опалом на поверхности пород. Такие образования могли возникнуть исключительно в субазальных условиях, характерных для построек современных гейзеров.

В ряде мест береговые участки современного озера представляют собой прогретые термальные площадки, на которых наблюдаются выходы термальных вод с температурой до 94°C, грязевые котлы и вулканчики, а также участки с рассредоточенным парением и мелкими термальными источниками с температурой 25–70°C, в которых развиваются альго-бактериальные биоценозы. Последние образуют слоистые постройки (маты), состоящие из осцилляториевых водорослей *Lingbya halophila*, *Phormidium luridum*, *Mastigocladus laminosus*, развивающихся при температурах до 50°C. Все эти водоросли имеют нитчатое строение. С водорослями ассоциируется нитчатая зеленая бактерия *Chloroflexus aurantiacus*, обитающая в средах с температурой до 70°C [18, 19, 87].

В береговых породах прогретые участки с рассредоточенным парением сложены пестрыми глинами, представленными исключительно каолинитом. На уровне уреза воды озера береговые породы слагаются пемзовыми туфами, глинистая фракция которых состоит из каолинита и смектита.

Породы верхней части осадочного фундамента в зал. Пийпа представлены до глубины 2 м глинизированным алевропелитовым туфом. Глинистая фракция этих пород слагается смектитом с примесью каолинита, а в самом низу, кроме этих минералов, обнаружен цеолит. В пемзах и пепловых туфах, поднятых из различных мест дна залива, глинистая фракция также состоит из смектита и каолинита, причем с глубиной содержание смектитового компонента повышается.

Наиболее мономинеральным образованием, глинистая фракция которого представлена смектитом, является обр. Ф-16-79. На рентгеновской дифрактограмме смектит имеет рефлекс с $d = 13,8 \text{ \AA}$. Электронографические исследования косых текстур позволили определить параметры элементарной ячейки смектита: $a = 5,19$; $b = 9,88$; $c = 10,07$,

$$\beta = 100,14; \left| -\frac{c \cos \beta}{a} \right| = 0,341 \text{ и характер распределения октакатионов в слоях } 2:1.$$

В изученном смектите, который, судя по параметрам элементарной ячейки, является алюминиевым монтмориллонитом, трансоктаэдрические позиции заселены на 50–75%.

Таким образом, состав пород, слагающих берега и осадочный фундамент оз. Фумарольное, свидетельствует о том, что они претерпели гидротермальные изменения, приведшие к образованию каолинита и алюминиевого монтмориллонита. Первый преобладает в породах, расположенных выше уреза воды современного озера, второй — в более глубоких горизонтах пород осадочного фундамента.

Морфология дна зал. Пийпа и его гидрохимия. Морфология дна зал. Пийпа отображена на батиметрической схеме (рис. 28). Залив представляет собой асимметричную

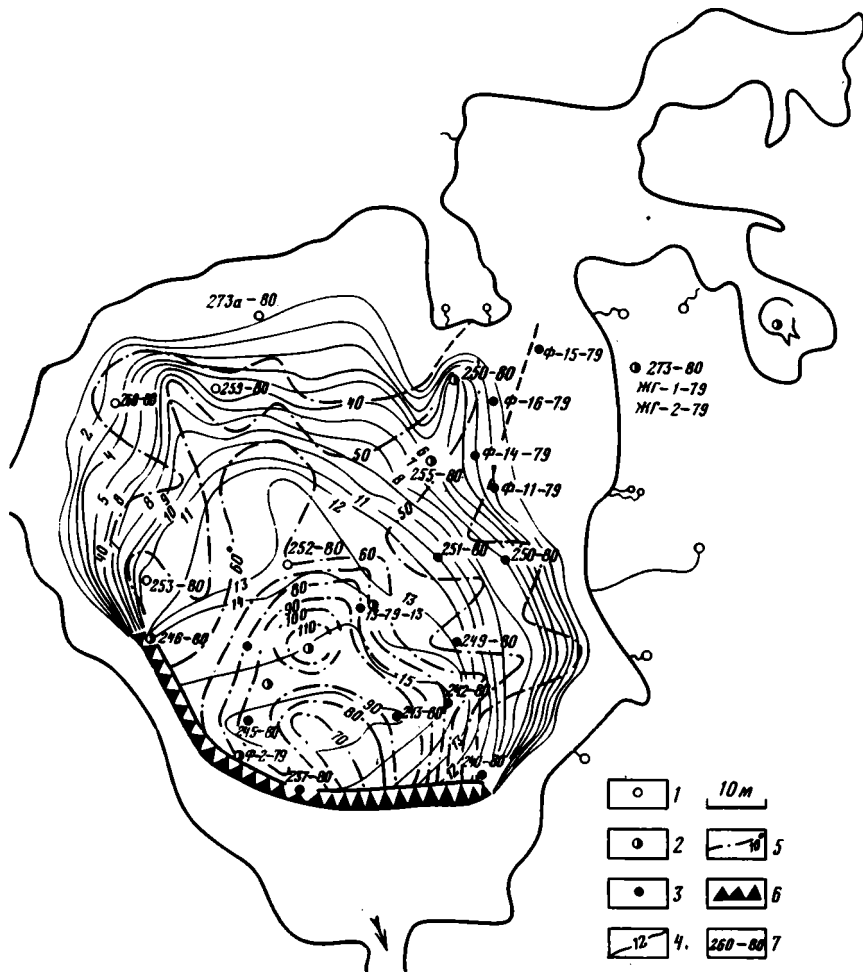


Рис. 28. Схема залива Пийпа оз. Фумарольное [34]

1-3 - пробы: 1 - воды, 2 - воды и осадка, 3 - осадка; 4 - изобаты; 5 - изотермы; 6 - крутой обрыв; 7 - номера проб

котловину с глубинами свыше 16 м, на дне которой отмечаются отдельные грифоны глубиной до 4,5 м. Южный борт котловины отвесный, северный (в интервале глубин 3-12 м) имеет уклон около 25° , ниже рельеф выполаживается и становится близким к 5° . Западный и восточный борта котловины симметричные, до глубины 10 м имеют уклон 35° , глубже - около 10° .

Южный борт залива образован крепким пемзовым туфом, сцементированным вторичным опалом, сформировавшимся в субэраляных условиях при извержении гейзера. Западный и восточный склоны залива сложены гидротермально измененными пемво-пемзовыми туфами. Северный склон образован обломками этих же туфов, мелкие глыбы которых выположили рельеф этой части залива. По всей вероятности, в южной части на месте современного зал. Пийпа до его образования существовал мощный гейзер, севернее которого располагалась термальная площадка, сложенная гидротермально измененными туфами. Кальматация опалом термовыводящего канала гейзера и изменение его режима спровоцировали фреатический взрыв, образовавший современную котловину залива. В результате направленного фреатического взрыва

менее крепкие пеплово-пемзовые туфы, обрамлявшие гейзеритовую постройку, переместились в северном направлении и приняли участие в строении северного подводного склона залива.

В целом максимальные температуры на поверхности донных осадков приурочены к наибольшим глубинам залива. Так, на глубине 15 м отмечается температура свыше 125°C , обусловленная выходом здесь глубинных высокотемпературных терм. Интересно отметить, что вертикальный разрез толщи вод над выходом этих терм характеризуется отсутствием резких температурных градиентов до глубины 5 м. На этой же глубине наблюдается взаимодействие глубинных и поверхностных вод и отмечается температурный скачок. Анализ конфигураций изотерм позволяет сделать вывод, что они трассируют разломы, по которым осуществляется подъем перегретых глубинных вод. Это особенно четко видно в северной части залива. Здесь изотермы 40 и 50° прослеживаются на глубинах 2–4 м, тогда как в остальной части они наблюдаются на глубинах 9–10 м (см. рис. 28). Для северо-восточной части залива характерен резкий температурный градиент придонных вод, температура которых уже на глубинах 0,4–0,5 м становится около 80°C . Это явление вызвано обильным поступлением в озеро с севера поверхностных вод, вытекающих из окрестных болот.

По общей минерализации и содержанию ионов хлора воды озера подразделяются на две группы. Первая имеет общую минерализацию в пределах 1200–1800 мг/л и содержание хлора 440–850 мг/л. Для этой группы характерно содержание ионов натрия в пределах 260–500 мг/л, калия – 30–60, лития – 1,4–2,7 и H_4SiO_4 – 56–128 мг/л. Рост концентраций перечисленных компонентов в растворе прямо пропорционален общей минерализации вод и содержанию в них ионов хлора (табл. 33).

Вторая группа вод отличается еще более низкой общей минерализацией (280–720 мг/л) и содержанием ионов хлора (115–340 мг/л) (табл. 33). Для этих же вод также характерна прямая корреляция Na^+ , K^+ , Li^+ , H_4SiO_4 с общей минерализацией и с Cl^- , что свидетельствует о генетической связи их с глубинным раствором. Увеличение сульфатной составляющей четко наблюдается в источнике, выходящем на северном–северо-восточном берегу среди гидротермально измененных пород. Воды первой группы, являясь рудоносным раствором, содержат мышьяка 5,0–8,0 мг/л ($\sim 10^{-4}$ моль/л). По данным С.И. Набоко [81], для мышьяка в узонских гидротермах наблюдается четкая прямая корреляция с хлор-натриевой компонентой раствора.

Воды первой группы в южной части зал. Пийпа локализованы на глубинах свыше 13 м. В северной части залива они прослеживаются исключительно в придонном слое. Воды второй группы распространены в прибрежной части залива на глубинах 0,4–0,5 м, а в центральной части – до глубины 13 м и формируются при значительном разбавлении перегретых хлоридных натриевых вод холодными поверхностными водами гидрокарбонатного кальциевого состава. Растворы, непосредственно связанные с гидротермально измененными береговыми породами, обогащаются сульфо-ионом.

Таким образом, воды оз. Фумарольное в зал. Пийпа представляют собой слабоминерализованный термальный раствор хлоридного натриевого состава, взаимодействующий с гидрокарбонатными кальциевыми поверхностными холодными водами. Контрастное их взаимодействие осуществляется в северо-восточной части залива на мелководье близ поверхности осадка, непосредственно в местах выхода термальных вод.

Среди растворенных в воде газов преобладает азот, а среди спонтанных – CO_2 . При дегазации газоводного термального раствора в составе спонтанных газов возрастает содержание H_2S , CH_4 и H_2 . Следует отметить, что в районе зал. Пийпа в составе спонтанных газов отмечаются довольно низкие по сравнению с другими термальными озерами кальдеры Узон содержания H_2S , не превышающие 0,44 об. %.

Взвесь в поверхностном слое воды в северной части залива составляет 0,2 г/л, в южной части на глубине 10 м – 0,8 г/л, а на глубине 15 м – 4,5 г/л. В северной части залива взвесь представлена каолинитом ($\sim 90\%$) с небольшой примесью смектита, кристобалита и пирита, в южной – содержание смектита возрастает до 40–60%, причем, начиная с глубины 15 м, отмечаются максимальные содержания этого минерала.

Т а б л и ц а 33

Химический анализ вод оз. Фумарольное, мг/л

Проба	T, °C	pH	H ⁺	NH ₄ ⁺	Na ⁺	K ⁺	Li ⁺	Ca ²⁺
Первая группа								
Ф-3-79*	46	4,5	0,1	0,4	497,0	60,0	2,6	19,0
Ф-2-79	46	4,2	0,2	5,0	506,2	55,5	2,7	19,0
245-80	98	6,5	Не обн.	1,2	464,1	53,3	2,4	5,6
248-80	125,5	6,1	—"	1,5	425,5	42,1	2,1	20,8
252-80	60,5	5,8	—"	1,2	376,5	47,9	1,9	16,8
246-80	55	6,3	—"	Не обн.	356,3	43,6	1,8	16,0
240-80	36	5,4	0,2	—"	260,6	33,8	1,4	9,6
— Вторая группа								
260-80	46	6,1	Не обн.	0,4	209,3	24,4	1,0	7,6
273-80	88	6,5	0,5	30,0	126,9	13,7	0,5	26,1
258-80	98	6,5	Не обн.	Не обн.	96,4	13,7	0,6	4,0
275-80	25	5,0	—"	—"	64,6	10,9	0,3	8,0
Пресная вода								
385-80	14	7,1	Нет	0,4	6,2	0,3	Нет	0,6

* Fe³⁺ содержится только в пробе Ф-2-79 в количестве 0,1 мг/л.

П р и м е ч а н и е. Аналитики В.Н. Шарапова и Т.И. Думина ("Геоминвод").

Современные осадки и руды. Современные осадки зал. Пийпа представлены двумя типами. К I типу относится неконсолидированный ил, постепенно переходящий на глубине осадка в глину. Этот осадок распространен по всему дну водоема. II тип образует рудные мышьяковые сульфидные выделения в виде налетов, корочек и выполюнений трещин в алевропелитовых и алевросаммитовых туфах, слагающих осадочный фундамент озера. Рудные выделения локализуются близ выходов на дне перегретых гидротермальных растворов в мелководной северо-восточной части залива.

Глинистый осадок сложен смектитом и каолинитом и содержит отдельные обломки туфов алевритовой и песчаной размерности, слагающих фундамент озера.

Максимальные содержания смектита в осадках приурочены к наиболее глубоководной части залива в местах выхода глубинных термальных вод, трассирующих широтный тектонический разлом и трещины, его оперяющие.

Литологические, минералогические и гидрохимические исследования других термальных озер кальдеры Узон показали, что их фундамент, берега, взвесь и современные осадки слагаются глинистыми минералами. Термодинамические расчеты равновесий этих минералов с их гидрогеохимическими средами позволили установить, что в указанных седиментационных бассейнах с термальными водами малой минерализации, содержащих кремний (в пересчете на H₄SiO₄) до 330 мг/л, алюминий — до 90, кальций и магний — около 10 мг/л, глинистые минералы не синтезируются, а являются продуктами, суффундированными из гидротермалитов фундамента этих озер и в меньшей степени принесенными с окружающей суши. В осадках оз. Фумарольное эти закономерности подтверждаются. В современных осадках I типа отмечается незначительное содержание мышьяка, колеблющееся в пределах 0,02–0,08%.

Рудные минералы, образующие осадок II типа, представлены сульфидами мышьяка, слагающими его основную массу, реже встречаются сульфиды сурьмы и ртути. Широко распространенным минералом в этих осадках является пирит.

Рудные осадки образуют тончайшие (до 1 мм) налеты и корочки на поверхности и по трещинам отдельностей обломков туфов, слагающих верхний горизонт фундамента в северо-восточной части зал. Пийпа. Среди рудных осадков широко распространены

Mg ²⁺	Al ³⁺	Fe ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃	H ₄ SiO ₄	M _{общ}
Первая группа							
7,3	Не обн.	0,1	850,0	56,6	3,0	128,9	1829,5
1,8	—"	Не обн.	849,6	65,8	Следы	107,1	1822,9
1,0	0,06	—"	734,0	25,0	61,0	106,3	1614,2
1,9	Не обн.	—"	712,6	30,0	24,4	70,8	1460,2
1,19	0,04	—"	641,3	36,0	Не обн.	78,7	1304,9
2,4	Не обн.	—"	605,7	35,0	—"	78,7	1245,6
1,4	—"	—"	441,8	32,0	—"	56,6	1385,8
Вторая группа							
1,8	Не обн.	Не обн.	338,6	30,4	12,2	31,15	722,5
6,1	0,01	0,4	231,6	162,1	Не обн.	41,0	676,8
1,9	0,04	Не обн.	163,9	14,0	4,9	21,2	352,0
2,4	0,02	—"	114,8	14,0	15,9	28,3	286,1
Пресная вода							
6,2	Не обн.	0,1	3,5	2,0	34,1	20,1	73,7

тионовые бактерии *Thiobacillus ferrooxidans*, *Th. thiooxidans*. Мощность рудной зоны не превышает 0,5 м.

Как правило, мышьяковые рудные минералы представлены тонкодисперсными порошковыми образованиями желтого и оранжевого цвета, в массе которых встречаются отдельные кристаллы аурипигмента (алакранита, узонита*) и реальгара. Характерной особенностью рентгенограмм порошковых рудных образований оз. Фумарольное является низкая интенсивность дифракционных рефлексов, а порой и полное их отсутствие, что свидетельствует о слабой упорядоченности мышьяковых соединений по мотиву α -AsS.

Химический анализ мышьяковых образований желтого цвета показал, что они содержат 33,52% мышьяка и 20,87% серы, что соответствует составу As₂S_{2,93}, близкому к аурипигменту (As₂S₃). А.В. Зотов и др. [46] считают, что в исследованной пробе возможно присутствие рентгеноаморфного AsS₂.

В соответствии с составом и цветом желтые порошковые выделения относятся к аурипигменту, а оранжевые — к реальгару.

Электронно-микроскопическое изучение тонкодисперсных порошковых образований показало, что среди современных руд оз. Фумарольное имеется несколько морфологических видов (табл. VIII, а—в). Это прежде всего почкообразные выделения размером около 3 мкм. Эти выделения, тесно примыкая друг к другу, изменяют свою округлую форму на эллипсоидальную, группируясь в цепочечные или стустовые, комковатые агрегаты. По облику и размерам сферические выделения напоминают клетки синезеленых водорослей мастигокладус (см. табл. VIII, в). С этими выделениями ассоциируют крупные (до 3 мкм в диаметре) нити, имеющие почковидные наросты на наружной части боковых стенок. Такие формы характерны и для мастигокладусов. Войлокоподобные агрегаты слагаются тонкими нитями диаметром до 0,6 мкм, состоящими из цепочек отдельных клеток. Для идентификации этих выделений были изучены специально выращенные культуры микроорганизмов. Оказалось,

* Данные Г.А. Карпова и Т.А. Семеновской (устное сообщение).

что тонкие нитчатые формы минеральных выделений по морфологии соответствуют зеленой бактерии *Chloroflexus*, обильно развитой в термах оз. Фумарольное (см. табл. VIII, а). Таким образом идентификация псевдоморфоз, слагающих рудные тонкодисперсные выделения из осадков оз. Фумарольное, по морфологии и размерам позволяет отнести их к фоссилизированным альгобактериальным сообществам, находящимся на разной стадии постмортальной деградации [18, 19]. Согласно энергодисперсионному анализу рудных псевдоморфоз, микрофоссилии по мастигокладусам и ступковым агрегатам имеют предпочтительно аурипигментный состав (см. табл. VIII, в') и слагают осадки желтого цвета. Микрофоссилии по хлорофлексурам содержат несколько больше мышьяка (см. табл. VIII, б') и соответствуют составу реальгара. Эти микрофоссилии слагают оранжевые осадки. Следует отметить, что культуры хлорофлексус, не претерпевшие фоссилизации, содержат значительное количество фосфора, серы и кремния (см. табл. VIII, а'). В составе осадков, сложенных микрофоссилиями по нитям хлорофлексус, отмечаются кремнистые мелкоглобулярные выделения (см. табл. VIII, б').

Наиболее распространенным среди рудных образований является минерал аурипигментного состава, представленный псевдоморфозами по синезеленым водорослям. Реже встречается реальгар, образующий псевдоморфозы по нитчатым зеленым бактериям. Часто эти псевдоморфозы находятся вместе, тесно переплетаясь друг с другом, придавая желтому осадку оранжевый колорит. Последнее, по-видимому, свидетельствует об избирательной способности микроорганизмов при их фоссилизации концентрировать определенные химические элементы. Решающим в этом процессе, по всей вероятности, является первичный химический состав микроорганизмов. Действительно, зеленые бактерии хлорофлексус, имеющие в составе своей клетки достаточно высокое содержание серы, дают микрофоссилии реальгарового состава, а водорослевые клетки, не содержащие включений этого элемента, минерализуясь в мышьяково-серной среде, формируют аурипигмент. По-видимому, сера, входящая в состав хлорофлексуса при его постмортальном изменении, окисляется сероокисляющими бактериями с образованием серной кислоты. В результате эти компоненты бактериально-водорослевого субстрата преобретают более низкие значения рН, что и приводит к замещению их реальгаром.

Отмеченная закономерность несколько нарушает последовательность выделения сульфидов мышьяка, прослеженную в рудных горизонтах II участка Восточного термального поля Узонской гидротермальной системы и обоснованную термодинамическими расчетами [51].

Таким образом, мышьяковые рудные соединения на дне оз. Фумарольное слагают микрофоссилии, образовавшиеся по остаткам зеленых бактерий и синезеленых водорослей. Ранее было установлено, что микрофоссилии могут слагаться кремнистым и карбонатным материалом [18]. В результате изучения мышьяковых рудоносных осадков оз. Фумарольное установлено, что при фоссилизации постмортальных остатков микроорганизмов в условиях разгрузки мышьяковых сульфидных растворов по ним образуются псевдоморфозы, сложенные сульфидами мышьяка. Аурипигментные и реальгаровые микрофоссилии, впервые установленные в рудоносных осадках оз. Фумарольное [34], практически также не изменяют морфологию остатков микроорганизмов, как это было ранее установлено для кремнистых и карбонатных микрофоссилий [65].

Разгрузка слабоминерализованных рудоносных растворов с концентрациями мышьяка 10^{-5} и серы 10^{-4} моль/л и формирование мышьяковых руд на дне оз. Фумарольное осуществляется в его северо-восточной части в условиях мелководной фации, характеризующейся резким охлаждением глубинных термальных вод с температурой порядка 125°C пресными холодными водами до температур $30\text{--}50^{\circ}\text{C}$. При этом наблюдается снижение рН рудоносных растворов до 4–5 и возрастание их окислительно-восстановительного потенциала до +250 мВ.

Таким образом, зал. Пийпа оз. Фумарольное на Камчатке характеризуется специ-

фическими особенностями (или факторами), способствующими формированию в нем мышьяковой рудной минерализации и своеобразной ассоциации глинистых минералов в донных осадках.

Основными факторами являются тектоническое строение дна, геологическая история формирования водоема, химический состав гидротермальных растворов, рельеф дна, развитие микроорганизмов, гидрологический режим.

Заложение оз. Фумарольное по зоне субширотного разлома и оперяющих его трещин способствовало миграции к поверхности гидротермальных растворов. Поступление на поверхность гидротермальных растворов осуществлялось посредством трещинной миграции по термовыводящим каналам и локализованным вблизи них порово-капиллярным путям. В приповерхностной зоне они морфологически проявляются в виде гейзеров и горячих источников, в водах которых обильно развивались альго-бактериальные сообщества. Под действием растворов поровой миграции сформировались поля гидротермально измененных пород. Кальматация термовыводящего канала гейзера, находившегося на месте южной части современного зап. Пийпа, привела к фреатическому взрыву, образовавшему котловину залива и переместившему в северном направлении часть гидротермально измененных пород, окружавших гейзеритовую постройку. Перемещенные гидротермалиты помимо минерального материала содержали остатки альго-бактериальных матов, в состав которых входили синезеленые водоросли и зеленые бактерии.

Формированию рудных образований аурипигментного и реальгарового состава при разгрузке рудоносных растворов, содержащих до 10^{-5} моль/л мышьяка и 10^{-4} моль/л серы, способствует фоссилизация остатков микроорганизмов и образование по ним псевдоморфоз. Образование рудных концентраций возможно лишь в фациальных условиях, обеспечивающих реализацию взаимодействия глубинных и поверхностных вод в придонном слое. Эти условия характерны для мелководной озерной фации, примыкающей к устьям ручьев, поставляющих в термальное озеро пресные холодные воды. Только сочетание факторов, перечисленных выше, создают условия, благоприятные для рудообразования в озерных гидротермальных бассейнах.

ОЗЕРО ХЛОРИДНОЕ

По генезису и морфологии дна оз. Хлоридное близко к Фумарольному. Отличается от него отсутствием современного рудонакопления.

Морфология дна и гидрохимия. Озеро Хлоридное располагается в пределах I участка Восточного термального поля кальдеры Узон на оси тектонического нарушения субширотного простирания, трассирующего очаг разгрузки кипящих растворов хлоридного натриевого состава [32]. Зеркало воды озера занимает обычно площадь порядка 22 400 м², но значительно увеличивается в дождливые периоды года. Котловина озера образовалась при опускании восточного блока термального поля, вызванного серией фреатических взрывов. Эти взрывы сформировали две глубокие воронки, резко выделяющиеся в рельефе дна на фоне плоского шельфа с глубинами порядка 0,4 м. Северная воронка имеет глубину 36 м, южная — 23 м (рис. 29). С юга и запада склоны северной воронки обрывистые, а остальные части — более пологие. В пределах этой воронки прослеживается узкий желоб субширотного простирания. Южная воронка имеет обрывистые склоны на востоке и юге и пологие на севере и северо-западе. Неравномерность углов склонов, по-видимому, свидетельствует о направленности фреатических взрывов*. В северной воронке борта относительно выровнены абразией и более заилены, чем в южной, что свидетельствует о более молодом возрасте последней. Озеро сформировалось позже горизонта пород с болотным растительным

*Непосредственно наблюдаемый автором в 1980 г. фреатический взрыв образовал на Восточном термальном поле воронку с асимметричными склонами диаметром около 5 м и глубиной до 4 м. В 1986 г. Г. А. Карпов наблюдал фреатический взрыв на этом поле, образовавший воронку глубиной около 10 м, особенно часто взрывы наблюдались в конце 1989 — начале 1990 г.

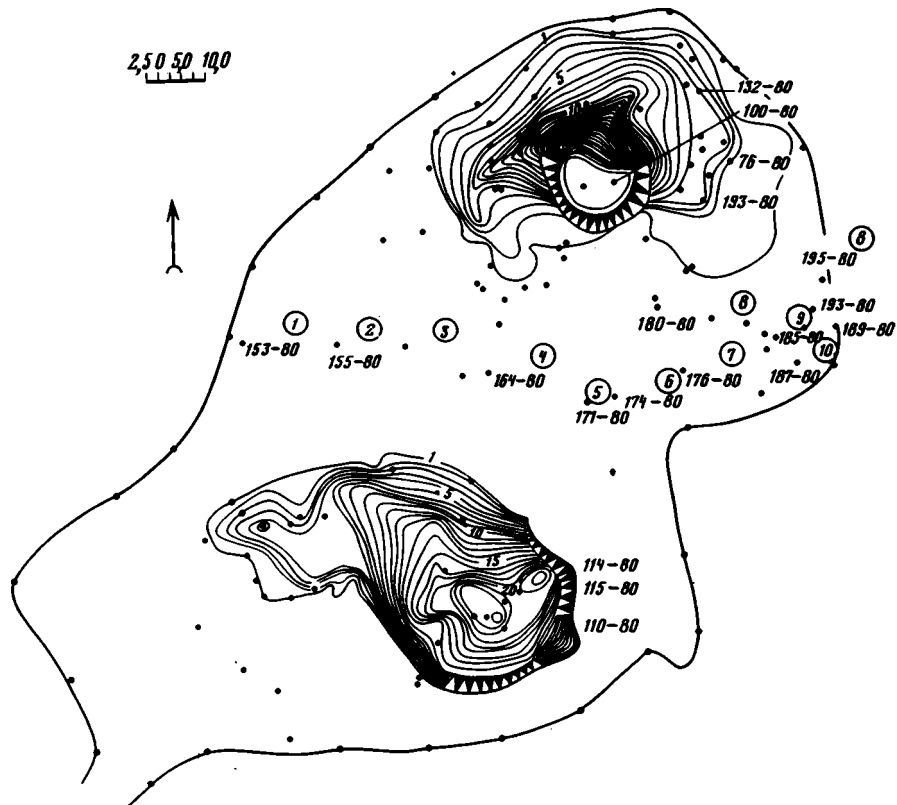


Рис. 29. Схема оз. Хлоридное [32]

Условные обозначения см. рис. 28. Цифры в кружках — номера колонок

материалом, захороненным под современными осадками, возраст которого оценивается величиной порядка 8 тыс. лет.

На дне обеих воронок и шельфа имеется большое количество термальных газоводных источников, визуально определяемых по интенсивно выделяющимся газовым пузырькам и облакам взвеси на поверхности озера. Гидрогеохимическое опробование позволило обнаружить довольно четкую локализацию вод озера по общей минерализации и содержанию ионов хлора. Выделяется три типа вод (табл. 34).

К первому типу относятся растворы с общей минерализацией не ниже 1,9 г/л и содержанием ионов хлора выше 650 мг/л, а кремния (в пересчете на ортокремниевую кислоту) выше 260 мг/л. Эти воды приурочены к наиболее глубинным участкам котловины озера. По катионно-анионному составу они близки глубинным хлоридным натриевым термам свободного излия, вскрытых скв. Р-8, расположенной в 10 м западнее озера [93].

Описываемые воды на дне озера приурочены к субширотному разлому северной воронки и прослеживаются на глубинах 35–36 м. Характерной особенностью этих вод является незначительное содержание в них сульфат-иона и значения рН порядка 4,0. Наиболее минерализованные воды с общей минерализацией 3,15 г/л отмечаются в северной части южной воронки, также приуроченной к субширотному разлому, но, по-видимому, имеющему более позднее заложение, чем аналогичный разлом в северной воронке. В отличие от вод северной воронки эта водная масса прослеживается всего на глубинах 7 м и содержит значительное количество сульфат-иона (955 мг/л).

Таблица 34
Химический анализ вод оз. Хлоридное, мг/л

Номер точ-ки	Глубина, м	T, °C	pH	Al ²⁺	H ₄ SiO ₄	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
Первый тип							
92	7,0	34	4,2	0,45	333,1	766,1	954,7
40	35,0	90	3,2	0,3	299,8	676,9	286,3
10	36,0	89	3,2	0,4	266,4	712,7	245,2
178	36,0	83	3,7	0,15	377,4	677,0	259,2
Второй тип							
36	4,5	44	3,5	0,8	249,8	481,1	304,4
161	4,2	40	3,0	0,09	266,4	448,9	269,9
153	15,8	59	3,0	-	262,7	534,5	6,0
100	18,0	85	3,95	0,4	259,3	445,3	251,7
128	20,5	80	3,2	0,07	211,6	427,6	273,2
95	5,5	43	3,5	0,5	86,1	498,9	266,6
Третий тип							
99	15,0	41	3,5	0,03	79,9	199,5	116,9
120	22,0	84	3,5	0,5	51,6	231,6	109,4
135	0,4	25	2,9	6,0	36,7	21,4	152,2
143	0,4	25	3,3	10,0	57,5	14,3	118,4
152	7,7	36	3,7	-	62,5	163,1	4,0

Ко второму типу относятся воды, имеющие общую минерализацию 1,3–1,5 г/л, реже до 1,9 г/л, с содержанием хлора 300–550 г/л (см. табл. 34). По содержанию кремния (концентрации H₄SiO₄) эти воды подразделяются на две подгруппы: 1) 0,11–280 мг/л; 2) 80–90 мг/л. Воды первой подгруппы наиболее распространены и локализуются в пределах придонной части обеих воронок озера. Воды второй подгруппы тяготеют к западной периферии озера, дренируют центральный участок Восточного термального поля и представляют собой слабоминерализованный раствор хлоридного натриевого состава с существенной примесью сульфат-иона, содержание которого достигает 280 мг/л. Генетически они родственны водам первой подгруппы, но несут следы значительного смешения с водами, формирующимися в поверхностных условиях в пределах областей сноса на берегах озера.

Воды третьего типа представляют собой слабоминерализованный раствор, с общей минерализацией ниже 1 г/л и содержанием ионов хлора до 230 мг/л, сульфат-иона — до 150 мг/л.

Состав этих вод в основном обязан поверхностному формированию и стоку с восточной и юго-восточной периферии озера из района распространения серного пляжа.

Содержание взвеси в поверхностном слое воды составляет 0,6 г/л, вглубь содержание ее возрастает, и в придонном слое вода представляет собой суспензию густой констатенции. Взвесь представлена тонкодисперсной самородной серой, каолинитом и смектитом, находящимися примерно в одинаковых соотношениях, а также небольшим количеством тонкодисперсного кварца и низкотемпературного α-кristобалита.

В составе растворенных газов, определенных в водах, взятых с поверхности над глубинами 36 м, обнаружены, об. %: CO₂ — 83,70; CH₄ — 0,42; H₂ — 0,0005; N₂ — 14,77; Ar — 0,50; He — 0,001; O₂ — 0,6. На глубинах 4–9,8 м отмечается содержание H₂S 0,63–12,10 об.%, причем с глубиной содержание этого компонента увеличивается.

Источниками сульфат-ионов в водах оз. Хлоридное являются самородная сера, слагающая юго-восточную часть береговых пород и линзы подстилающих пород, а также тонкодисперсную взвесь и сульфиды, распространенные в гидротермально из-

менных породах Восточного термального поля и в донных осадках озера. Существенным ее источником является также сероводород термального газодонного раствора, поступающего из многочисленных подводных грифонов. Окисление как серы, так и сульфидов осуществляется при непосредственном участии тионовых бактерий, среди которых основную роль при температурах 40° С и ниже играют *Th. thiooxidans* и *Th. ferrooxidans*. Плотность этих микроорганизмов в пределах Восточного термального поля достигает 10⁶ клеток на 1 г породы, а в водах на несколько порядков выше. В толще вод озера процесс образования тонкодисперсной серы и образование сульфатона происходят более интенсивно. Аэробному микробиологическому окислению серы способствуют большая поверхность взвеси и ее усиленное перемешивание при постоянном взмучивании вод. Сероводород играет исключительную роль, как это было показано на примере оз. Серное, в растворении самородной серы гидротермалитов и переносе ее в седиментационный бассейн.

Если взять за основу химического состава вод озера хлоридный натриевый раствор на изливе скв. Р-8, которая вскрыла горизонт с водой, близкой по составу придонному раствору из района глубинного профиля в северной воронке, то все рассмотренные группы вод представляются продуктом разбавления их водой существенно сульфатного состава. Результаты подтверждают выводы Г.Ф. Филипенко, которая рассматривала в целом термальные воды Узонской гидротермальной системы [91—93].

* * *

Состав пород, обрамляющих озеро. Северо-восточный и восточный берега оз. Хлоридное обрывистые и возвышаются над зеркалом воды на 2—6 м. В этой части из-под бортов озера высачивается ряд источников сульфатного состава, образующих в русле обильные осадки самородной серы.

Верхняя часть восточного берегового обнажения слагается тефроидами, состоящими из псефитовых обломков пемз, шлаков, лав, вулканического стекла и пепловых туфов. Порода сильно гидротермально изменена и замещена опалом и алунитом. На глубине 2,5 м встречен прослой пепла мощностью 0,05—0,08 м, сложенный псаммитовыми обломками вулканического стекла, лав и отдельных кристаллов плагиоклазов. Все компоненты пепла также интенсивно изменены и замещены опалом и алунитом. Аналогичный минеральный и химический состав пород отмечается и в средней части берегового обнажения, где среди псефитовых тефроидов залегают маломощные пепловые горизонты. В нижней части разреза на глубине 5 м тефроиды становятся более сцементированными. По оптическим данным, основными компонентами здесь являются опал и вторичный кварц.

Таким образом, породы восточного и северо-восточного обрамления озера могут являться источником сноса таких минералов, как алунит, опал, кварц и в меньшей степени в силу ограниченного распределения каолинит. Береговые породы юго-восточного обрамления представлены пляжевыми образованиями, сложенными самородной серой.

Фундамент озера. Среди осадков и пород, вскрытых на дне озера, выделяются два структурных яруса: 1) нижний, представляющий собой фундамент, ложе озера; 2) верхний — современные отложения озера.

Фундамент в западной части озера сложен гидротермально измененными породами (гравелитами), широко распространенными в пределах II участка Восточного термального поля Узона, в остальной — гидротермально измененными породами с растительными остатками, ниже которых залегают также гидротермально измененные гравелиты. Верхняя часть разреза гравелитов на глубину около 0,5 м сцементирована опалом. Под ним располагается рудный горизонт мощностью около 0,6 м, который в верхней части содержит минералы аурипигментного состава, в нижней — реальгар и антимонит. Первые образуют округлые коломорфные агрегаты, обволакивающие обломки гравелитов и формирующие их цемент. Исследование агрегатов с помощью электрон-

ного сканирующего микроскопа показало, что они в основном состоят из псевдоморфоз по бактериальным сообществам соответствующих химическому составу аурипигмента (см. табл. VI). В ряде мест агрегаты аурипигментного состава не представляют собой микрофоссилии, а являются хемогентными образованиями. Реальгар встречается также в виде псевдоморфоз по бактериальным сообществам (трихомные бактерии по предположению Г.А. Заварзина). Часто реальгар образует призматические и тонко-таблитчатые кристаллы, а актимонит — игольчатые выделения, выполняющие поровые пространства в измененных породах. Под рудным горизонтом залегают в различной степени глинизированные гравелиты. В распространении глинистых минералов в гидротермально измененных гравелитах установлена следующая вертикальная зональность: в верхних зонах развит каолинит, в нижних — смектит [29, 30]. Однако, как было изложено в гл. 2, в зонах выходов глубинных хлоридных натриевых вод на поверхности смектит развивается непосредственно в близповерхностной области.

В западной части озера колонками 1 и 2 вскрыта толща пород с рудным горизонтом (пирит, сульфиды мышьяка) в верхней части и глинизированными тефроидами на глубине более 0,4 м. Из нерудных минералов здесь распространены каолинит, алуниит и кварц. В глинизированных тефроидах основными компонентами являются каолинит (до 80%) и смектит (~29%).

В центральной и восточной частях озера под слоем неконсолидированного современного осадка залегают гидротермально измененная порода с обильным содержанием кремнистых болотных растительных остатков (торф?), вскрытая на глубину более 50 см, а в скв. 9 на глубине 30 см обнаружен захороненный альго-бактериальный мат, состоящий из опализированных синезеленых водорослей с примесью скелетов диатомей. В породах наряду со скелетами растительного материала наблюдается значительное количество тефры, представленной мелкими (до 0,05 мм) обломками дацитовых лав, шлаков, пемз и отдельных фенокристаллов плагиоклазов и частиц вулканического стекла. По всему вскрытому вертикальному разрезу отмечается несколько горизонтов, сложенных исключительно тефровым материалом. Очевидно, этот пепловый материал периодически засыпал болото. Растительный и тефровый материал гидротермально изменен. Растительные частицы полностью замещены опалом, который, по данным рентгеновской дифрактометрии, представлен плохо раскристаллизованным низкотемпературным α -кристобалитом. С увеличением содержания тефрового материала в породах возрастает количество гидротермальных минералов, представленных каолинитом и смектитом. При этом отмечается вертикальная зональность распределения этих минералов в гидротермалитах. В верхних горизонтах содержание каолинита достигает 80%, в нижних — 60%. Соответственно содержание смектита в нижних горизонтах гидротермалитов достигает 40%. В низах вскрытой толщи практически не наблюдается тефрового материала, а исходная порода почти полностью замещена опалом. Под породами с растительными остатками залегают гидротермально измененные гравелиты, аналогичные породам II участка Восточного термального поля, в основном состоящие из смектита.

Несколько отличные породы фундамента вскрыты в восточной части озера, непосредственно у берегового обрыва. Здесь на болотных отложениях, засыпанных тефрой, залегают слои материала мощностью 30 см, перемещенного с обрывистого берега. Этот материал, как было показано выше, представлен гидротермально измененными тефроидами, в составе которых основное место занимает опал, алуниит и примесь каолинита. Выше этих пород залегают современные отложения, представленные неконсолидированными глинистыми осадками.

Современные осадки. Современные осадки оз. Хлоридные представлены двумя типами: 1) неконсолидированный глинистый ил, представляющий собой густую суспензию, состоящую из глинистых минералов, тонкодисперсной самородной серы и рентгеноаморфного вещества, 2) песок, состоящий из сферических, лепешкообразных, скорлупообразных частиц самородной серы, размеры приблизительно 1—2 мм. Глинистый ил развит по всему дну озера. Характерной особенностью глинистого ила, рас-

Таблица 35

Химический анализ современных осадков оз. Хлоридное, %

Компонент	110-80	115-80	133-80	171-80 (фр. < 0,001 мм)
SiO ₂	27,78	25,99	37,20	30,44
TiO ₂	0,91	0,85	1,05	0,79
Al ₂ O ₃	1,8	13,37	18,82	11,47
Fe ₂ O ₃ + FeO	4,64	4,15	4,16	4,99
MnO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
MgO	0,16	0,15	0,31	0,47
CaO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,18
BaO	0,01	0,01	0,02	0,02
SrO	0,03	0,03	0,03	0,04
NiO	0,03	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Na ₂ O	0,20	0,18	0,17	0,59
K ₂ O	0,16	0,11	0,19	0,28
P ₂ O ₅	0,07	0,04	0,09	0,06
П. п. п.	49,98	53,99	37,29	48,51
Сумма	98,55	98,87	99,40	97,84

пространенного в котловинах, является постепенный его переход в придонной части от суспензии взвеси в толще воды к донному осадку. На мелководных участках граница между взвесью и осадком резкая. Песок, сложенный серой, концентрируется в юго-восточной и южной частях бассейна и слагает здесь береговой пляж. Местами такой песок встречается на мелководе в северо-западной и центральной частях озера, где наблюдается активная динамика вод.

Химический состав современного глинистого ила приведен в табл. 35. Состав осадков близок составу его глинистой фракции, что свидетельствует о сложении его в основном каолинитом и смектитом. Каолинит является преобладающим минералом на большей части озера. Содержание смектита в осадках увеличивается в котловинах участка, где наблюдается наибольшее количество подводных источников и максимальные ореолы взвешенных веществ.

Приведенный материал свидетельствует о том, что с выходами глубинных вод на дне озера в местах эрозии фундамента связано увеличение в составе глинистой фракции смектитового компонента. Отмеченная закономерность может быть обусловлена чисто механическим вымыванием глинистой фракции из пород фундамента напорными восходящими водами, как это показано на примерах оз. Серное, а также кристаллизацией глинистых минералов (прежде всего смектита) из глубинных термальных вод.

Кристаллизация глинистых минералов из глубинных термальных вод на дне оз. Хлоридное мало вероятно вследствие низкой концентрации в этих водах основных минералообразующих компонентов кремния и алюминия (см. табл. 34).

Таким образом, воды оз. Хлоридное представляют собой раствор, отработанный после минералообразования, осуществляющегося при гидротермальном изменении пород фундамента озера, и разбавленный водами поверхностного формирования, а глинистые минералы современных осадков являются продуктами, вынесенными из пород фундамента и отчасти снесенными с береговых склонов. Однако отмеченные в водах озера содержания кремния и алюминия все же участвуют в обогащении этими элементами глинистых фракций взвеси и осадков. Так, К. Тэном [147] экспериментально показано, что кремний активно сорбируется глинистыми минералами при его

содержании в растворах на несколько порядков ниже, чем в оз. Хлоридном. Не исключено, что глинистые минералы, обогащенные сорбированным кремнием и алюминием, на стадии литогенеза осадка претерпевают дальнейшие минеральные преобразования.

К этому же типу озер относится оз. Черное, расположенное в пределах Центрального Семячика. В отличие от оз. Хлоридное, в это озеро поступает значительное количество железа, что и обусловило генерацию в его водах тонкодисперсного марказита. Формирование марказита осуществляется под действием сероводорода растворенных газов.

ОЗЕРО ВОСЬМЕРКА

Озеро Восьмерка располагается в пределах термального поля с вялым гидротермальным режимом, характеризующимся слабым парением и отсутствием на поверхности растительного покрова.

Дно оз. Восьмерка представляет собой активную часть термального поля, погруженную на 10–14 м в результате гидротермальной переработки, обрушения и уплотнения рыхлого тефроидного материала. Образовавшиеся отрицательные формы рельефа заполнились термальным раствором. На дне озера изучены 40 термальных источников и около 30 источников определены визуально по интенсивным ореолам взвеси и газовым выделениям на поверхности воды.

Площадь зеркала воды озера составляет около 15 000 м². К концу лета в засушливые сезоны, как правило, озеро разделяется перемычкой на северное и южное озерца (рис. 30, см. вкл.), которые соответственно имеют размеры 10 000 м² и 5000 м². Характерным для этого периода является установление разного уровня воды в разделенных озерцах. Южное озерцо имеет несколько повышенный уровень. По-видимому, из северного озерца осуществляется подземный грунтовый отток вод в бассейн руч. Комариный, расположенного в 60 м западнее оз. Восьмерка. Кроме того, судя по наличию большого количества сульфидов железа во взвеси и в осадках южного озерца, здесь наблюдается более активный газотермальный режим.

Морфология дна озера и его гидрохимия. Максимальная глубина грифонов северного озерца приурочена к центральной его части. Здесь на фоне изобаты 10 м выделяются грифоны глубиной 11–12 м. В периферической части озерца отмечаются грифоны глубиной 6–8 м (см. рис. 30). В центральной части южного озерца оз. Восьмерки наибольшая глубина грифона 16 м располагается в пределах изобаты 14 м. Характерным для этого озерца является наличие глубоких грифонов (10–13 м), беспорядочно расположенных по всему дну.

В пределах северного и южного озерца отмечаются два направления разломов дна, контролирующих положение термовыводящих каналов и венчающих их подводных источников. В северном озерце преобладающим направлением разлома является северо-западное, о чем свидетельствуют конфигурации изобат на его дне. Менее выражен здесь разлом широтного простирания, который трассируется системой западных грифонов и источником Кухонным, расположенным на восточной периферии оз. Восьмерка. На дне южного озерца наиболее выражен разлом широтного простирания. Однако здесь также фиксируется разлом северо-западного направления. В южном озерце максимальная глубина 16 м приурочена к пересечению разломов северо-западного и широтного простирания.

Максимальная температура вод, равная 118°С, отмечается в подводном источнике, расположенном в северном озерце на пересечении разлома северо-западного и широтного простирания. В южном озерце на пересечении этих разломов располагается подводный источник с температурой 53°С. Как правило, в этой части оз. Восьмерка разломы дна трассируются подводными источниками с температурами газоводных растворов 33–45°С.

В целом воды оз. Восьмерка в летнее время характеризуются температурами от

Таблица 36

Химический анализ вод оз. Восьмерка, мг/л

№ обр.	Глубина, м	T, °C	pH	Al ³⁺	H ₂ SiO ₄	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
139-79	14	71,5	2,47	60	173,8	177,3	441,9
146-79	13,6	45,0	2,35	22	190,4	230,0	415,0
132-79	13	25,0	2,52	9	177,0	184,4	447,5
102-79	12,5	118,0	2,65	3	228,4	301,4	269,0
160-79	12,9	33,0	2,40	40	199,8	212,7	690,2
103-79	11,5	95,0	2,25	20	228,4	319,1	700,3
65-97	11,0	66,0	2,68	4,5	177,7	297,1	302,8
151-79	10,0	36,0	2,45	60	246,0	248,2	1155,8
119-79	9,6	104,5	2,15	40	194,9	390,1	470,7
110-79	9,4	58,0	2,50	16	192,6	285,1	581,2
123-79	8,0	42,0	2,77	4	199,8	244,6	10,1
80-79	8,0	40,0	2,60	4	204,9	319,1	316,8
118-79	7,0	57,5	2,60	10	160,0	390,1	408,7
125-79	7,0	28,0	2,42	23	222,3	336,9	477,4
131-79	6,3	21,5	2,35	40	120,0	177,3	451,4
153-79	6,0	23,0	2,20	42	205,0	178,4	1096,0
140-79	5,0	25,5	2,50	10	160,0	212,7	550,4
152-79	5,0	18,0	2,25	40	113,5	195,0	754,1
128-79	4,0	44,0	2,40	17,3	173,8	285,1	560,1
157-79	0,6	20,0	2,40	60	176,0	177,3	1344,8

20° на поверхности до 118° на глубине, в зимнее — от 0–3 до 118° С. Воды оз. Восьмерка характеризуются низкой общей минерализацией 1,0–2,5 г/л и низкими значениями pH = 2,2–2,7 (табл. 36). Преобладающим катионом вод является натрий. В водах присутствует значительное количество алюминия, железа, а местами и магния. Повышенные содержания алюминия не коррелируются ни с глубинами подводных источников, ни с температурами вод. Так, содержание Al³⁺ в количествах 60 мг/л отмечаются как на глубине 14,10 м, так и на глубине 0,6 м. Характерным является также распространение их в широком интервале температур 20–71,5° С. Однако общим для этих проб является приуроченность их к широтному разлому дна и оперяющим его трещинам.

По содержанию кремнезема воды оз. Восьмерка близки I и II типам вод оз. Хлоридное, а также оз. Серное и Банное, где существенную роль играют глубинные компоненты. Концентрация кремнезема 120–250 мг/л. По-видимому, образование вод оз. Восьмерка происходит при конденсации парогазовых струй, формирующих подводные источники этого озера. К конденсатам струй подмешиваются глубинные гидротермальные растворы хлоридного натриевого состава, дериватами которого являются указанные парогазовые струи.

Весомый вклад в образование сульфат-иона в водах оз. Восьмерка вносят тионовые бактерии. Плотность сульфатобразующих микроорганизмов здесь составляет, без учета *Sulfolobus* 10⁶ клеток/л. Микробиологический процесс образования сульфат-иона тот же, что и в остальных рассмотренных озерах и, возможно, проявляется более интенсивно. Следует отметить, что в осадках озера, дренируемых газоводными растворами, встречаются отдельные маломощные горизонты, сложенные самородной серой, как это было описано для оз. Банное. Эта сера является потенциальным генератором вторичной самородной серы водной взвеси и сульфата.

Среднее содержание взвеси в поверхностном слое воды составляет 0,8 г/л. Как правило, с глубиной содержание взвеси возрастает, а вблизи подводных источников

воды озера представляют собой глинистую суспензию, состоящую из каолинита, кварца и серы.

Таким образом, воды оз. Восьмерка представляют собой кислый ($\text{pH} = 2,5$) гидротермальный раствор хлоридно-сульфатного состава с содержанием ионов алюминия 4–60 мг/л, кремнезема около 200 мг/л, взвеси, состоящей преимущественно из каолинита с примесью кварца и самородной серы.

Строение берегов оз. Восьмерка. Берега оз. Восьмерка возвышаются над урезом воды на 1–2 м и более. Сложены берега гидротермально измененными тефроидами разной степени размерности от псефитовой до алевропелитовой и пелитовой. Крупные фракции тефроидов слагаются обломками туфов и шлаков дацитового и андезитового составов, пелитовая фракция, как правило, представлена кислым пепловым материалом. Первичный состав пород почти нацело изменен и замещен гидротермальными минералами.

Породы в приповерхностной зоне имеют буроватый цвет за счет обогащения окисным железом, содержание которого составляет 8,55–13,25%.

В пределах двухметровой мощности среди береговых гидротермалитов выделяется нижняя смектитовая зона и верхняя каолининовая зона.

Смектит на рентгеновских дифрактограммах имеет рефлекс с $d = 13,6 \text{ \AA}$, разбухающий с этиленгликолем до $16,9 \text{ \AA}$ и сокращающийся после прокаливании при 550°C до $9,6 \text{ \AA}$. Каолинит выделяется по рефлексам с $d = 7,14 \text{ \AA}$ и $3,56 \text{ \AA}$ (рис. 31). Граница между зонами литогенеза нечеткая: в переходной зоне совместно встречаются смектит и каолинит. Судя по данным химического анализа и химическому составу пород по Барту, каолининовая зона по сравнению со смектитовой обедняется калием и магнием. В этих породах совершенно исчезает натрий, кальций и марганец. Каолининовые породы обогащаются алюминием и титаном.

Фундаментом озера – ложем – служат гидротермалиты, вскрытые скв. УК-1. Описание их состава приведено выше.

Следует отметить, что оз. Восьмерка бессточное. Ограниченный приток пресных вод и поступление какого-либо небольшого количества осадочного материала возможен лишь в период сильного весеннего паводка через ручей, впадающий в озеро в его северо-восточной части. Большую часть года этот ручей является пересохшим.

Таким образом, осадочный материал, поступающий в оз. Восьмерка в результате разрушения его берегов и суффозии тонкодисперсного материала из пород его ложа, представлен смектитом, каолинитом, в меньшей степени алунином, гипсом и кремнистыми соединениями.

Донные осадки озера. Современные осадки оз. Восьмерка по всему дну представлены однородным глинистым илом. Различаются осадки по интенсивности серой окраски. В пределах северного озера цвет осадков более светлый, в южном более темноватый. Это объясняется несколько большим содержанием тонкодисперсного марказита и пирита в осадках южного озера, чем в осадках северного. Так, в осадках северного озера содержание железа порядка 0,26–0,30%, а в осадках южного озера – 2,16–3,15% (табл. 37). Эта же закономерность, отражающая степень современной газогидротермальной активности, четко прослеживается при сопоставлении формул химического состава осадков разных частей оз. Восьмерка.

Гранулометрически современные осадки озера соответствуют фракции $< 0,001 \text{ мм}$. По данным рентгеновского анализа осадки сложены почти нацело каолинитом, который на дифрактограммах имеет серию интенсивных рефлексов с $d = 7,14$ и $3,56 \text{ \AA}$. Помимо каолинита здесь в небольших количествах присутствуют тонкодисперсный кварц ($d = 3,34 \text{ \AA}$) и самородная сера ($d = 3,84 \text{ \AA}$).

Минеральный состав донных осадков полностью соответствует составу озерной взвеси.

Структурные исследования каолинита из донных осадков озера показали, что он представлен удлиненно-пластинчатыми хорошо окристаллизованными разностями с

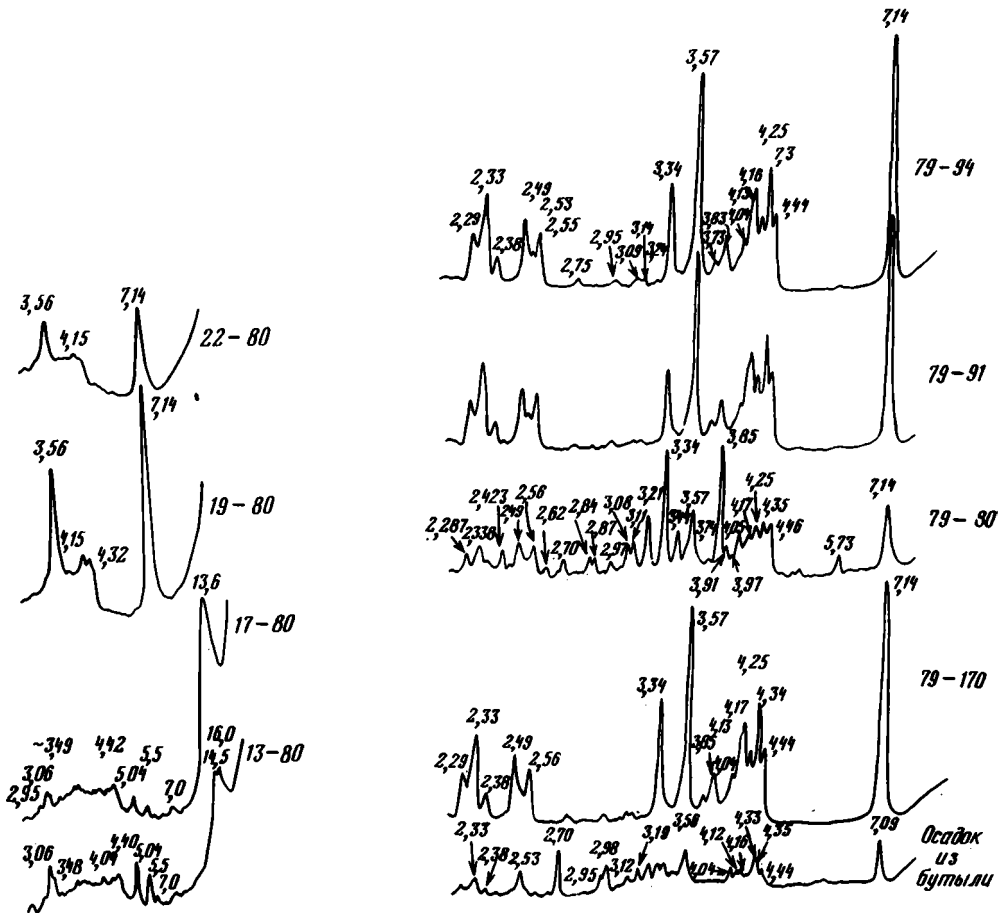


Рис. 31. Рентгеновские дифрактограммы фракции < 0,001 мм гидротермалитов, слагающих берега оз. Восьмерка

Рис. 32. Рентгеновские порошкограммы каолинитов из современных осадков оз. Восьмерка

высокой степенью трехмерного порядка, с содержанием в кристаллах до 40 когерентно рассеивающих слоев 1:1. В некоторых пробах наряду с хорошо окристаллизованными кристаллами (рис. 32, обр. 79-94, 79-91) встречаются кристаллы с большим содержанием дефектов (рис. 32, обр. 79-80). Каолинит, синтезированный нами из воды оз. Восьмерка в результате ее охлаждения до 3°С и старения осадка в течение 2 мес., имеет высокую степень трехмерного порядка и 20 когерентно рассеивающих слоев 1:1 в кристалле (рис. 32, обр. из бутылки).

Все это служит показателем гетерогенности каолинита в осадках оз. Восьмерка. Действительно, в озерный осадочный бассейн вовлекается разнородный материал, слагающий гидротермалиты бортов и фундамента озера. Это каолинит разной степени упорядоченности и смектит. В осадках же совершенно отсутствует смектит, а каолинит в подавляющем большинстве представлен минералом с высокой степенью трехмерного порядка. Очевидно, смектит в условиях среды с pH < 2,5 разрушается, а его структурные фрагменты, в частности алюминий в шестерной координации и кремний, идут на формирование совершенного каолинита. По всей вероятности, процесс синтеза каолинита интенсифицируется в присутствии органических кислот, способствующих образованию комплексов с алюминием, переводящий последний из раствора в шестерную координацию.

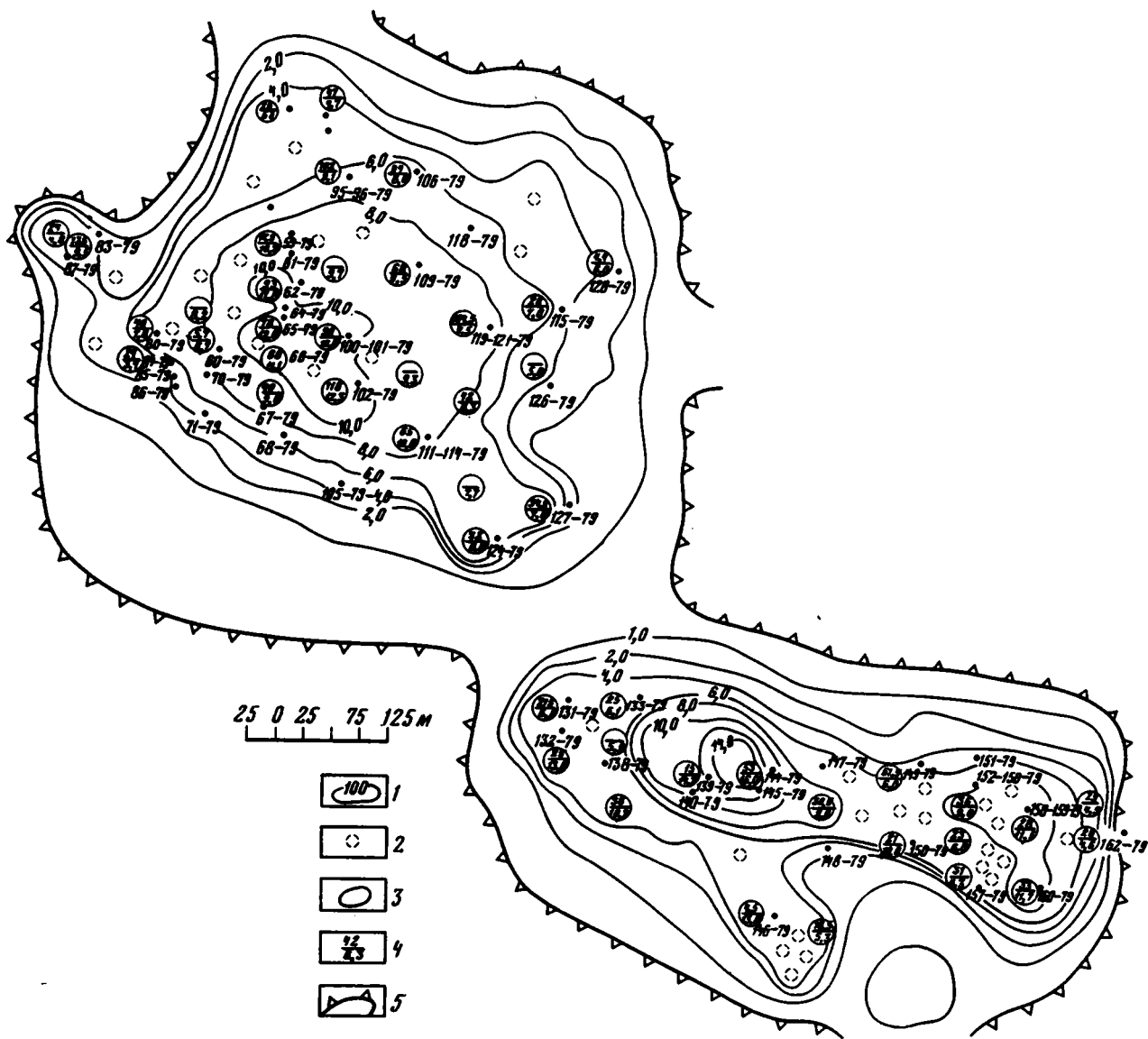


Рис. 30. Схема оз. Восьмерка

1 — изобаты, м; 2 — предполагаемые подводные источники газодонных растворов, наблюдаемые по пузырькам газа на поверхности озера; 3 — исследованные подводные источники; 4 — числитель — температура, знаменатель — глубина; 5 — борт озера

Таблица 37

Химический анализ современных осадков оз. Восьмерка, мас.%

Компонент	94-79	62-79	139-79	162-79	Компонент	94-79	62-79	139-79	162-79
SiO ₂	49,15	48,40	46,64	46,21	CaO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
TiO ₂	1,78	1,76	1,67	1,64	Na ₂ O	0,07	0,07	0,08	0,12
Al ₂ O ₃	35,72	35,52	32,44	32,84	K ₂ O	Не обн.	0,22	0,03	0,10
Fe ₂ O ₃ + FeO	0,30	0,26	2,16	3,15	H ₂ O	11,83	12,59	15,01	14,67
MnO	0,02	0,02	0,01	Не обн.	Сумма	99,42	99,34	98,67	99,12
MgO	0,36	0,34	0,37	0,07					

Таким образом, источником структурно упорядоченного каолинита осадков озера являются слоистые силикаты гидротермалитов (смектит и неупорядоченный каолинит) и алюминий и кремний, растворенные в воде.

В осадках озера отмечается устойчивая ассоциация: тонкодисперсный кварц + каолинит.

Экспериментальный синтез каолинита затруднен вследствие малой скорости его кристаллизации и отличий в растворимости гидроокислов алюминия и кремния. Гидроокислы алюминия осаждаются быстрее, что, вероятно, приводит к сорбции на них гидроокислов кремния, при этом для образования каолинита необходимо обеспечение возможности шестерной координации алюминия в его структуре [132, 134].

По теоретическим расчетам Р. Гаррелса и Ч. Крайста [17], образование каолинита должно происходить в довольно широком интервале рН при концентрациях кремнезема выше 1,5 мг/л, алюминия выше 0,00026 мг/л.

Лабораторный синтез каолинита в нормальных условиях проводился как в неорганических средах, так и в присутствии органических соединений — шавелевой кислоты [143], кварцитина [129], раствора ЭДТА [131], которые давали с алюминием шестикоординационные комплексы.

Интересные данные по синтезу каолинита были получены в процессе старения алюмогелей в присутствии растворимого кремнезема. Эксперимент осуществлялся путем добавления к массе геля раствора кремнезема до концентраций 40 мг/л при температуре 43°С и рН = 4,5 ÷ 5,0.

Известно, что при синтезе каолинита был применен также метод осаждения из разбавленных растворов [141]. Этим методом получен осадок из раствора с рН 5,0 при содержаниях алюминия 0,31 мг/л и кремнезема 20 мг/л, а также при рН 4,94 тех же концентрациях алюминия и содержаниях кремнезема 98 мг/л. После старения осадка в течение 56 дней в нем обнаружен каолинитоподобный минерал.

Несколько ранее Х. Хардером [128] был получен неупорядоченный каолинит при старении кремнеалюмогидроокисных осадков в кислой среде с рН = 4,0–5,0 в течение 3 мес. при 22°С. В этих экспериментах кремнеалюмогидроокисный гель был получен при 20°С из раствора с концентрациями Al₂O₃ = 6–12 мг/л и SiO₂ = 10–30 мг/л при рН = 4,5–5,0.

Л.А. Матвеевой [72] синтезирован каолинит в продуктах совместного осаждения алюминия с кремнием из разбавленных неорганических растворов при температурах 20–25°С, атмосферном давлении и концентрациях алюминия 9,0 и 5,4 мг/л и соответственно кремния — 40 и 24 мг/л.

Таким образом, экспериментальный материал, полученный разными исследователями, в том числе и нами, свидетельствует, что в условиях, близких к атмосферному давлению и относительно низких температур, возможен синтез каолинита. По-видимому, существует альтернатива механизма формирования каолинита. Во-первых, этот минерал раскристаллизовывается при старении кремнеалюмогидроокисного геля, во-

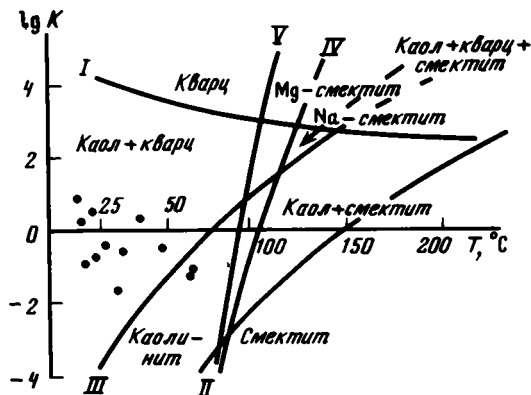


Рис. 33. Диаграмма полей устойчивости в осадках гидротермальных озер

I-V - границы полей устойчивости минеральных ассоциаций; точки - минералы равновесные с гидрогеохимической средой [35]

вторых, непосредственно осаждается из разбавленных кремнеалюминиевых растворов. Обязательными условиями синтеза каолинита являются кислая среда и преобладание в исходном растворе кремния над алюминием. Для механизма старения геля отношение алюминия к кремнию в экспериментах Й. Хема [129] - 0,5, Х. Хардера [128] - 0,4-0,6 и Л.М. Матвеевой [71, 72, 73] - около 0,2. Для механизма непосредственного осаждения каолинита из раствора Гаррелсом [17] дается расчетное отношение алюминия к кремнию, которое составляет 0,00017.

В водах оз. Восьмерка это отношение колеблется от 0,02 до 0,3.

По-видимому, в природных условиях синтез каолинита, независимо от рассмотренного механизма, осуществляется в присутствии органических кислот, обеспечивающих шестикоординационное состояние иона алюминия.

Во всех лабораторных экспериментах и в природном бассейне оз. Восьмерка избыток в растворе кремния обеспечивает формирование в осадке кремнистых соединений.

В.А. Ильным [30] рассчитаны константы реакции совместного образования каолинита и кварца (уравнение III), исходя из концентрации, температуры и pH природных растворов. Результаты расчетов нанесены на диаграмму (рис. 33). Из анализа полученных результатов следует, что синтез минералов ассоциации каолинит-кварц происходит при $\text{pH} = 2,15 \pm 2,65$ (в среднем 2,4) при величине $\text{Al}^{+3}/\text{H}_4\text{SiO}_4 = 0,73$ (рис. 33).

Рассмотренные константы равновесия реакции образования ассоциации: минералы кремнезема (кварц см. на рис. 33) - каолинит для гидрогеохимических сред оз. Восьмерка - подтвердили реальность существования этой аутигенной ассоциации. Сметит же, как видно из диаграммы, не равновесен со средой и разрушается. Продуктами его разрушения могут быть кремний и Al^{+3} . Все это свидетельствует о том, что, помимо аллотигенного каолинита, в озерах четвертого типа формируется также аутигенный каолинит. Он кристаллизуется из геля, выпавшего из растворов, обогащенных кремнием и алюминием, в том числе и за счет разрушения сметита. Аллотигенный неупорядоченный каолинит в этих гидрогеохимических средах подвергается аградации, сопровождающейся возрастанием степени трехмерного порядка и увеличением количества когерентно рассеивающих слоев в кристалле.

Таким образом, в озерах четырех типов (табл. 38), расположенных среди гидротермалитов, отмечается наличие двух источников питания осадочным материалом. Первый представляют собой подстилающие породы фундамента озер, из которых он выносятся термальными водами (суффозия) в бассейны осадкообразования, второй - береговые породы. В гидрогеохимических средах озера осадкообразования аллотигенный материал, представленный глинистыми минералами, изменяется, при этом наиболее неустойчивым компонентом является сметит. Для четвертого типа озер характерен синтез каолинита. Материалом для этого синтеза служат фрагменты структур разрушенного сметита, вулканическое стекло и другие минералы.

Т а б л и ц а 38

Типы гидротермальных озер кальдеры Узон

Тип	Характерный представитель	Характеристика гидрогеохимических сред*	Минеральный состав, %			Озера аналоги
			Взвесь	Донные осадки	Источник сноса	
I	Оз. Серное	$T = 70 \pm 90^\circ \text{C}$; $\text{pH} 5 \div 5,4$; Al^{3+} до 2,8; Ca^{2+} 60–80; Mg^{2+} 0,6–9,0; Fe^{3+} 0,1; H_4SiO_4 200–300; Cl^- 425–525; SO_4^{2-} 530–600; M 1800–2000	Смектит 70–75, каолинит 5–10, сера 16–18, кремнезем 4	Смектит 75–85, каолинит 5–10, сера 7, кремнезем 4	Смектит (глубинный), каолинит (поверхностный)	Оз. Банное и Парящий сапожок, Узон
II	Оз. Фумарольное (зал. Пийпа); котловина мелководье	I группа: $T = 100^\circ \text{C}$, $\text{pH} = 6,1 \div 6,5$; M 1400; Al^{3+} сл.; Ca^{2+} 20; Mg^{2+} 2; H_4SiO_4 35; Cl^- 390; SO_4^{2-} 30 II группа: $T = 35 \div 55^\circ \text{C}$; $\text{pH} = 5,0 \div 5,5$; M 800; Al^{3+} сл.; Ca^{2+} Mg^{2+} 8; Mg^{2+} 1,8; H_4SiO_4 35; Cl^- 90; SO_4^{2-} 30	Смектит 50, каолинит 40, кремнезем 10 Каолинит 75–80, смектит 5, кремнезем 20	Смектит 40–50, каолинит 40–50, кремнезем 10 Каолинит 75–80, смектит 5, кремнезем 20	То же Каолинит (поверхностный), смектит (глубинный, мало)	
III	Оз. Хлоридное: котловина	I группа: $T = 78 \pm 90^\circ \text{C}$; $\text{pH} = 3,2 \div 4,8$; M 1900–3000; Al^{3+} ; Ca^{2+} 50 (до 150); Mg^{2+} 7 (до 31); H_4SiO_4 270; Cl^- 650; SO_4^{2-} 250	Смектит 35, каолинит 35, сера 18–20, кремнезем 10–12	Смектит 30, каолинит 60, сера 5, кремнезем 5	Смектит (глубинный), каолинит (поверхностный)	Оз. Черное, Центральный Семячик
	поверхностный над котловиной	II группа: $T = 50^\circ \text{C}$; $\text{pH} = 3,0 \div 3,5$; M 1400; Al^{3+} 0,1–0,4; Ca^{2+} 38; Mg^{2+} 10; H_4SiO_4 40; Cl^- 450; SO_4^{2-} 260	Смектит 20, каолинит 50, сера 18–20, кремнезем 10	То же	То же	Оз. Кипящее, кальдера Головнина
	прибрежные воды	III группа: $T = 30^\circ \text{C}$; $\text{pH} 3,5$; M 400; Ca^{2+} 20; Al^{3+} сл.; Mg^{2+} 2; H_4SiO_4 40; Cl^- 14,5; SO_4^{2-} 110–115	Каолинит 70, сера 20, кремнезем 10	Каолинит 70, сера 20, кремнезем 10	Каолинит (поверхностный)	
IV	Оз. Восьмерка	$T = 20 \text{--} 118^\circ \text{C}$, $\text{pH} = 2,2 \div 2,5$; M 1100–2000; Al^{3+} 50; Ca^{2+} 10; Mg^{2+} 1–50; H_4SiO_4 150–200; Cl^- 300 (до 600); SO_4^{2-} 300 (до 1000)	Каолинит 80, сера 1, кремнезем 20	Каолинит 80, кремнезем 20, сера 1	Каолинит, смектит смешанослойный каолинит-смектит	Оз. Горячее, вулкан Эбеко

*Общая минерализация M и ионный состав в мг/л.

ФАКТОРЫ И ПРОДУКТЫ СОВРЕМЕННОГО СУБПОВЕРХНОСТНОГО ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО СЕДИМЕНТО-ЛИТОГЕНЕЗА

ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ГАЗОГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ГИДРОТЕРМАЛИТОВ РАЗНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ЗОН

Рассмотренный в гл. 2 и 3 материал свидетельствует о зональном строении гидротермалитов. На низких гипсометрических уровнях, согласно исследованиям С.И. Набоко [78], А. Штейнера [145] и нашим данным, выделяются три генетические зоны: опалитовая, каолинитовая и смектитовая. На высоких гипсометрических уровнях в субповерхностных образованиях констатируются четыре генетические зоны: опалитовая, каолинитовая, смешанослойная каолинит-смектитовая и смектитовая. Более глубокие горизонты гидротермально измененных пород, независимо от их гипсометрического положения, слагаются хлоритом, цеолитами, адуляром и другими минералами пропилитовой фации [76, 99].

Установлено, что каждой генетической зоне свойствен определенный тип газодных растворов. Смектитовая зона вмещает и формируется под действием щелочных, нейтральных и слабокислых хлоридных натриевых вод, каолинитовая образуется при участии кислых сульфатных или хлоридно-сульфатных терм, опалитовая генерируется в процессе сернокислотного выщелачивания под действием ультракислых растворов.

Корреляция состава газодных растворов с зонами вторичного минералообразования свидетельствует о том, что основным фактором гидротермального литогенеза является термальньй раствор. По данным В.И. Кононова и Б.Г. Поляка [60, 94], глубинная составляющая газодных термальных растворов Узонской и Гейзерной гидротермальных систем составляет примерно 5% их общего состава. Для Паужетской гидротермальной системы эта величина несколько выше, но не превышает 10%. По последним данным [60], термальные растворы этих систем представляют собой разогретые метеорные зоны. Этому способствуют геологическое строение гидротермальных систем, а также геоморфологические и климатические особенности региона.

Общей чертой геологического строения рассмотренных гидротермальных систем является наличие водопроницаемых пород, выполняющих вулканог-тектонические депрессии или слагающие склоны вулканов. По степени водопроницаемости они подразделяются на коллектора и водоупоры. Как правило, коллектора представлены псефитовыми туфами, пирокластическими и пемзовыми образованиями, обладающими проницаемостью 0,0015–0,5 Дарси и пористостью свыше 6%. Водоупоры слагаются более тонким материалом с проницаемостью 0,0015 Дарси и пористостью 6%. Материнские туфогенные породы в изученных гидротермальных системах, не подвергшиеся гидротермальным изменениям, обладают средней эффективной пористостью 15% и коэффициентом проницаемости ~ 0,7 Дарси. После воздействия гидротермальных растворов и формирования гидротермалитов последние характеризуются иными величинами пористости. Так, нижние горизонты гидротермалитов, образовавшиеся при изменении пепловых туфов, имеют пористость порядка 43%. Местами более грубый туфогенный материал,

состоящий из пеплового базиса и обломков тонкозернистого туфа, обладает более низкой пористостью порядка 13%. Средний коэффициент пористости гидротермалитов нижнего горизонта составляет 30%. Выше по разрезу гидротермалитов пористость пород закономерно уменьшается и соответственно становится равной 28, 21 и 10%. Отмеченные изменения пористости связаны как с процессами растворения материнских минералов и увеличением сечения пустотных пространств, так и с зарастанием пор вследствие развития в них вторичных гидротермальных минералов.

По данным Ю.П. Трухина и В.В. Петровой [107], ламинарное движение газоводного раствора осуществляется по пустотным пространствам, имеющим сечение > 1 мкм. В породах, характеризующихся такими сечениями сообщающихся каналов, осуществляется метасоматоз инфильтрационного типа по номенклатуре Д.С. Коржинского [62].

В поровых пространствах, имеющих сечение < 1 мкм, взаимодействие раствора с породой идет в результате диффузионных процессов. Согласно экспериментальным данным, зона гидротермалитов имеет 40–60% пустотных пространств, характеризующихся сечением ~ 1 мкм. Отсюда следует, что формирование гидротермалитов осуществлялось в результате совокупности инфильтрационных, инфильтрационно-диффузионных и диффузионных процессов метасоматоза. Причем поскольку до гидротермального изменения породы обладали более высокой проницаемостью, то на начальных этапах гидротермального литогенеза преобладали процессы инфильтрационного массопереноса. При дальнейшем развитии гидротермального литогенеза все большая роль приходится на диффузионные процессы.

Как было показано, источником вод гидротермальных систем являются метеорные осадки. Количество атмосферных осадков в среднем для изученной климатической зоны 350–550 мм/год. Модуль поверхностного стока составляет 30–60 л/с·км², причем наибольший сток (70%) происходит в летне-осенний период, наименьший – весной (14%). Величина подземного стока в пределах горных сооружений составляет не менее 20% от общего стока. По данным Е.А. Вакина [14], величины общего стока, участвующие в питании подземных вод в южной части Корякско-Авачинской вулкано-тектонической депрессии, составляют 22,5 л/с·км². Отдельные его составляющие: модули речного стока – 13,4 д/с·км², подземного стока – 9,1 л/с·км².

Приведенные данные, характеризующие условия питания подземных вод в вулканических структурах, вмещающих гидротермальные системы, при условии интенсивного их прогрева вполне обеспечивают активную гидротермальную деятельность этих систем.

По составу распространенных газов термальные растворы рассматриваемых гидротермальных систем подразделяются на сероводородно-углекислые и азотно-углекислые [60, 114]. Первые, как правило, локализируются в пределах тектонических разломов. Генетически и пространственно они связаны с выходами вулканических газов и наблюдаются в кратерах, кальдерах на склонах действующих вулканов. Как было показано выше, эти воды широко распространены в пределах Узонской гидротермальной системы, трассируя широтный разлом в кальдере, а также локализованы в районе Северо-Камбальных паровых струй.

Сероводородно-углекислые воды Узонской гидротермальной системы и Северо-Камбальных струй Паужетской системы представляют собой разновидность фумарольных флюидов – термы поверхностного формирования [60]. Они образуются в результате насыщения грунтовых и поверхностных вод остаточными и частично отфильтрованными газами, в основном CO₂ и H₂S. Среди катионов в таких термах преобладает натрий, присутствуют железо, алюминий, калий, кальций и другие петрогенные элементы, перешедшие в раствор при частичном растворении породообразующих минералов материнских пород. Преобладающим анионом этих растворов является хлор. Эти термальные воды формируют хлоридный натриевый тип газоводных растворов. Минерализация их небольшая: в кальдере Узон порядка 1,5–3,0 г/л, в районе Северо-Камбальных струй – 2,5–4,0 г/л. Щелочно-кислотный потенциал хлоридных натриевых вод, участвующих в субповерхностном гидротермальном литогенезе, составляет 5,0–8,0; температура – порядка 100–150°С.

В приповерхностных условиях вследствие окислительных процессов осуществляется трансформация хлоридных вод в кислые сульфатные.

Как хлоридные щелочные термальные воды глубоких горизонтов, так и приповерхностные кислые сульфатные воды являются активными растворителями, о чем свидетельствует закономерное уменьшение объемного веса вмещающих пород по фронту движения гидротермальных растворов. Геохимическим индикатором процессов растворения материнских минералов является характер распределения в гидротермалитах всех химических элементов, за исключением железа, распределение которого в разрезе часто нарушается ввиду горизонтального подтока железосодержащих грунтовых вод. Так, в вертикальном разрезе гидротермалитов, расположенных на низких гипсометрических уровнях в кальдере Узон, наблюдается следующая смена обстановок литогенеза и характера поведения химических элементов. В низах разреза при взаимодействии хлоридных натриевых вод с температурами 100°C и $\text{pH} = 5-8$ наблюдается вынос кремния до 35,5% (уменьшение содержания по сравнению с материнскими породами, представленными туфами андезитового состава), алюминия — 27,5, окисного железа — 56,5, закисного железа — 82,0, магния — 70,0, кальция — 56,0, натрия — 86,0, калия — 82,0% (см. рис. 15). Это соответствует растворению и выносу 32,0% вещества материнской породы.

Следующий генетический горизонт гидротермалитов сформировался при взаимодействии с этими же породами сульфатных вод с температурами $20-100^{\circ}\text{C}$ и $\text{pH} = 2-5$. При этом кремния вынеслось до 47,0%, алюминия — 24,0, окисного железа — 72,0, закисного увеличилось на 87,0, магния вынеслось 76,0, кальция — 80,0, натрия — 92,0, калия — 68,0%. Общий вынос вещества при формировании этой зоны составляет 40,5%. При образовании гидротермалитов горизонта, переходного к поверхностному, вследствие взаимодействия сульфатных вод с температурами 40°C и $\text{pH} 2$ наблюдается вынос, %: кремния до 59,0, алюминия — 23,7, окисного железа 78,0, закисного железа — 68,0, магния — 95,5, кальция — 95,0, натрия — 92,5, калия — 85,0. Теряется при этом 57% вещества. И наконец, при формировании поверхностной зоны гидротермалитов осуществляется вынос всего до 12,0% кремния, т.е. наблюдается относительное накопление его по сравнению с породами нижележащих генетических зон. Здесь также отмечается вынос, %: алюминия в количестве до 61,0, окисного железа — 75,0, закисного железа — 32,0 (относительное накопление), магния — 66,0, кальция — 68,0, натрия — 68,0, калия — 47,0. Всего здесь теряется до 24,0% вещества.

На Центральном поле кальдеры Узон в целом отмечается такая же закономерность. Увеличение кальция в поверхностном горизонте связано здесь с формированием гипса.

При образовании гидротермалитов, расположенных на высоких гипсометрических уровнях, процесс растворения материнских пород (базальтов) проявляется еще более четко. Так, при формировании поверхностного горизонта выносятся до 83,0% кремния, а общая потеря вещества здесь составляет 38,0%.

Таким образом, материал по распределению химических элементов в гидротермалитах свидетельствует, что основным фактором гидротермального литогенеза является термальный раствор. В зависимости от химического состава и физико-химических параметров растворов, дренирующих породы, в них формируются определенные зоны вторичного минералообразования с характерными для них парагенезисами вторичных минералов.

ПРИПОВЕРХНОСТНАЯ ТРАНСФОРМАЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

Трансформация хлоридных натриевых термальных вод в сульфатные часто осуществляется выше уровня приповерхностного вскипания. Обусловлена она двумя факторами. Во-первых, абиогенным окислением сероводорода, во-вторых, биогенными окислительно-восстановительными реакциями элементной самородной серы и серусодержащих соединений.

В кальдерах и на склонах вулканов под воздействием газоводных сред развивается

характерное сообщество микроорганизмов серного цикла, многие из которых были открыты лишь в самые последние годы и интенсивно изучаются микробиологами в настоящее время [44]. Открытие этих микроорганизмов значительно расширяет представления об участии биогенного фактора в геохимических процессах при формировании гидротермалитов. Эти микроорганизмы можно разделить на три группы (табл. 39): 1) мезофильные и психрофильные убиквиствы, распространенные на термальных площадках в условиях как постоянного, так и переменного температурного режима менее 40°С; 2) термофильные организмы, развивающиеся при температурах до 70°С; 3) описанные недавно экстремально термофильные (кальдерные) архибактерии, развивающиеся в температурных пределах от 70 до 110°С. В каждой из этих температурных групп имеются как аэробные организмы, обуславливающие окисление соединений серы, так и анаэробные, восстанавливающие их. Кроме того, организмы по отношению к щелочно-кислотному потенциалу разделяются на группы, развивающиеся при кислой реакции и в нейтральных средах.

Наибольшее значение для образования серной кислоты имеют мезофильные бактерии, развитие которых наблюдается на больших площадях. К ним относятся бактерии, окисляющие сероводород и продукты его абиогенного окисления при нейтральной реакции среды и малых концентрациях, до серы и серной кислоты и характерные для субстрата с высокой нейтрализующей способностью. Гораздо большее значение имеют микроорганизмы, образующие серную кислоту в кислой среде с формированием сернокислых выщелачивающих растворов. К ним относятся окисляющие серу *Th. thiooxidans* и синтрофная комбинация *Leptospirillum ferrooxidans*+*Th. thiooxidans*. В зоне умеренного прогрева на термальных площадках в кислой среде окисление ведет *Sulfolobus*. В нейтральных термальных источниках с сульфидом аммония характерным является массовое развитие *Thermothrix thiopara*, отлагающих обильную коллоидную серу при температурах 75–55°С. При температурах выше 70° в кислой среде развиваются ацидофильные архибактерии группы *Sulfolobus acidianus*, образующие серную кислоту в сольфатарах и грязевых котлах. Все перечисленные микроорганизмы ответственны за формирование сернокислотных выщелачивающих растворов. Все они обнаружены в пределах термальных полей и озер в кальдере Узон.

Кроме перечисленных бактерий функционирует группировка микроорганизмов, восстанавливающих соединения серы, и, следовательно, служащая источником сероводорода. В термофильной области здесь работают организмы группы *Desulfotobacterium commune*. Наконец, при наиболее высоких температурах в породах термальных площадок и в грязевых котлах развиваются микроорганизмы, восстанавливающие серу за счет разложения полимерных органических веществ или водорода и получившие название *Thermoproteales*. Их численность в гидротермалитах кальдеры Узон очень высока. В последнее время стало известно и о существовании экстремально термофильной сульфат восстанавливающей бактерии *Archeoglobus*. Температура кипения служит верхним пределом для развития этих микроорганизмов в поверхностных горизонтах гидротермалитов [146].

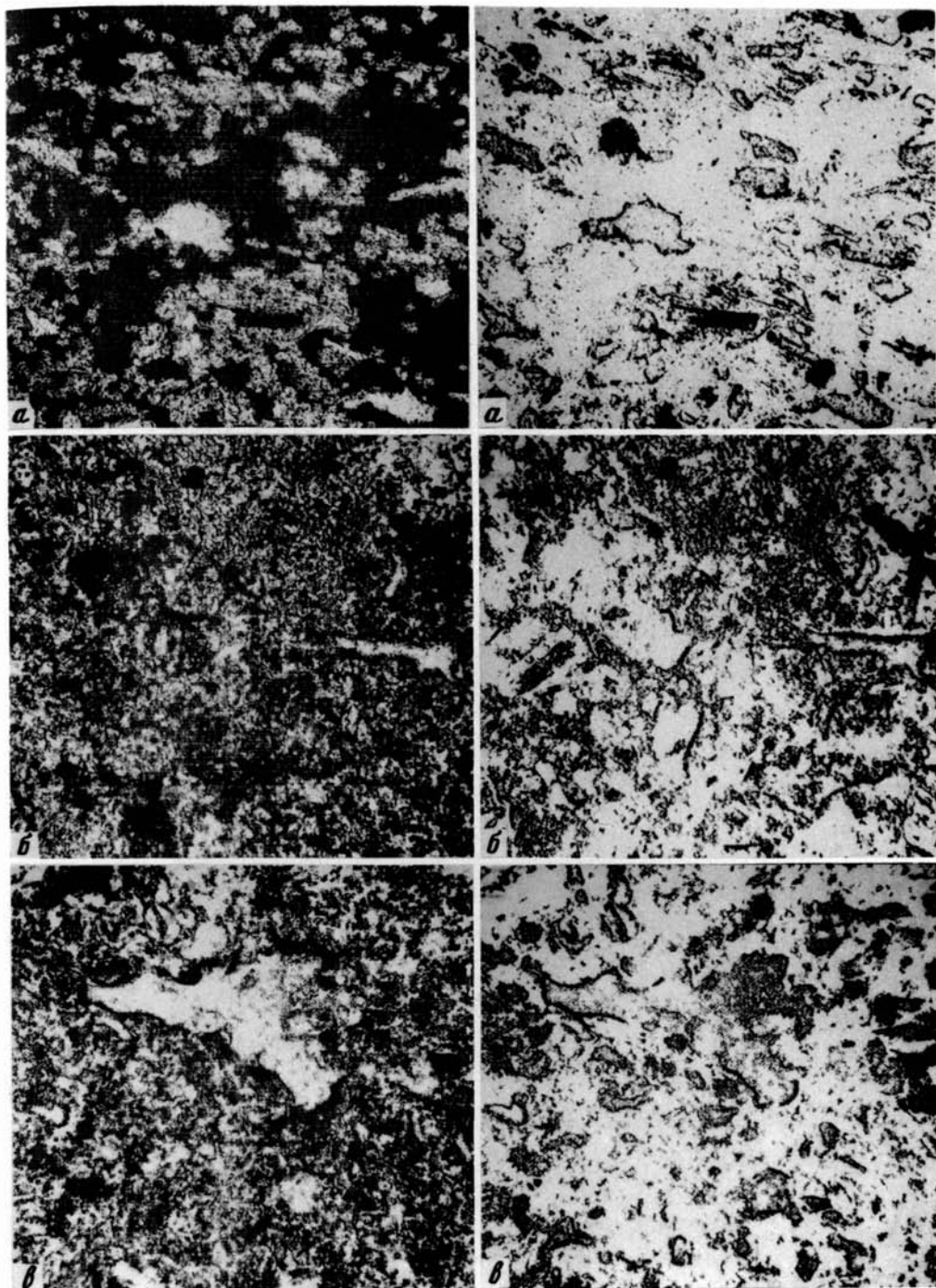
Из сказанного видно, что по использованным субстратам микроорганизмы подразделяются на две группы: способные непосредственно окислять сульфиды железа и неспособные их окислять. Окисление сульфидов осуществляет *Th. ferrooxidans* или синтрофное сообщество *L. ferrooxidans* + *Th. organoparus*. Эти организмы функционируют при низких рН, образуя из сульфидов серную кислоту. Они повсеместно распространены на вулканах и термальных площадках [40, 47, 48]. Другая группа микроорганизмов осуществляет подготовительный этап к бактериальному кислотному выщелачиванию. Сероводород при доступе кислородсодержащих вод или воздуха в зависимости от рН окисляется химически либо до тиосульфата в нейтральной или щелочной гидрогеохимических средах, либо до элементной серы в кислой среде, образуя коллоидальные выделения. В первом случае процесс идет по схеме: $S^{2-} \rightarrow S_n^{2-} \rightarrow S_2O_3^{2-} \rightarrow S_mO_6^{2-} \rightarrow SO_4^{2-}$, где $n = 2-5$ и $m = 2-6$. Промежуточные продукты этой реакции окисляются тионовыми

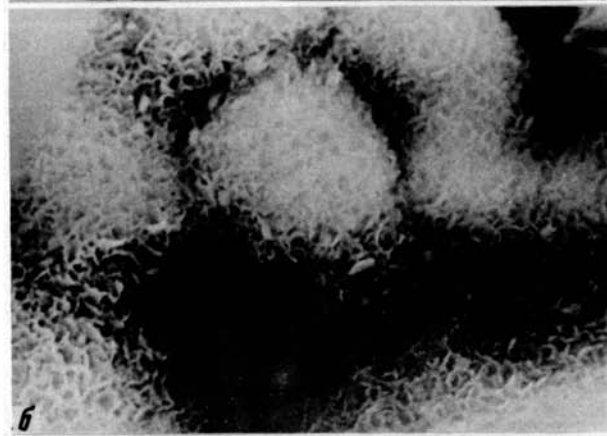
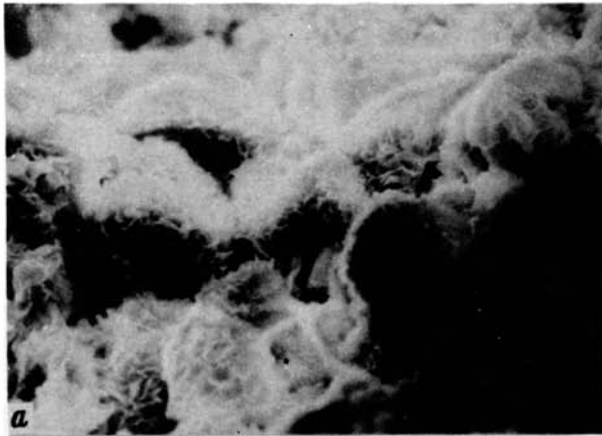
Т а б л и ц а 39

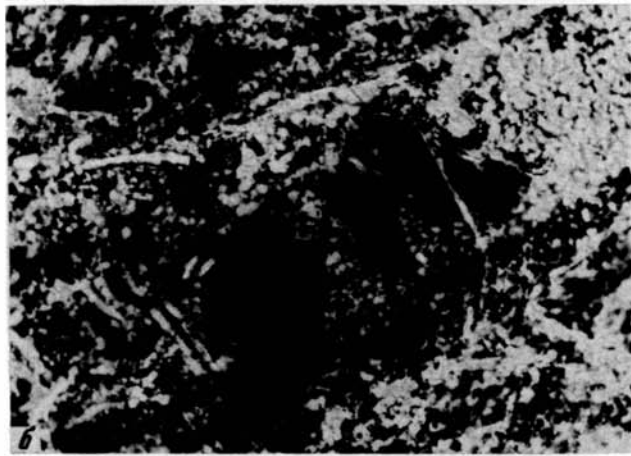
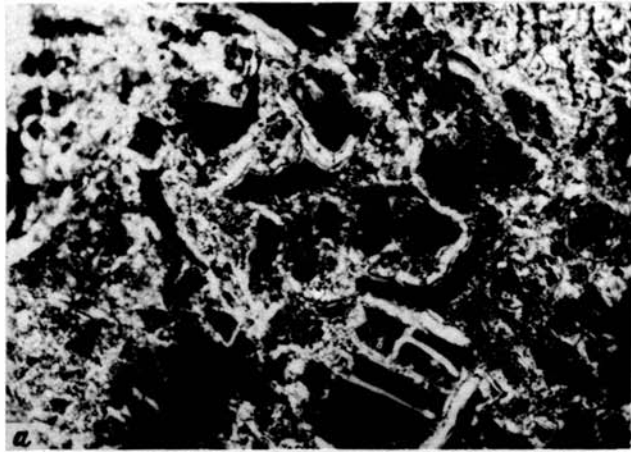
Микроорганизмы цикла серы, развивающиеся в гидротермальных системах и на термальных полях Камчатки и Курил [60]

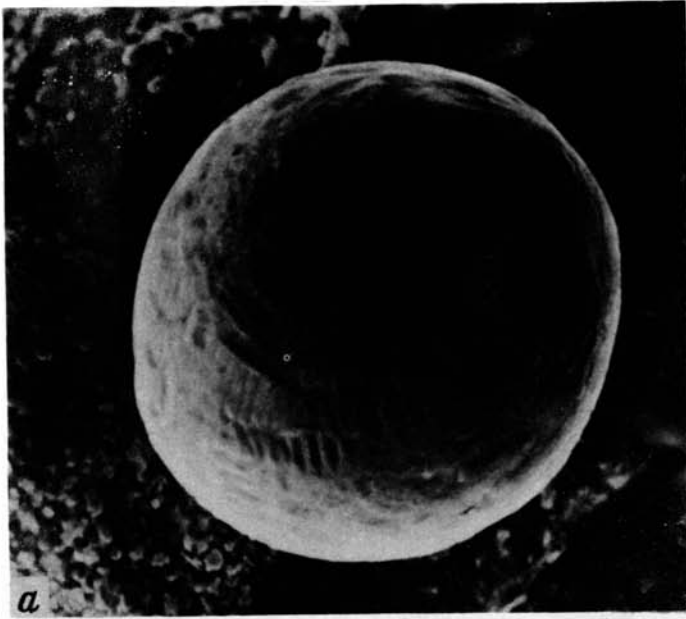
№ п/п	Микроорганизм	pH среды	Субстрат	Производимый продукт	Место обнаружения*
			Мезофильные, $T = 40^{\circ}\text{C}$		
1	<i>Thiobasillus ferrooxidans</i>	<4	S° Сульфиды металлов	H_2SO_4	Кальдеры Узон (Камчатка), Головнина (Курилы), вулканы Менделеева (Курилы), Кошелева (Камчатка), Эбеко
2	<i>Leptospirillum ferrooxidans</i>	<4	Fe^{2+} Сульфиды металлов	H_2SO_4	Кальдера Узон
3	<i>Thiobacillus organoparus</i>	<4	S° + Органические вещества	H_2SO_4	Кальдеры Узон, Головнина, вулканы Кошелева, Менделеева, Кихпинич, Эбеко
4	<i>Thiobacillus thiooxidans</i>	<4	S°		Там же
5	<i>Thiobacillus thioparus</i>	>5	S° , HS^- (Коллоид)	H_2SO_4	
6	Фотосинтезирующие серные бактерии	>6	H_2S		Кальдеры Головнина, Узон
7	<i>Desulfovibrio</i> , <i>Desulfotomaculum</i>	>6	S° , SO_4^{2-} - В присутствии органического вещества или водорода	H_2S	Кальдера Узон
			Термофильные, $T = 40^{\circ}\text{C}$		
8	Род <i>Sulfobacillus</i>	>5	S° , H_2S	H_2SO_4	Там же
			Кальдерные, $T = 70^{\circ}\text{C}$		
9	<i>Sulfolobus acidocaldarius</i>	<5	S°		
10	<i>Thermothrix thiopara</i>	>7	HS^-	S°	Кальдеры Узон, Головнина
11	Группа <i>Thermoproteale</i>	4<6	S°	H_2S	Кальдера Узон

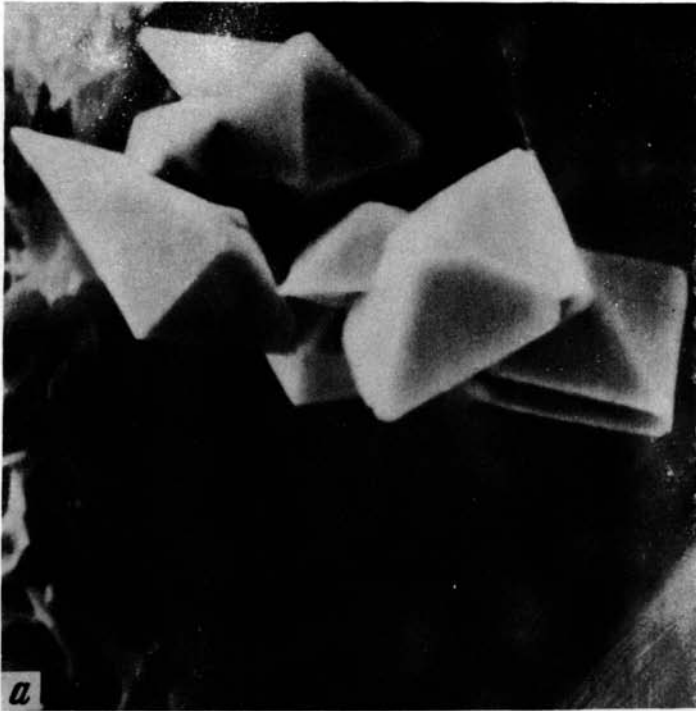
* Места обнаружения означают, что здесь в разное время выделены и изучены соответствующие культуры. Присутствие других в этих же местах представляется весьма вероятным.

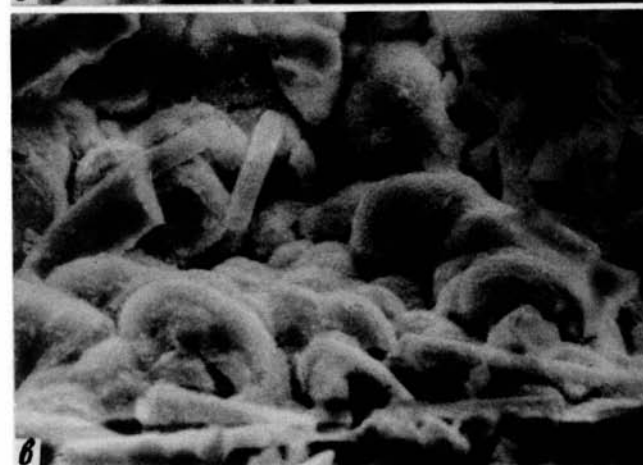
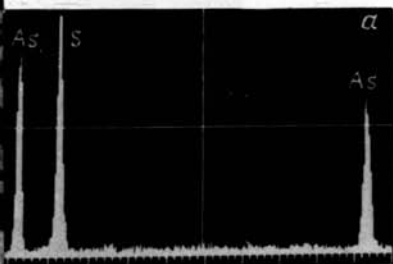
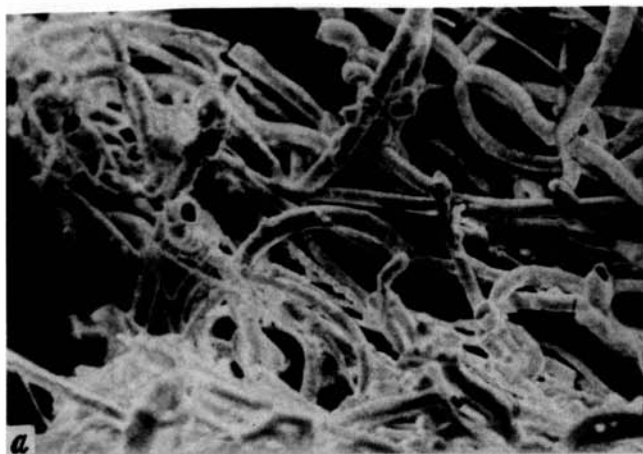




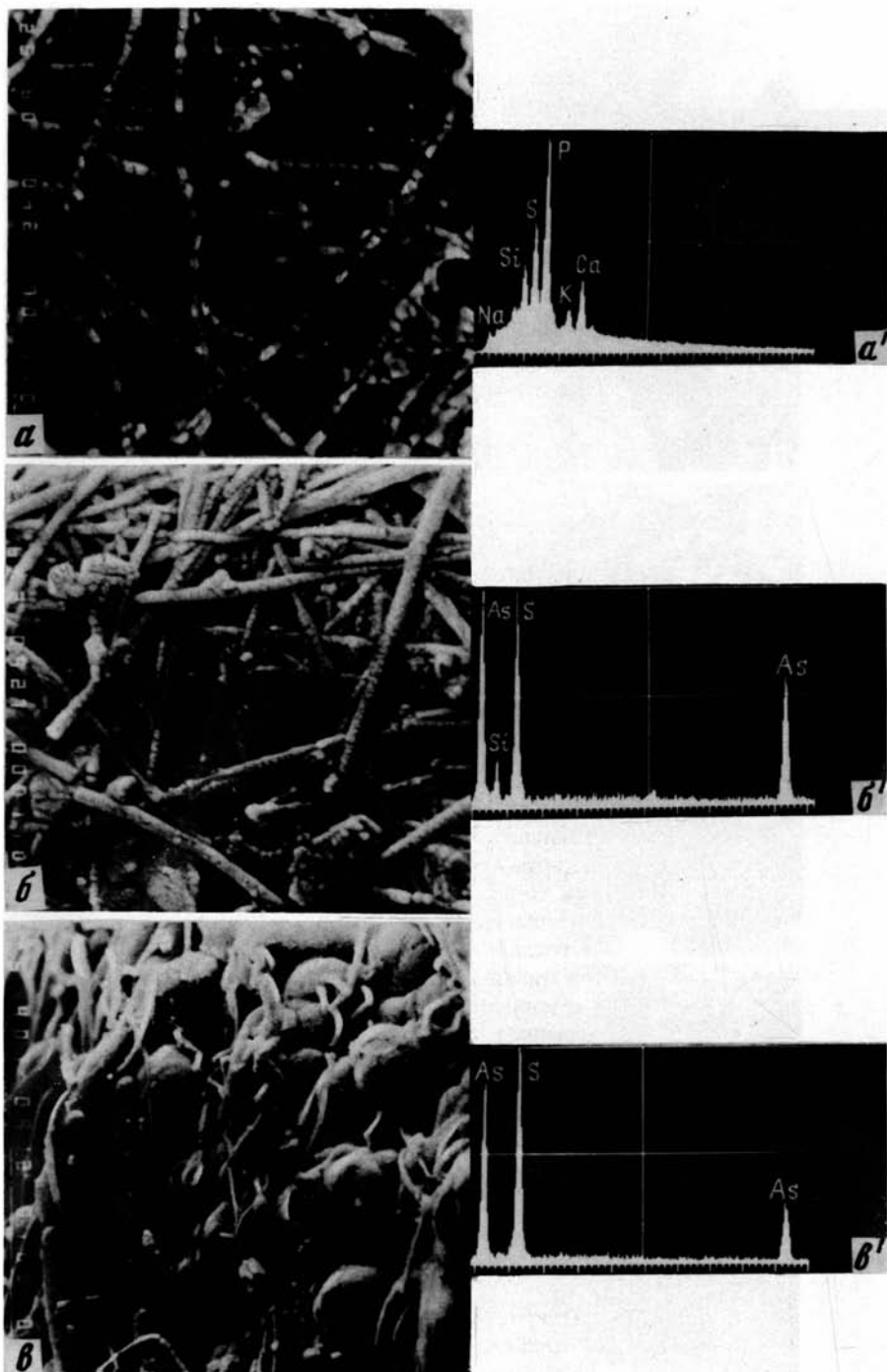












бактериями группы *Th. thioparus* и группой миксотрофных организмов [123]. Все эти бактерии чувствительны к pH и способны развиваться и функционировать до тех пор, пока образующаяся серная кислота нейтрализуется вмещающими породами или поступающими водами. В кислой среде бактериальное окисление сульфидной серы имеет более короткий цикл: $S^{2-} \rightarrow S^0 \rightarrow SO_4^{2-}$. Процесс окисления здесь обязательно проходит стадию элементарной серы. При поступлении сероводорода в кислые растворы образование мельчайших коллоидальных частиц серы происходит чисто химическим путем. Дальнейшее же окисление серы до серной кислоты в термодинамических условиях субповерхностного гидротермального литогенеза идет исключительно при непосредственном участии микроорганизмов.

По подсчетам Г.А. Карпова и Г.А. Заварзина [54], при благоприятной гидрогеологической обстановке можно ожидать образование до 1 т серной кислоты с 1 га в сутки с локальными максимумами до 1,5–2,5 т/га сутки.

Таким образом, цикл серы на термальных площадках в значительной степени контролируется деятельностью специфической группы бактерий. Они оказывают влияние как на формирование состава термальных вод, газов, так и в конечном счете на процессы субповерхностного гидротермального литогенеза в геодерме гидротермальных систем. В результате деятельности этой группы бактерий создаются стратифицированные гидрогеохимические среды субповерхностного гидротермального литогенеза, где щелочные условия существуют в низах разрезов, а кислые формируются в приповерхностной части [19, 39, 40, 42].

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ВЕЩЕСТВА, ФОРМИРОВАНИЕ ВТОРИЧНЫХ МИНЕРАЛОВ, РОЛЬ МАТЕРИНСКИХ ПОРОД

Растворение материнских минералов сопровождается дифференцированным удалением продуктов растворения. Наиболее растворимыми минералами являются вулканическое стекло, оливин (в базальтах) и пироксены. Устойчивыми минералами — плагиоклазы. Но степени миграционной подвижности элементов в условиях высоких температур и pH как для основных пород (базальты), так и для кислых дацитовых туфов, отмечается следующий ряд подвижности: Na, Fe^{2+} , K, Mg, Fe^{3+} , Ca, Si, Al (от подвижных к инертным). Неодинаковая геохимическая подвижность химических элементов приводит к их относительному разделению: Na, Fe^{2+} и частично K, Mg, Fe^{3+} обогащают гидротермальный раствор, а малоподвижные кремний и алюминий формируют глинистые минералы. Малая подвижность кремния и алюминия в условиях описываемой гидрогеохимической среды вызывает образование повышенных концентраций этих элементов на границе растворяющийся минерал—гидротермальный раствор, вовлечение в процесс вторичного минералообразования части K, Mg, Fe и Ca приводит к синтезу смектита. Без перечисленных катионов синтез смектита не идет. Натрий, как правило, принимает ограниченное участие в синтезе смектита, а его ионы идут в основном на формирование катионного состава хлоридных вод. Другой подвижный катион Fe^{2+} в случае присутствия в составе газоводных термальных растворов сероводорода вступает с ним в реакцию и образует сульфиды железа. Последние кристаллизуются в пустотных пространствах на смектитовом субстрате. На табл. 1 видно, что основная концентрация рудных фаз приурочена к периферии пустотных пространств, независимо от того, поры это или микротрещины. Часть рудных компонентов при гидротермальном литогенезе мелкопористых участков пород остается в пределах контуров изменившихся материнских минералов, и, как правило, представлена окисными соединениями.

Таким образом, в наиболее высокотемпературных гидрогеохимических средах одним из процессов гидротермального литогенеза является растворение термальной водой первичных минералов материнских пород, сопровождающееся увеличением их пористости. Другим элементом литогенеза является синтез в пустотных пространствах пород смектитовых минералов. Высвободившиеся при растворении материнских минералов

химические элементы при наличии пустотных пространств с сечением > 1 мкм мигрируют, реагируют с сероводородом и образуют сульфиды, которые развиваются в порах на глинистом субстрате. В результате этого процесса наблюдается некоторое уменьшение пористости пород и соответственно кальматация пустотных пространств.

Все это свидетельствует, что воздействие гидротермального раствора на породы приводит к геохимической дифференциации вещества и к образованию новых минеральных фаз, т.е. к гидротермальному литогенезу.

В условиях более низких температур и pH при гидротермальном изменении кислого нефтового материала наблюдается следующий ряд дифференциальной подвижности химических элементов: Na, Ca, Mg, Fe^{3+} , K, Si, Al, Fe^{2+} . Это приводит к резкому сокращению в составе гидротермального минералообразующего раствора почти всех катионов и к синтезу каолинита. Кроме того, здесь наблюдается интенсивная пиритизация гидротермалитов. Для этой зоны характерна глубокая перестройка минерального состава пород. Здесь наблюдается почти полное замещение каолинитом всех материнских минералов и широкое развитие его в пустотных пространствах, что приводит к сокращению пористости пород до 20%. При гидротермальном изменении как базальтов, так и андезит-дацитовых туфов на высоких гипсометрических уровнях в пределах этого горизонта, в тех же гидрогеохимических средах наблюдается резкое обеднение Ca, K, Na, Mg, Fe^{2+} и развитие смешанослойных каолинит-сметитовых образований. Здесь также дифференциальная подвижность химических элементов приводит к формированию новых минеральных фаз. Особое место в разрезах гидротермалитов, расположенных на низких гипсометрических уровнях, занимает горизонт, переходный к поверхностным гидротермально измененным породам. При формировании этого горизонта наблюдается следующий ряд геохимической подвижности химических элементов: Mg, Ca, Na, K, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Si, Al. Миграционная последовательность кремния и алюминия здесь такая же, как и при образовании каолинита, но при более низких значениях pH (< 2) среды синтез этого минерала не идет, а подвижные катионы выносятся из зоны вторичного минералообразования. Малоподвижные элементы образуют аллофановидные и, по-видимому, железоорганические соединения. Среди кристаллических образований здесь распространены α -кристобалит, алунит, пирит, марказит. При формировании этого горизонта выносятся почти 60% вещества, что свидетельствует о значительном преобладании процессов растворения над синтезом.

Образование поверхностного горизонта характеризуется следующими рядами геохимической подвижности химических элементов. Для безрудного Восточного термального поля кальдеры, Узон с pH термальных вод < 2 : Fe^{3+} ; Na, Mg, Al, Ca, K, Fe^{2+} , Si и для мышьяково-рутного II участка Восточного термального поля с широким диапазоном pH = 2–8 геохимическая подвижность элементов широко варьирует, но миграционная подвижность кремния и алюминия остается близкой. Сближение величин миграционной способности кремния и алюминия ведет к образованию глинистых минералов, а накопление железа связано с горизонтальным подтоком его с водами болотного формирования. Что касается безрудного термального поля, то в условиях низких pH и относительного накопления вещества здесь отмечается образование аморфных соединений кремния и алюминия, α -кристобалита, пирита и алунита. Поверхностный горизонт представляет собой наиболее трансформированную породу как в химическом, минеральном, так и в структурном отношении. Показателем степени изменения может служить коэффициент эффективной пористости пород, который здесь снижается до 10%. Поверхностный горизонт гидротермалитов в силу низкой их пористости и проницаемости служит вторичной покрывкой гидротермальных систем.

Таким образом, при гидротермальном литогенезе осуществляется глубокая трансформация минерального и химического состава материнских пород и их структурного облика. В наиболее высокотемпературных условиях (100–150°С) сосуществуют материнские минералы и вторичные минералы и четко прослеживается их генетическая связь. При наиболее умеренных температурах, развитых выше уровня приповерхностного вскипания (~100°С), генетическая связь между материнскими и вторичными

минералами затушевывается. В поверхностных условиях при температурах $< 40^\circ\text{C}$ эта связь совершенно исчезает. Такой ход изменения происходит вследствие нарастания геохимической дифференциации химического состава материнских пород в различных гидрогеохимических средах. Следствием этой геохимической дифференциации является формирование новых минеральных фаз. Другими словами, в основе гидротермального литогенеза лежит взаимодействие гидротермального раствора и вмещающей породы. Следствием этого взаимодействия является геохимическая дифференциация вещества и формирование новых минеральных фаз, т.е. "принцип геохимической дифференциации минеральных фаз".

Геохимическая дифференциация вещества при гидротермальном литогенезе привела к обособлению вторичных минеральных фаз и к возникновению вертикальной зональности гидротермалитов.

Определяющим в формировании вертикальной зональности играет положение базиса дренирования грунтовых вод, которое в значительной степени зависит от гипсометрического уровня поверхности пород, вмещающих гидротермальные системы.

На низких гипсометрических уровнях отмечается неглубокое залегание базиса дренирования, совпадающее с очагами разгрузки перегретых парогидротерм. На высоких отметках уровень базиса дренирования грунтовых вод располагается на некоторых глубинах, а на поверхности пород отмечаются выходы паргазовых струй и паргазовых конденсатов. Такое отличие обусловило специфику формирования гидрогеохимических сред субповерхностного гидротермального литогенеза.

На низких гипсометрических уровнях, как видно из рассмотренного материала, преобладают восходящие потоки стратифицированных газоводных растворов. Их стратификация формируется при трансформации глубинных хлоридных вод в приповерхностные сульфатные, которые, как было показано выше, образуются за счет окисления сероводорода, самородной серы и сульфидов металлов при непосредственном участии бактериальной микрофлоры. Вторичное минералообразование при гидротермальном литогенезе пород на низких гипсометрических отметках осуществляется синхронно в пределах гидрогеохимических сред, соответствующих зонам стратифицированного газоводного раствора. В результате формируется толща гидротермалитов, характеризующаяся зональным распределением в них продуктов гидротермального литогенеза. Основными продуктами гидротермального литогенеза в гидротермалитах этого типа являются смектит, каолинит, опал (α -кристобалит и аморфные соединения кремния), алунит, самородная сера и др. На рудоносных термальных полях широко распространены рентгеноаморфные образования аурипигментного состава, алакранит, озонит, реальгар, антимонит, киноварь. По преобладающему минеральному компоненту здесь выделяются три зоны: смектитовая, каолинитовая и опалитовая (табл. 40). Типоморфным минералом нижней части смектитовой зоны аргиллизации киолого тефрового материала является диоктаэдрический алюминиевый монтмориллонит. Характерной особенностью его является маложелезистый состав и ограниченный изоморфизм кремния на алюминий в тетраэдрах. В октаэдрах этого минерала отмечается 75–100% заселение транспозиций катионами. Этот монтмориллонит образуется при температурах $\sim 150^\circ$ и pH 6,5. В верхней части смектитовой зоны вблизи уровня вскипания гидротермального раствора при температурах $\sim 100^\circ\text{C}$ и pH 7,0 формируется железисто-алюминиевый монтмориллонит с несколько более широким изоморфизмом кремния на алюминий. В пределах смектитовой зоны встречаются горизонты, обогащенные каолинитом, слагающим окатанные, ранее гидротермально измененные обломки туфов.

Каолинитовая зона отличается закономерным распределением в вертикальном разрезе гидротермалитов различных структурных типов каолинита. Для каждого уровня характерна определенная типоморфная разность этого минерала. В породах, характеризующихся дренирующим гидротермальным раствором с относительно высокими значениями pH = 6–7, отмечаются неупорядоченные разности каолинита. При pH = 5,5–2,5 формируется наиболее упорядоченный каолинит.

Таблица 40

Зональность субповерхностных гидротермалитов на низких гипсометрических уровнях

Зона, мощность, м	Тип вод и катионный состав, мг/л	T, °C	pH	Парагенезисы минералов
Опалитовая, 0-15	Сульфатный. H^+ -150, Na^+ -140, K^+ -70, Ca^{2+} -100, Mg^{2+} -80, Al^{3+} -40, Fe^{2+} -2000, H_4SiO_4 -50	40	2	Опал, алунит, сера, гипс, пирит. На рудоносных полях: микрофоссилии аурипигментного состава, алакранит, узонит, реалгар, антимонит, киноварь
Каолинитовая, ~15	Сульфатный, хлоридно-сульфатный. H^+ -10, Na^+ -90, K^+ -50, Ca^{2+} -10, Mg^{2+} -14, Al^{3+} -45, Fe^{2+} -0, H_4SiO_4 -50	20-100	2-7	Каолинит, метагаллуазит, алунит, гитбсит, пирит, опал, тридимит. Примесь: смектит
Смектитовая, > 100	Хлоридный. Na^+ -140, K^+ -30, Ca^{2+} -160, Mg^{2+} -5, Fe^{2+} -0, Al^{3+} -0, H_4SiO_4 -100	100	5-8	Смектит, клиноптиллолит, пирит, кварц, хлорит, адуляр. Примесь: каолинит

Опалитовая зона в целом характеризуется отсутствием слоистых силикатов и слагается в основном α -кристобалитом, полимерными аморфными соединениями кремния, самородной серой, алунитом, гипсом и другими минералами. Ни один из перечисленных минералов по своим структурным особенностям на современном уровне исследований не может быть охарактеризован как типоморфный для этой зоны. Формирование минеральных ассоциаций подчиняется здесь так называемому "кислотному выщелачиванию". Непременными составными частями этого процесса является образование возгонов серы, разгрузка рудоносных растворов с образованием сульфидов металлов, формирование серной кислоты в результате микробиологического окисления этих продуктов, выщелачивание и осаждение кремния и, наконец, синтез сульфатов. Образование опалитовой зоны осуществляется при температурах ниже 40°C и pH < 2. Разгрузка рудоносных растворов мышьяково-ртутной специализации в поверхностных условиях осуществляется в более широких диапазонах физико-химических параметров [51, 55].

На высоких гипсометрических уровнях специфическим литогенетическим фактором является нисходящий поток кислых вод, сформированных в поверхностных условиях в результате бактериального окисления серы и ее соединений. В отличие от гидротермального литогенеза, протекающего на низких гипсометрических отметках, здесь нарушается принцип синхронного преобразования материнских пород стратифицированным гидротермальным раствором. Нисходящий противоток кислых вод, работающий по принципу перколяторов (рис. 34), пропитывает гидротермалиты смектитовой зоны, растворяет смектит, а относительно малоподвижные алюминий и кремний растворенного смектита участвуют в синтезе каолинита. Однако растворение смектита оказывается не полным, часть его слоев остается запечатанными между слоями каолинита. Продуктами этого процесса являются смешанослойные каолинит-смектитовые образования, а при несколько повышенных pH и температурах - смешанослойный смектит-каолинит.

Для этого типа гидротермалитов выделяются четыре генетические зоны: смектитовая, смешанослойная каолинит-смектитовая, каолинитовая и опалитовая (табл. 41).

Типоморфным минералом смектитовой зоны, образовавшейся при изменении базальтов, является низкозарядный диоктаэдрический алюминиевый монтмориллонит. Величина его кристаллохимического параметра X (по геокристаллохимической классификации В.А. Дрица и А.Г. Коссовской [26]) 0,10-0,15, что свидетельствует об

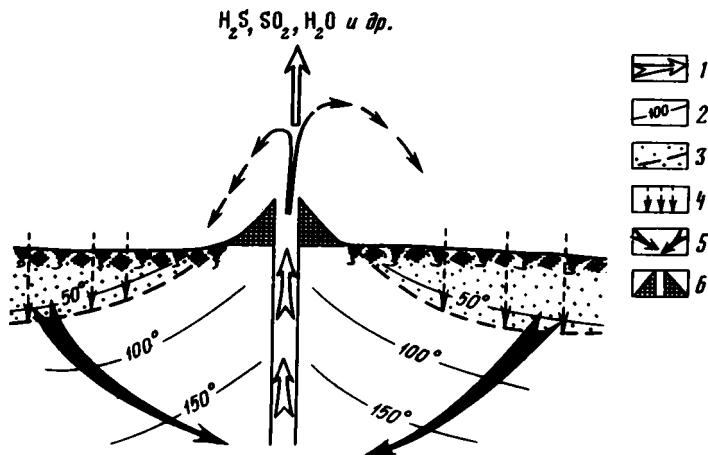


Рис. 34. Схематический разрез термальной площадки [54]

1 — струя глубинных газов; 2 — изотермы, м; 3 — область развития тионовых бактерий; 4 — поток воздуха, засасываемого через поры аэрации; 5 — направление фильтрации поверхностных вод; 6 — постройка элементарной серы на выходе газовой струи

ограниченном изоморфизме в тетраэдрах кремния на алюминий. Все эти монтмориллониты характеризуются малой величиной параметра Z (железистостью), равной 0,01–0,04. Образование маложелезистых монтмориллонитов характерно для гидрогеохимических сред с относительно низкими значениями pH и $T \sim 100^\circ\text{C}$. В отличие от островодужных базальтов, рассмотренных в настоящей работе, продуктами изменения океанических базальтов являются железистые смектиты [63] и палыгорскит [7]. По-видимому, разница в конечных продуктах гидротермального изменения зависит от разницы гидрогеохимических сред литогенеза.

Зона генерации и распространения смешанослойных каолинит-смектитов и смектит-

Т а б л и ц а 4 1
Зональность субповерхностных гидротермалитов на высоких гипсометрических уровнях

Зона, мощность, м	Тип вод и катионный состав, мг/л	$T, ^\circ\text{C}$	pH	Парагенезисы минералов
Опалитовая, 0–2	Сульфатный. $\text{H}^+ - 150, \text{Na}^+ - 100, \text{K}^+ - 80, \text{Ca}^{2+} - 70, \text{Mg}^{2+} - 50, \text{Al}^{3+} - 30, \text{Fe}^{3+} - 1500, \text{H}_4\text{SiO}_4 - 250$	40	2	Опал, сера, алунит, гипс, Al-квасцы, пирит, гидрогетит, гетит
Каолинитовая, ~4	Сульфатный, реже хлоридно-сульфатный. $\text{H}^+ - 10, \text{Na}^+ - 80, \text{K}^+ - 45, \text{Ca}^{2+} - 10, \text{Mg}^{2+} - 15, \text{Al}^{3+} - 50, \text{Fe}^{3+} - 0, \text{H}_4\text{SiO}_4 - 80$	20–40	2–7	Каолинит, алуцит, гипс, опал, морденит, пирит, гидрогетит, гетит
Смешанослойная каолинит-смектитовая, ~8	Сульфатный, реже хлоридно-сульфатный. $\text{H}^+ - 5, \text{Na}^+ - 80, \text{K}^+ - 30, \text{Ca}^{2+} - 100, \text{Mg}^{2+} - 20, \text{Fe}^{3+} - 0, \text{Al}^{3+} - 0, \text{H}_4\text{SiO}_4 - 80$	20–100	2–7	Смешанослойный каолинит-смектит и смектит-каолинит, смектит, хлорит, опал, клиноптилолит, пирит, гидрогетит, гетит
Смектитовая, > 60	Хлоридный. $\text{Na}^+ - 150, \text{K}^+ - 30, \text{Ca}^{2+} - 150, \text{Mg}^{2+} - 10, \text{Fe}^{3+} - 0, \text{Al}^{3+} - 0, \text{H}_4\text{SiO}_4 - 100$	100	5–8	Смектит, хлорит, клиноптилолит, пирит, гидрогетит, гетит

каолинитов характеризуется широким интервалом температур и pH. В целом состав смектитовых слоев является унаследованным от смектитов нижележащей генетической зоны. Однако в условиях более низкой щелочности гидрогеохимической среды образования зоны смешанослойного каолинит-смектита трансформируется состав тетраэдров смектитовых слоев в сторону тетракремниевго монтмориллонита, т.е. эти условия способствуют эвакуации алюминия из тетраэдров.

Таким образом, формирование и состав вторичных продуктов гидротермального литогенеза определяется в первую очередь температурами и щелочно-кислотными потенциалом газоводных растворов. Материнский субстрат в значительной степени определяет кристаллохимические особенности вторичных глинистых минералов.

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ГИДРОТЕРМАЛИТОВ И ОСАДКОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ОЗЕР

Выше было показано, что продукты гидротермального литогенеза слагаются глинистыми минералами, представленными смектитами, каолинитом и смешанослойными образованиями (каолинит-смектитом и смектит-каолинитом).

Смектиты являются наиболее высокотемпературными минералами, формирующимися при $T \geq 100^\circ\text{C}$. Они слагают нижний этаж гидротермалитов, образуя смектитовую зону.

Среди них выделяются минералы, синтезированные в гидротермалитах в процессе метасоматоза, и минералы, трансформированные в новых гидрогеохимических средах, в которые они переместились. К последним относятся смектиты взвеси и осадков гидротермальных озер.

Все изученные синтезированные смектиты субповерхностных гидротермалитов относятся к диоктаэдрическим разностям. Среди них выделяются высокозарядные и низкозарядные монтмориллониты. Среди взвешенных веществ и осадков гидротермальных озер распространены беделлиты.

В табл. 42 сведены данные по исходным породам, механизму и условиям образования смектитов, параметрам их кристаллической решетки и кристаллохимическим особенностям. Из этих материалов можно сделать вывод, что все эти смектиты гидротермалитов независимо от материнского субстрата и условий образования имеют близкие параметры кристаллической решетки. Различаются смектиты по величинам и локализации слоевых зарядов. Высокозарядные монтмориллониты образуются при гидротермальном изменении пород кислого состава (дацитовые туфы). Низкозарядные формируются при изменении субстрата, характеризующегося большей основностью (андезито-дацитовые туфы и базальты).

Высокозарядные монтмориллониты образуются в интервалах $\text{pH} = 6,3-7$ и температурах $100-150^\circ\text{C}$. В этих условиях при изменении кислых пород реализуется наибольшая миграционная способность двухвалентного железа, калия, натрия и частично трехвалентного железа. В тетраэдрах новообразованного монтмориллонита отмечается ограниченный изоморфизм кремния на алюминий. Состав октаэдров определяется катионами алюминия, магния и в меньшей степени трехвалентного железа. Межслоевые промежутки в основном слагаются кальцием. Слоевой заряд у этих монтмориллонитов локализован в октаэдрах и определяется катионами магния. Вероятность заселения трансоктаэдрических позиций в них составляет $0,75-1,00$.

Образование низкозарядных монтмориллонитов осуществляется при $\text{pH} = 5,0-5,8$, т.е. в более кислых условиях, при температурах 100°C вследствие изменения пород, обладающих большей основностью: андезито-дациты, базальты. В этих условиях наиболее миграционно способными являются калий, натрий, магний. В тетраэдрах низкозарядных монтмориллонитов наблюдается еще более ограниченный изоморфизм кремния на алюминий. Слоевой заряд в них локализован в октаэдрах за счет катионов магния и двухвалентного железа, а вероятность заселения трансоктаэдрических позиций составляет $0,75-1,00$.

Таблица 42

Геокристаллохимическая классификация гидротермальных смектитов

Субстрат	Параметры кристаллической решетки К-форм смектитов	Кристаллохимические группы по В.А. Дрицу и А.Г. Коссовской [27]	Вероятность заселения позиций октаэдров	Условия образования, $T^{\circ}C$; pH	Процесс, место генерации (глубина, м)
Дацитовые туфы (тефроицы)	$a=5,19 \div 5,20$ $e=8,98 \div 8,99$ $c=9,84 \div 9,86$ $\beta=99,33-99,35$	$X=0,23$; $Y=0,28$; $Z=0,18$ $X+Y=0,51$ Высокозарядный Al-монтмориллонит	0,75-1,00	150; 6,3	Метасоматоз (синтез), гидротермалит, Восточное поле кальдеры Узон, (50).
То же	$a=5,18$ $e=8,99$ $c=9,85$ $\beta=99,4$	$X=0,27$; $Y=0,27$; $Z=0,35$ $X+Y=0,54$ Высокозарядный Fe-Al-монтмориллонит	0,75-1,00	100; 7	То же, (15).
Базальт	$a=5,20 \div 5,21$ $e=8,99 \div 9,01$ $c=10,08 \div 10,09$ $\beta=99,6 \div 99,8$	$X=0,10 \div 0,15$ $Y=0,21 \div 0,25$; $Z=0,07$ $X+Y=0,35 \div 0,36$ Низкозарядный Al-монтмориллонит	0,75-1,00	100; 5,6-5,8	То же, Западное поле кальдеры Узон (1,0)
Андезито-дацитовые туфы	$a=5,19$ $e=8,98$ $c=9,88$ $\beta=99,6$	$X=0$; $Y=0,17$; $Z=0,24$ $X+Y=0,17$ Низкозарядный Al-тетрамонтмориллонит	0,75-1,00	100; 5,2	То же, Паужетка (1,5)
То же	$a=5,20$ $e=8,99$ $c=9,88$ $\beta=99,7$	$X=0,05$; $Y=0,28$; $Z=0$ $X+Y=0,33$ Низкозарядный Al-монтмориллонит	0,75-1,00	100; 5,3-5,4	То же, Северные Камбальные струи (1,5)
Взвесь озера	$a=5,18$ $e=8,98$ $c=10,08$ $\beta=99,8$	$X=0,19$; $Y=0,11$; $Z=0,15$ $X+Y=0,30$ Низкозарядный бейделлит	0,50-0,75	70-75; 5,0-5,4	Трансформация, оз. Серное
Осадок озера	$a=5,19$ $e=8,98$ $c=10,09$ $\beta=99,86$	$X=0,21$; $Y=0,17$; $Z=0,07$ $X+Y=0,38$ Низкозарядный бейделлит	0,50-0,75	70-75; 5	То же

Метасоматические монтмориллониты, независимо от их кристаллохимических особенностей, представляют собой тонкодисперсные образования, агрегаты которых инкрустируют поверхности поровых пространств и замещают материнские минералы (см. табл. II).

Трансформационные смектиты, сформировавшиеся в озерных условиях с $pH = 5,0-5,4$ и $T = 70-75^\circ C$ при изменении высокозарядных монтмориллонитов, представляют собой низкозарядные бейделлиты.

В процессе трансформации высокозарядных монтмориллонитов в низкозарядные бейделлиты осуществляется частичная эвакуация октакатионов магния в межслои и перераспределение остальных катионов по допустимым октаэдрическим позициям. Трансформация монтмориллонита в бейделлит наблюдается в озерных бассейнах, характеризующихся общей минерализацией порядка 1,8–2,0 г/л с содержаниями ионов алюминия до 2,8 мг/л, кальция 60–80 мг/л, магния 0,6–0,9 мг/л, закисного железа около 0,1 мг/л, кремния (ортокремниевой кислоты) 200–300 мг/л. Этот раствор заведомо представляется разбавленным по сравнению с минералообразующими для монтмориллонитов.

Таким образом, кристаллохимические особенности смектитов в значительной степени определяются характером субстрата, по которому они образуются, т.е. петрохимическим составом пород. В гидротермальных смектитах концентрация слоевого заряда в октаэдрах коррелируется со степенью заселения трансоктаэдрических позиций: чем больше заряд, тем больше заселяется транспозиций. К аналогичным выводам пришли С.И. Ципурский, В.А. Дриц, Д. Демисова и Б. Чичел, рассмотревшие структурные особенности монтмориллонитов разного генезиса [113, 148].

В.А. Алексеев и Л.С. Медведева [5] указывают, что образование смектитов возможно при относительно быстрой фильтрации гидротермального раствора в сторону меньших парциальных давлений (к поверхности гидротермальных систем). Такая динамика раствора с резкими градиентами T и P приводит к пересыщению раствора кремнезема в приповерхностных частях гидротермальных систем, что, по их мнению, является необходимым условием для синтеза смектита. Исходя из диаграмм устойчивости минералов, построенных с учетом кинетики реакции $SiO_2 - H_2O$, В.А. Алексеев и Л.С. Медведева приходят к выводу, что смектит образуется при фильтрации близнеутрального раствора через породы кислого состава (граниты) со скоростью 10^{-3} м/с. Последние результаты лабораторного моделирования гидротермального процесса позволили установить, что при воздействии на вулканический пепел андезито-дацитового состава слабоминерализованного гидротермального раствора с $pH 6-7$ при $T = 200^\circ$ и $P \sim 20$ атм смектитоподобный минерал образуется на пятые сутки эксперимента [106].

Каолинит слагает одноименную зону гидротермалитов, осадки гидротермальных озер, в составе аллохтонного материала встречается в пределах смектитовой зоны гидротермально измененных пород. Образуется этот минерал в широком диапазоне $pH = 5,6 \div 2,0$ при температурах $< 100^\circ C$. Формируется он как при метасоматозе субстрата различного петрографического состава, так и синтезируется в процессе озерного седиментогенеза [30, 35].

Каолинитовая зона отличается закономерным распределением в вертикальном разрезе гидротермалитов различных структурных типов каолинитов. Для каждой гидрогеохимической среды характерна определенная типоморфная разновидность этого минерала.

Дифрактограммы образцов из нижней части зоны (см. рис. 6, обр. 82-22 и 82-23) хотя и свидетельствуют о наличии 7 Å минерала, но отличаются от дифрактограммы каолинита отсутствием ряда характерных для него рефлексов. Изучение этих образцов под просвечивающим электронным микроскопом показало наличие в них частиц двух морфологических типов. Первые представлены изометрическими пластинчатыми образованиями, но не имеющими гексагональных форм, характерных для совершен-

ного каолинита. Вторые — трубчатыми выделениями, морфологически сходными с галлуазитом.

Дифрактограммы образцов из верхней части зоны (см. рис. 6, обр. 82-21, 82-20) характеризуются более четкой картиной, свойственной каолиниту. Однако и на этих дифрактограммах отмечается уширение или исчезновение рефлексов с определенными индексами hkl или смещение их из береговских положений.

Наиболее структурно упорядоченный каолинит встречается в окатанных обломках ранее гидротермально измененных пород, распространенных среди смектитовой зоны (см. рис. 11).

В условиях с pH и $T \sim 120^\circ C$, способствующих синтезу смектита, аллотипенный каолинит деградирует, что выражается в возникновении значительных концентраций дефектов, обуславливающих появление нечеткой дифракционной картины.

При нарастании кислотности газоводных растворов каолинит растворяется. В результате частичного растворения на плоскости $[001]$ каолинита наблюдается развитие каверн.

Синтез каолинита наблюдается в гидротермальных озерах с температурами воды в придонном слое до $118^\circ C$, в поверхностном слое летом — $20^\circ C$, зимой — около $0^\circ C$, с низкой общей минерализацией 1,0 — 2,5 г/л и низкими значениями $pH = 2,2-2,7$ (оз. Восьмерка, IV тип озер). Концентрация кремнезема в них 129—250 мг/л, а алюминия 3—60 мг/л. Каолинит во взвеси и осадках озера имеет типичную для этого минерала дифракционную картину, хотя и здесь наблюдается исчезновение ряда рефлексов или колебание их интенсивностей и смещение их из береговских положений.

Все это свидетельствует о наличии в структурах каолинитов различных дефектов. Попытка нахождения информативных критериев дифрактограмм каолинитов на основе анализа их дефектов предпринималась неоднократно [15, 100, 130, 136, 139]. А.С. Букиным, В.А. Дрицем и др. [12] было высказано предположение, что дефектность каолинита может быть следствием двух причин:

1) микропрорастаний энантиоморфных фрагментов право- и левовинтовых кристаллов каолинита. При этом минерал следует рассматривать как смешанослойное образование идеальный каолинит-идеальный галлуазит. Оба идеальных компонента построены из слоев одного и того же типа но различаются способом их чередования.

2) возникновения слоев с ошибочным положением вакансий в октаэдрической сетке и их встраиванием в структуру каолинита по закону диккито-подобных фрагментов.

Дополнительное влияние на степень разрешенности рефлексов оказывает число когерентно-рассеивающих слоев в упаковке m (толщина кристаллитов) и размер области когерентного расселения в плоскости слоев R .

В работе [140] показано, что для каолинитов характерна неоднофазность с точки зрения дефектности. Наряду с более совершенной структурной фазой каолинита, дающей острые, хорошо разрешенные пики, присутствует сильно разупорядоченная фаза, определяющая только поднятие линии фона в области рефлексов от 4,4 до 3,6 Å.

Исходя из этих теоретических положений, произведен расчет дифракционных профилей различных моделей дефектных каолинитов и сопоставление их с экспериментальными, полученными при прецизионной съемке дифрактограмм [38]. После достижения сходства расчетных и экспериментальных дифракционных кривых параметры, использованные в расчете структурных несовершенств, приписывались изучаемому образцу каолинита. На рис. 35 представлены построенные в одинаковом масштабе экспериментальные и рассчитанные дифрактограммы для некоторых образцов, иллюстрирующие степень соответствия эксперимента и расчета, а в табл. 43 приведены полученные таким образом структурные параметры изученных каолинитов.

Большинство каолинитов оказались двухфазными с точки зрения их структурного совершенства. Более упорядоченную фазу можно рассматривать как смешанослойный

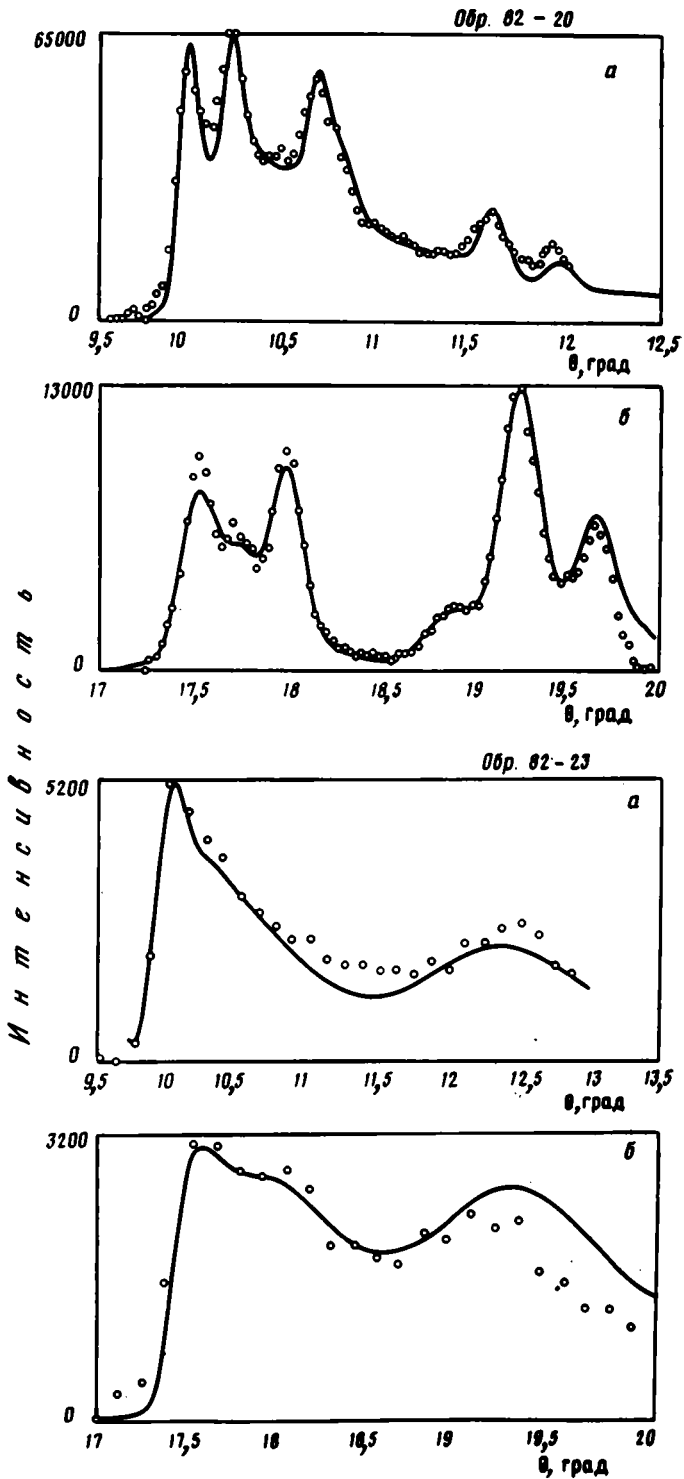
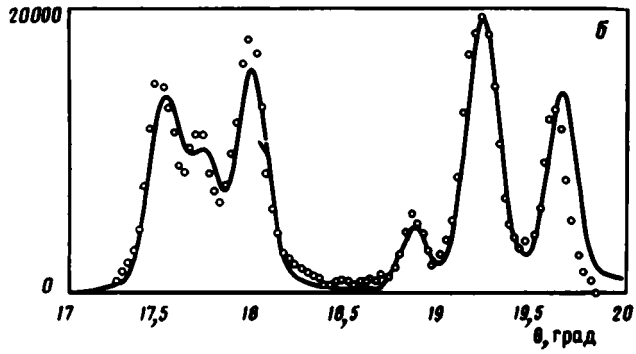
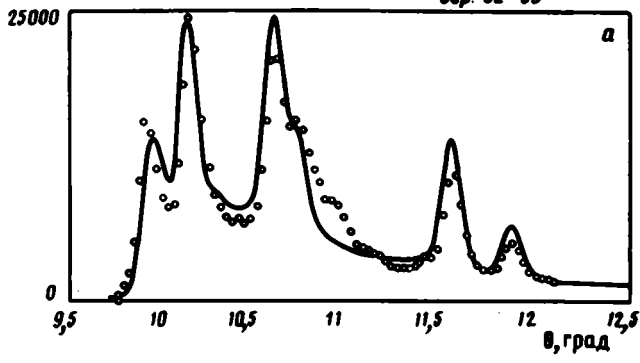
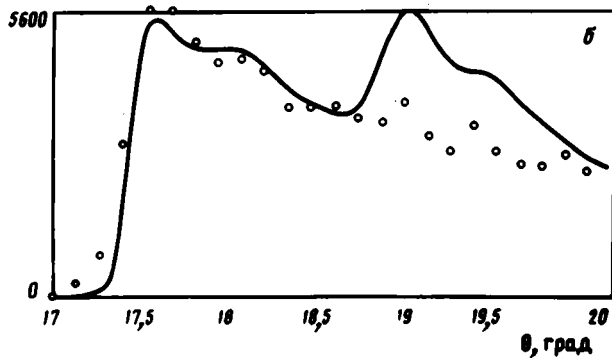
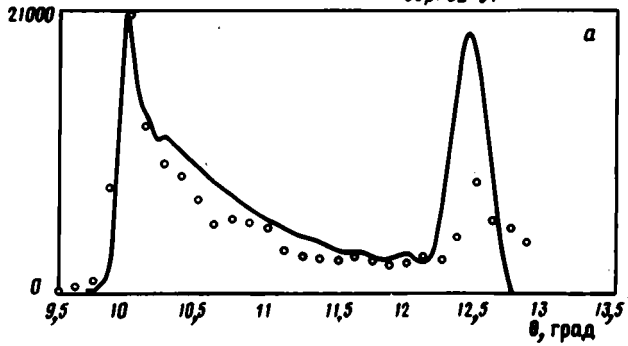


Рис. 35. Сопоставление экспериментальных (точки) и рассчитанных (линии) участков дифрактограммы с рефлексами 022, 112 (а) и 20, 13 (б) [38]

Обр. 82-39



Обр. 82-37



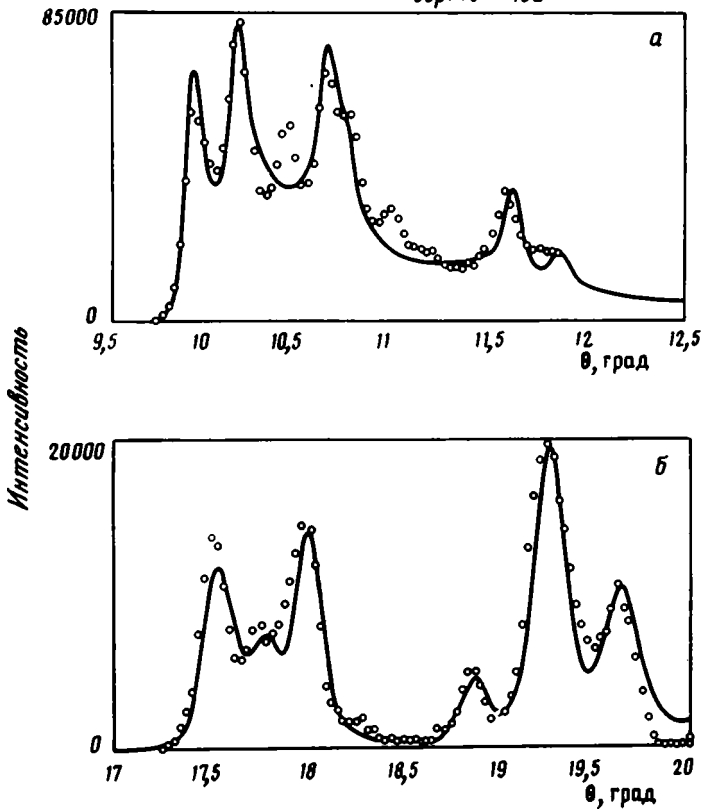


Рис. 35 (окончание)

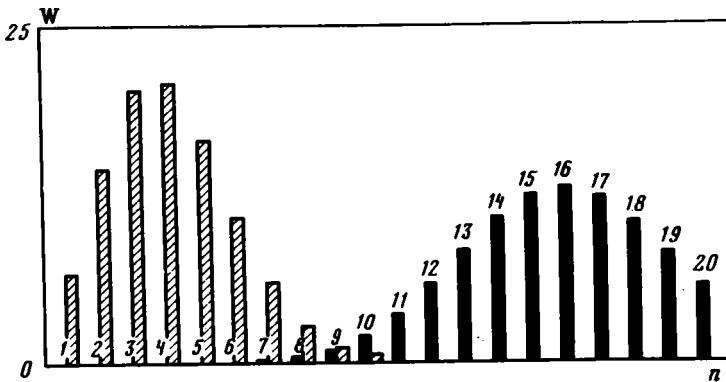


Рис. 36. Гистограмма распределения встречаемости кристаллитов (W), поделенных дефектами на n регулярных фрагментов

Общее число слоев $M=40$. 1, 2 — фазы: 1 — совершенная (вероятность дефекта 5%); 2 — дефектная (вероятность дефекта 40%) [38]

Таблица 43

Параметры, описывающие гетерогенность изученных образцов и кристаллографические характеристики фаз

№ обр.	Совершенная фаза			Несовершенная фаза			
	W	$\tau_a; \tau_b$	M	W	$\tau_{1a}; \tau_{1b}$	$\tau_{2a}; \tau_{2b}$	M
79-86	50	-0,369; -0,023	40	50	-0,369; -0,018	-0,343; 0,306	40
79-134	60	-0,369; -0,023	40	40	-0,369; -0,022	-0,349; 0,305	25
79-102	10	-0,368; -0,018	40	90	-0,369; -0,018	-0,343; 0,306	40
Ш-20-1	20	-0,368; -0,024	20	80	-0,369; -0,012	-0,333; 0,309	40
82-20	20	-0,368; -0,024	20	80	-0,368; -0,021	-0,347; 0,309	40
82-39	60	-0,369; -0,023	40	40	-0,369; -0,022	-0,349; 0,305	40

Примечание. Условия минералообразования:

79-86: подводный грифон оз. Восмерка, глубина 3,4 м, $T = 24^\circ\text{C}$, $pH = 2,60$, концентрация, мг/л:

Al - 4, H_4SiO_4 - 204,9, Cl^- - 319, SO_4^{2-} - 317;

79-134: подводный грифон оз. Восмерка, глубина 6,0 м, $T = 28^\circ\text{C}$, $pH = 2,35$, концентрация, мг/л:

Al - 40, H_4SiO_4 - 120,0, Cl^- - 177, SO_4^{2-} - 451;

79-102: подводный грифон оз. Восмерка, глубина 12,3 м, $T = 118^\circ\text{C}$, $pH = 2,65$, концентрация, мг/л:

Al - 3, H_4SiO_4 - 228,4, Cl^- - 301, SO_4^{2-} - 269;

Ш-20-1: Западное термальное поле, преобразование смектита, $T = 40^\circ\text{C}$, $pH = 2,4$;

82-20: скв. УК-1, глубина 5 м, $T = 90^\circ\text{C}$, $pH = 3,4$;

82-39: скв. УК-1, глубина 48 м, $T = 143^\circ\text{C}$, $pH = 6,5$.

каолинит-галлузит, в котором концентрация галлузитовой компоненты (вероятность дефекта) не превышает 10%. При толщине кристаллитов в 20–40 слоев это означает, что в большинстве случаев кристалл поделен на 4–6 когерентно рассеивающих блока. Гистограмма распределения частиц по числу дефектов приведена на рис. 36. Максимальное содержание совершенной фазы достигает 60% и отмечается в обр. 82-39 и 79-134, а минимальное содержание падает до 10% в обр. 79-102. Параметры ячейки совершенной фазы, согласно работы [12], соответствуют параметрам ячейки эталонного каолинита (каолинит из Кеокук). Единственное исключение представляет собой каолинит из обр. 79-102. Для него найдено заниженное значение компоненты смещения слоев вдоль оси b , соответствующие для регулярного (бездефектного) кристалла углу $\alpha = 91,3^\circ$. Причина этого отклонения обсуждается ниже. Области когерентного рассеяния в плоскости ab меняются от 100 до 400 Å, а толщина кристаллитов составляет примерно 40 слоев для большинства образцов (см. табл. 43).

Наибольший интерес вызывают структурные параметры неупорядоченной фазы. В ней с вероятностью 40% происходит переход от одной энантиморфной упаковки слоев к другой. Она может рассматриваться как дефектный минерал, промежуточный между каолинитом и галлузитом. На рис. 36 представлена гистограмма распространенности дефектов для этой фазы. Большинство кристаллов является сростками 15–20 регулярных фрагментов. Параметры ячейки этой фазы определяются положением рефлексов в области углов $17\text{--}20^\circ\theta$. Хотя они и перекрываются по положению с рефлексами совершенной фазы, но все же могут быть определены по анализу особенностей профилей дифрактограмм, причем наиболее надежно для каолинитов с высоким содержанием дефектного компонента. В наиболее благоприятных с этой точки зрения обр. 79-102 и Ш-20-1 вновь фиксируется уменьшение b -компоненты вектора межслоевого смещения, тогда как в обр. 82-20 оно на грани экспериментальной ошибки.

В обр. 82-22, 82-23 и 82-37 на дифрактограммах практически не наблюдаются рефлексы общего типа, что свидетельствует об отсутствии в них заметного количества структурно-совершенной фазы. Однако их дифрактограммы из-за отсутствия рефлексов в области углов $17\text{--}20^\circ\theta$ не принадлежат также и к виду, характерному для дефектной фазы с определенной выше природой несовершенства. Дифрактограм-

ма обр. 82-23 (рис. 36) описывается, предположив, что его кристаллы построены из малого (5–6) числа слоев, достаточно нестрого наложенных друг на друга. Однако к обр. 82-37 даже такая интерпретация неприменима. Хотя по степени размытости рефлексов его дифрактограмма сходна с дифрактограммой обр. 82-23, наличие узких интенсивных базальных рефлексов с $d = 7,14$ и $3,56 \text{ \AA}$ свидетельствуют о достаточно большой толщине когерентно рассеивающей упаковки.

Структурное разнообразие гидротермальных каолинитов и их гетерогенность коррелируется с неоднородностью сред образования.

В пределах каолиновой зоны представляется возможным проследить за процессом синтеза каолинита в зависимости от гидрогеохимических сред. Каолиниты из гидротермалитов, вскрытых скв. УК-1, характеризуются ростом степени структурного совершенства при движении снизу вверх. В нижней части разреза расположен сильно разупорядоченный каолинит (рис. 36, обр. 82-22, 82-23, табл. 43) и морфологически определяемый трубчатый галлуазит. Его когерентно рассеивающие области (микрорекристаллиты) построены из небольшого количества (не более 5) 1 : 1 слоев. Внутри этой упаковки широко распространены как дефекты дискретной смены трансляций τ_1 и τ_2 , так и дефекты нестройной фиксации слоев относительно этих положений. В средней и верхней частях разреза (рис. 36, обр. 82-20, табл. 43) каолинит представлен достаточно толстыми (20–40 слоев) пачками кристаллитов. Доля совершенной фазы составляет не более 20%.

Содержание совершенной фазы в каолинитах изменяется синхронно с уменьшением температуры, pH и концентрации щелочных и щелочно-земельных катионов (см. табл. 43).

Механизм влияния перечисленных факторов заключается в следующем. Повышенная температура минералообразования до некоторых пределов ускоряет процесс синтеза, но способствует росту концентраций дефектов всех видов. Кислотность среды напрямую определяет возможность образования каолинита как минерального вида — при pH 5,6 начинают сказываться амфотерные свойства Al и он входит в структуру минералов, содержащих этот элемент в четверной координации, например смектитов. Тот факт, что содержание совершенной фазы везде в каолинитах в данном разрезе остается невысоким, свидетельствует о неоптимальности условий для синтеза упорядоченного кристалла. Не полностью ясен механизм влияния щелочных и щелочноземельных катионов. Поскольку в структуру каолинита они не входят, но наиболее вероятно, что они сорбированы поверхностью кристаллитов. Возможно, что при высокой концентрации этих катионов на гранях [001] растущего кристалла их электрическое поле маскирует информацию о способе взаимного расположения предшествующих слоев. Дальний порядок их расположения нарушается, а ближний, определяемый водородными связями смежных слоев, — сохраняется. По такому механизму рост концентрации щелочных и щелочноземельных катионов оказывает ингибирующее действие на кристаллизацию упорядоченных кристаллов. Кроме того, эти катионы определяют более высокие значения pH среды минералообразования. Химический состав глинистой фракции гидротермалитов из нижней части зоны (см. табл. 7, обр. 82-23) характеризуется низким содержанием Al по сравнению с Si, что свойственно каолинам аноксидного типа. Можно полагать, что такое нарушение стехиометрии также препятствует формированию совершенной фазы каолинита. Таким образом, все перечисленные факторы увеличивают долю несовершенной фазы в каолинитах нижних частей разреза, причем разные структурные фазы распределены в них неравномерно, образуя домены.

На примере каолинитов смектитовой зоны можно проследить за процессом деградации ранее сформировавшегося минерала, помещенного в иную гидрогеохимическую среду. Представление о первичном каолините до некоторой степени дает обр. 82-39 из крупных малоизмененных обломков гидротермально измененных дацитов, оказавшихся в условиях, способствующих генерации смектита. "Первичный" каолинит из древних гидротермалитов был структурно двухфазным, как и каолинит из каолиновой зоны, однако содержание совершенной фазы в нем достигало 60%. По своим структурным

характеристикам совершенная фаза имеет сходные с современными каолинитами параметры, единственное отличие от каолинитов из одноименной зоны состоит в большей толщине (до 40 слоев) кристаллитов. Мелкие обломки этого каолинита, оказавшись в новой среде, претерпевают существенные структурные изменения. Согласно математическому моделированию [38] в измененном каолините сохраняется достаточно большая толщина микрокристаллитов, а дефектность обусловлена исключительно ошибками в наложении слоев вдоль плоскости спайности и малыми областями когерентного расщепления в этом направлении. Можно предположить, что по аналогии с поведением каолинита в морской воде [137] деградация "первичного" каолинита в смектитовой зоне связана с растрескиванием микрокристаллитов в направлении, перпендикулярном слоям.

Каолиниты гидротермальных озер всегда представлены смесью совершенной и несовершенной фаз, содержание и распределение которых изменяется в широком диапазоне. Их синтез в водной среде происходит в наиболее точно измеряемых природных условиях, поэтому на их примере легко прослеживается связь продуктов синтеза с условиями. Каолиниты из обр. 79-80 и 79-134, образовавшиеся вблизи подводных грифонов с близкими температурами (24–25°С) и слегка различающимися рН (2,6 и 2,3 соответственно), содержат близкое количество совершенной фазы: 50 и 60% (см. табл. 43). С другой стороны, содержание анионов SO_4^{2-} и Cl^- , а также катионов Al^{3+} в растворах резко различается. Можно предположить, что в наблюдаемых пределах концентраций эти ионы не оказывают существенного влияния на скорость кристаллизации упорядоченного каолинита. В обр. 79-102, образовавшемся в грифоне с температурой 118°С при тех же значениях рН, основную массу составляет неупорядоченный каолинит и только 10% – совершенный каолинит. По структурным параметрам каолинит из обр. 79–102 является уникальным в том отношении, что положение рефлексов как упорядоченной, так и неупорядоченной фазы соответствует элементарной ячейке с углом $\alpha = 91,3^\circ$, что меньше угла α обычного совершенного каолинита [12]. Такое положение рефлексов не может быть получено для минерала, промежуточного между каолинитом и галлуазитом. Можно предположить, что высокие температуры обуславливают не только высокий процент синтеза дефектной фазы, но и возникновение нового типа дефектов. Кристаллохимическое обоснование вероятности одного из таких типов дефектов приведено в работе [122]. Они вызваны образованием одиночных слоев с меняющимися по диккито-подобному закону положениями вакантного октаэдра 1 : 1 слоев и диккито-подобным способом взаимного наложения нормальных и ошибочных слоев. Судя по величине угла α , в каолините из обр. 79-102 таких построек не больше 5–10%. Отсюда можно предположить, что указанная температура находится вблизи условной границы, разделяющей область образования каолинита от области синтеза диккита.

Подобные изменения b-компоненты трансляции было найдено для несовершенной фазы в каолините из обр. Ш-20-1 в измененных базальтах Западного термального поля кальдеры Узон. Однако этот каолинит образовался по смектиту при относительно низких температурах (< 40°С). Поэтому предложенная для обр. 79-102 структурно-генетическая схема не универсальна. По-видимому, в этом случае детерминирует образование диккито-подобных вставок матрица исходного минерала – смектита.

Таким образом, гетерогенность структурных фаз каолинита определяется неоднородностью сред минералообразования, обусловленной градиентным температурным режимом растворов, величинами рН, ионным составом и матрицей исходного материала.

Смешанослойные образования, содержащие каолинитовые и смектитовые слои широко распространены в современных гидротермалитах, сформировавшихся выше базиса дренирования грунтовых вод на высоких гипсометрических уровнях. Эти минералы были обнаружены в природе в самое последнее время [142, 25, 22, 101] и получены в результате лабораторных экспериментов [13]. Все описанные смешанослойные као-

линит-сметитовые образования характеризуются преобладанием в них каолинитовых слоев. Недавно обнаружены и описаны смешанослойные образования с преобладанием сметитовых слоев [105, 101].

По распределению интенсивностей базальных рефлексов дифрактограммы смешанослойных каолинит-монтмориллонитов в воздушно-сухом, насыщенном глицерином и этиленгликолем и обезвоженных при разных температурах состояниях, близки к каолинитовым. Распределение интенсивностей на дифрактограммах смешанослойных сметит-каолинитовых образований близки к сметитовым. Значения же межплоскостных расстояний для всех этих образований составляют нецелочисленную серию, что свидетельствует об их смешанослойной структурной природе.

И. Меринг [135] показал, что для полностью неупорядоченных двухкомпонентных смешанослойных образований с чередующимися слоями высотой d_1 и d_2 дифракционные максимумы могут возникать лишь в интервалах значений d между наиболее близкими величинами n/d_1 и m/d_2 , где n и m — целые числа. В этих условиях значение $1/7,15$ будет наиболее близко к величинам $2/17,8$ и $2/16,6$ и, следовательно, на дифрактограммах препаратов, насыщенных глицерином и этиленгликолем, дифракционный максимум от смешанослойного каолинит-монтмориллонита следует ожидать в области значений d , равных $7,15-8,9$ и $7,15-8,45$ Å соответственно.

Смешанослойные каолинит-монтмориллониты Восточно-Паужетского термального поля имеют значения межплоскостных расстояний в области $7,8-7,2$ и $3,57-3,48$ Å, которые существенно изменяются при различных обработках препаратов. Характерно, что рефлексы, полученные от препаратов, насыщенных катионами калия и натрия, практически совпадают с дифрактограммой от препарата в воздушно-сухом состоянии. Другая особенность заключается в том, что после насыщения образца магнием дифракционная картина характеризуется почти целочисленной серией базальных отражений от межплоскостного расстояния $14,4$ Å (см. рис. 22). Особенностью этих сметитовых слоев, как показали В.А. Дриц и Б.А. Сахаров [25], является то, что межслоевые промежутки в них заселены катионами калия.

Исходя из данных химических анализов смешанослойных каолинит-сметитов и особенностей их рентгеновских дифракционных картин, рассчитываются приближенные кристаллохимические формулы сметитовых слоев. Так, для сметитовых слоев Восточно-Паужетского термального поля Б.А. Сахаровым [25] установлено, что они слагаются тетракремниевым монтмориллонитом, отрицательный заряд которого обусловлен октакатионами магния. Катионы калия, являясь обменными, не образуют слюдяные межслоевые промежутки. Такой состав сметитовых слоев соответствует кислым условиям гидрогеохимической среды. В этих условиях алюминий не только не замещает изоморфно кремний в тетрадрах, но и имеет тенденцию к эвакуации из них. К сожалению, в настоящее время мы не можем достаточно точно определить характер структурной упорядоченности каолинитовых слоев в смешанослойных образованиях с большим содержанием сметитовой компоненты. Однако, по всей вероятности, так как в них имеется значительное количество щелочных и щелочноземельных катионов, то их структурное совершенство должно быть невысоким.

В.А. Дрицем и Б.А. Сахаровым [25, 142] рассчитано, что в Восточно-Паужетском смешанослойном каолинит-сметите при факторе ближнего порядка (S), равному 0, вероятность содержания каолинитовых и сметитовых слоев $W_k : W_c = 0,75 : 0,25$.

Используя метод [25], подсчитано, что в смешанослойных каолинит-сметитах из гидротермалитов Долины Гейзеров колеблется от $0,85 : 0,15$ до $0,80 : 0,20$, при этом отмечается тенденция увеличения количества каолинитовых слоев к поверхностным частям разреза.

В гидротермалитах Западного термального поля кальдеры Узон каолинит-сметитовые образования характеризуются $W_k : W_c$ от $0,85 : 0,15$ до $0,80 : 0,20$, а в приповерхностном горизонте — до $0,90 : 0,10$. Здесь особенно четко проявляется закономерность увеличения каолинитовой составляющей к верхней части разреза гидротермалитов. Для этих образований характерно присутствие каолинитовых слоев, в структуре

которых отмечаются диккито-подобные фрагменты (обр. III-20-1, табл. 43). Химический состав монтмориллонитов, развитых в нижних горизонтах гидротермалитов Западного поля и смешанослойных каолинит-монтмориллонитов, распространенных в верхах разреза, указывает на сходство монтмориллонита и монтмориллонитовых слоев (см. табл. 23).

В гидротермалитах района Северо-Камбальных паровых струй нами впервые был обнаружен смешанослойный смектит-каолинит. Этот минерал в воздушно-сухом состоянии имеет дифракционную картину, близкую смектиту. Отличается по дифракционным данным препаратов, насыщенных глицерином ($d_1 = 18,0$, $d_2 = 8,52 \text{ \AA}$), этиленгликолем ($d_1 = 17,4$, $d_2 = 8,18 \text{ \AA}$), прокаленных до 300°C ($d_1 = 9,83 \text{ \AA}$), — до 400° ($d_1 = 9,55 \text{ \AA}$), — до 500° ($d_1 = 9,45 \text{ \AA}$). Полученные экспериментальные дифракционные данные соответствуют расчетным для неупорядоченно чередующихся 7,15-Ангстремовых каолинитовых, обезвоженных 9,7-Ангстремовых монтмориллонитовых и неполностью обезвоженных монтмориллонитовых слоев, высота которых задавалась в интервале значений $10,5\text{--}13,5 \text{ \AA}$ [101]. Количество 7,15-Ангстремовых слоев принималось равным 0,3, а содержание 9,7 и $10,5\text{--}13,5$ -Ангстремовых слоев варьировало в пределах от 0,65 до 0,5 и от 0,05 до 0,2 соответственно. Положение двух остальных максимумов, наблюдаемых на рассчитанных дифракционных спектрах, в зависимости от содержания и высот чередующихся слоев см. в табл. 25.

Сравнение экспериментальных и рассчитанных дифракционных картин позволило определить данное смешанослойное образование как состоящее из 30% каолинитовых и 70% монтмориллонитовых слоев, причем 10% последних содержат в межслоях гидраргиллитовые сетки ($W_K : W_C = 0,3 : 0,7$), а при пересчете на весовые содержания — $C_K : C_M = 0,24 : 0,76$) [101].

Исходя из кристаллохимической формулы смектитовых слоев, рассчитанной по данным химического анализа с учетом весового содержания каолинитовых слоев, устанавливается, что они представлены монтмориллонитом, в тетраэдрах которого практически отсутствует изоморфное замещение кремния на алюминий, а весь отрицательный заряд 2 : 1 слоев локализован в октаэдрах и компенсируется межслоевыми катионами магния.

Характер структурной упорядоченности каолинитовых слоев в смешанослойном образовании с преобладанием смектитовых слоев определить не удалось.

Кристаллохимические особенности смешанослойных образований и характер их распределения в гидротермалитах свидетельствуют об эпигенетическом образовании этих минералов за счет изменения смектитов в кислых средах. В верхних частях разрезов гидротермалитов наблюдается преобладание кислых условий среды, генерируемых при микробиологическом окислении серы и ее соединений. С наиболее кислыми условиями, характеризующимися интервалом $\text{pH} = 2,2\text{--}2,5$ и $T < 40^\circ\text{C}$, связано образование смешанослойных минералов, содержащих до 90% каолинитовых слоев и лишь 10% реликтовых монтмориллонитовых слоев, представленных тетракремниевыми маложелезистыми низкозарядными разностями. Каолинитовые слои обладают трехмерным порядком. Наиболее распространенными в гидротермалитах являются смешанослойные образования, содержащие 70–80% каолинитовых и соответственно 30–20% смектитовых слоев. Формируются такие минералы в широком интервале $\text{pH} = 2,5\text{--}5,5$ и $T < 70^\circ\text{C}$. Смектитовые слои в них отличаются ограниченным изоморфизмом в тетраэдрах кремния на алюминий. И наконец, смешанослойные смектит-каолиниты с 70% содержанием смектитовых слоев образуются при pH 6 и температурах $70\text{--}100^\circ\text{C}$. В тетраэдрах смектитовых слоев этих минералов также наблюдается ограниченный изоморфизм кремния на алюминий и в целом они относятся к низкозарядным маложелезистым разностям. Каолинитовые слои здесь отличаются отсутствием трехмерного порядка.

Все отмеченные особенности кристаллохимии смектитовых слоев, степени структурной упорядоченности каолинитовых слоев в смешанослойных образованиях, а также закономерности распределения их в разрезах гидротермалитов, могут свидетельствовать о том, что каолинитовые слои в смешанослойных минералах развиваются в про-

цессе разрушения смектита, а смектитовые слои представляют собой реликты первичной матрицы.

Таким образом, основные продукты гидротермального литогенеза – глинистые минералы – формируются в определенных гидрогеохимических средах.

Смектиты являются продуктами воздействия хлоридных натриевых терм на субстрат разного петрохимического состава. При этом при изменении кислых пород дацитового состава образуется высокозарядный монтмориллонит, породы, обладающие большой основностью (андезито-дациты, базальты), изменяющиеся в аналогичных условиях, дают низкозарядный монтмориллонит.

В условиях воздействия сульфатных вод, независимо от петрохимического состава материнского субстрата, формируется каолинит. Все изученные каолиниты слагаются как минимум двумя структурными фазами – совершенной и несовершенной (дефектной). Дефектность каолинита может определяться как образованием смешанослойных фрагментов каолинит-галлуазитового типа, так и возникновением слоев с диккито-подобными фрагментами. Первый тип дефектов возникает в средах, содержащих повышенные концентрации кремния, щелочных и щелочноземельных катионов. Второй тип дефектов зависит, в одних случаях, от температуры и скорости синтеза каолинита, в других – от матрицы, по которой он формируется.

При воздействии кислых трансформированных растворов на смектит осуществляется его деструкция и формирование каолинитовых слоев с образованием смешанослойных структур, состоящих из беспорядочно чередующихся каолинитовых и смектитовых слоев. Образование в кислых средах смешанослойных минералов каолинит-смектитового состава сопровождается тенденцией тетракремнизации смектитовых слоев.

Воздействие кислых гидротермальных растворов с $\text{pH} < 2$ приводит к частичному растворению каолинита, при этом реликтовые кристаллы сохраняют свою структурную упорядоченность.

В гидротермальных озерах со слабокислой гидрогеохимической средой наблюдается трансформация высокозарядного монтмориллонита в низкозарядный бейделлит. В кислых озерах осуществляется разрушение смектита, наблюдаются процессы аградации неупорядоченного каолинита и синтез структурно упорядоченного каолинита.

Характер изменения суффундированных глинистых минералов в озерных условиях зависит от степени их контрастности по сравнению с условиями образования минералов при формировании гидротермалитов.

Изучение структурных и кристаллохимических особенностей гидротермальных глинистых минералов позволяет сделать вывод, что они образуются и изменяются в нестационарных условиях, характеризующихся сменой гидрогеохимических обстановок минералообразования. Детальный структурно-кристаллохимический анализ глинистых минералов при дальнейших исследованиях различных гидротермальных систем позволит воссоздать условия их образования и изменения и прогнозировать локализацию зон гидротермалитов определенного минерального состава.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ФОРМАЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

Гидротермалиты и генетически связанные с ними осадки гидротермальных озер составляют парагенезис, который представляет собой формацию гидротермально измененных пород.

Поскольку современная формация гидротермально измененных пород находится в постоянном развитии, связанной с динамикой гидротермальных систем, то полезные ископаемые этой формации следует рассматривать как еще окончательно не сформировавшиеся и имеющие в основном поисковое значение.

Основным полезным ископаемым формации гидротермально измененных пород являются глины. По генезису и характеру залегания они подразделяются на глины гидротермалитов и глины осадков гидротермальных озер.

Среди гидротермалитов выделяются бентониты, сложенные смектитами, и керамические глины, в том числе и огнеупорные, состоящие из каолинита.

Бентонитовое сырье слагает нижние этажи изученных гидротермалитов. Следует отметить, что это сырье непригодно для непосредственного использования в промышленности, так как содержит значительные примеси первичных минералов, представленных в основном группой полевых шпатов. Для извлечения смектитовой компоненты из этих пород следует применять обогащение, основанное на водном отмучивании тонкодисперсных фракций. Наиболее богатые смектитом бентониты встречаются среди осадков гидротермальных озер I типа [35]. Однако нетехнологической примесью в них является самородная сера, содержание которой достигает 7% [33].

Керамические глины слагают верхние этажи гидротермалитов. В подошве этих глин распространены маломощные горизонты огнеупорных глин типа фэйрклея. Наиболее пластичные каолиновые глины распространены в осадках IV типа гидротермальных озер [35]. Современные гидротермальные глины содержат около 10% тонкодисперсного пирита и марказита и нуждаются в обогащении.

В настоящее время геологами Камчатского Управления по использованию глубинного тепла Земли месторождения кирпичных глин и суглинков рассматриваются как поисковые признаки термоаномалий, не имеющих на поверхности современного гидротермопроявления [109].

Высокое содержание сульфидов и самородной серы в гидротермалитах позволили с помощью биологических окислителей экспериментально получать 10–40 мг серной кислоты в 1 час с 1 кг гидротермально измененной породы [54]. Эти данные свидетельствуют о том, что современные гидротермалиты являются потенциальным сырьем для получения серной кислоты с использованием как биотехнологических методов обогащения, так и традиционных методов с применением катализаторов.

В процессе гидротермального литогенеза наблюдается образование мышьяковых руд. В гидротермальных озерах II типа разгрузка рудоносных растворов, содержащих до 10^{-5} моль/г As и 10^{-4} моль/л S, связанная с образованием мышьяковых руд, осуществляется на фронте взаимодействия глубинных и поверхностных вод при понижении pH раствора до 4–5 и возрастании окислительно-восстановительного потенциала до +250 мВ. Формированию рудных образований аурипигментного и реальгарового составов способствует фоссиллизация остатков синезеленых водорослей и зеленой бактерии хлорофлексус и образование по ним псевдоморфоз. Генерация рудных концентраций в гидротермальных озерах со средним содержанием мышьяка 1,2–5,0% возможна лишь в фашиальных условиях, обеспечивающих реализацию взаимодействия глубинных и поверхностных вод в придонном слое. Эти условия характерны для мелководной озерной фаши, примыкающей к устьям ручьев, поставляющих в термальные озера пресных холодных вод [34]. Специальному изучению процессов рудогенеза при гидротермальном литогенезе посвящены работы Института вулканологии ДВО АН СССР [51, 55, 81].

Глинистые осадки гидротермальных источников и озер являются ценным материалом, используемым в медицине при грязелечении различных заболеваний. К сожалению, бальнеотерапевтические свойства глин различных генетических зон гидротермалитов и осадков гидротермальных озер и источников недостаточно изучены. Однако применение гидротермальных глин, богатых различными микроэлементами, газами и бактериальной микрофлорой, в терапевтических целях содержит большие возможности и ждет специальных исследований.

Гидротермалиты имеют также важное экономическое значение в агропромышленном использовании. Образование гидротермалитов сопровождается формированием мелкозерма, обогащенного легко усваиваемыми химическими элементами различной металлогенической специализации. Знание состава гидротермалитов и почв, развитых на них, позволит подойти наиболее рационально к их использованию в пределах строгой агрономической специализации, что должно привести к повышению урожайности определенных культур.

Таким образом, главным фактором субповерхностного гидротермального литогенеза, обуславливающим состав его продуктов, является стратифицированный гидротермальный раствор. В качестве основного фактора трансформации хлоридного натриевого раствора в сульфатный в приповерхностных условиях работает специфическое сообщество термофильных микроорганизмов серного цикла. Материнский породный субстрат играет роль донора химических элементов, участвующих в формировании гидротермальных минералов: смектитов, каолинитов, сульфидов. Кристаллохимические особенности смектитов отражают петрохимический характер материнского субстрата. Структурные особенности каолинитов зависят от гидрогеохимических сред гидротермального минералообразования, в частности от температур, величин pH раствора и содержания в нем кремния и катионов щелочных и щелочноземельных элементов. Неоднородность сред обуславливает гетерогенность гидротермальных минералов, формирующихся в нестационарных условиях локального равновесия.

Особый интерес представляют современные гидротермалиты как объект для изучения процессов минералообразования и литогенеза, тестируемый физико-химическими параметрами и гидрогеохимическими средами. Тщательное изучение современных процессов минерало-литогенеза, обобщение их, позволяет отработать теоретические основы для поисков полезных ископаемых, формирующихся при образовании гидротермалитов различного геологического возраста.

1. *Аверьев В.В.* Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1961. Вып. 19. С. 80–89.
2. *Аверьев В.В.* О соотношении между гидротермальной и магматической деятельностью // Материалы ко II Всесоюз. вулканол. совещ. Петропавловск-Камчатский: Дальневост. изд-во, 1964. С. 251–253.
3. *Аверьев В.В., Белоусов В.И.* Геологический очерк района Паужетского месторождения // Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. С. 8–24.
4. *Аверьев В.В., Боговяленская Г.Е., Брайцева О.А.* и др. Вулканизм и гидротермы Узон-Семлячкского геотермального района на Камчатке // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 207–211.
5. *Алексеев В.А., Медведева Л.С.* Условия образования монтмориллонитов в современном гидротермальном процессе // Материалы VI Всесоюз. вулканол. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 119–200.
6. *Барт Т.Ф.* Теоретическая петрология. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. 414 с.
7. *Бибешев И.И., Золотарев Б.П., Ерошев-Шак В.А.* и др. Вулканические поднятия и глубоководные осадки востока Центральной Атлантики. М.: Наука, 1989. 242 с.
8. *Белоусов В.И., Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г.* Геологическое строение и гидрологические особенности Паужетской гидротермальной системы // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976. С. 23–57.
9. *Белоусов В.И.* Геология гидротермальных полей в областях современного вулканизма. М.: Наука, 1976. 174 с.
10. *Брайцева О.А., Боговяленская Г.Е., Эрлих Э.Н.* и др. Узонско-Семлячкский район // Вулканы и геотермы Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1974. С. 139–192.
11. *Брайцева О.А., Боговяленская Г.Е., Эрлих Э.Н.* Геологическое строение Узонско-Гейзерной депрессии // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Наука, 1974. С. 10–31.
12. *Букин А.С., Дриц В.А., Черкашин В.И., Салынь А.Л.* Сопоставление 1:1 слоев каолинита и диоксидов // Минерал. журн., 1989. Т. 11, № 4. С. 13–21.
13. *Булатов В.К., Градусов Б.П., Зотов А.В.* Экспериментальное изучение закономерностей и условий формирования каолинит-сметтитовых смешанослойных образований // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 1. С. 86–101.
14. *Вакин Е.А., Кирсанова Т.П., Кононов В.И., Поляк Б.Г.* Термальные воды юго-восточной Камчатки и перспективы их использования // Вопросы специальной гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск: Кн. изд-во, 1962. Вып. 1. С. 84–91.
15. *Викулова М.Ф., Зялин Б.Б.* Влияние условий образования глинистых пород на развитие и изменение структурных особенностей глинистых минералов // Сов. геология. 1965. № 5. С. 24–37.
16. *Виноградов В.И., Григорьев В.С., Кастрыкина В.М.* О возрасте метаморфических пород фундамента Камчатки // Там же. 1990. № 9. С. 54–61.
17. *Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л.* Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 307 с.
18. *Герасименко Л.М., Крылов И.Н.* Посмертные изменения цианобактерий в водорослево-бактериальных пленках термальных источников Камчатки // ДАН СССР. 1983. Т. 272, № 1. С. 201–203.
19. *Герасименко Л.М.* Роль циано-бактерий и других фототрофных организмов в трансформации вулканических газовых эксгалляций // Материалы VI Всесоюз. вулканол. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 213–214.
20. *Главатских С.Ф.* Современные фации гидротермально измененных пород Узона // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974. С. 169–173.
21. *Градусов Б.П., Зотов А.В., Русинов В.Л.* Условия образования каолинита и монтмориллонита на современных сольфатарных полях // ДАН СССР. 1975. Т. 222, № 5. С. 1190–1193.

22. *Градусов Б.П.* Минералы со смешанослойной структурой в почвах. М.: Наука, 1976. 127 с.
23. *Грин Д.Х., Рингвуд А.Э.* Происхождение базальтовых магм // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 132–227.
24. *Дислер В.И., Авандилова Н.И.* Геохимия кремнезема слабоминерализованных гидротерм в зоне гипергенеза // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 2. С. 22–31.
25. *Дриц В.А., Сахаров Б.А.* Рентгено-структурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 248 с.
26. *Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Геокристаллохимия породобразующих диоктаэдрических смектитов // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 1. С. 35–48.
27. *Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Смектиты как индикаторы геологических обстановок на континентах и в океанах // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 7–37.
28. *Ерошев-Шак В.А., Дмитрик А.А., Ципурский С.И.* Генетические и структурно-морфологические особенности гидротермальных каолинитов // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 94–90.
29. *Ерошев-Шак В.А., Набоко С.И., Карпов С.И.* и др. Формирование глинистых минералов при низкотемпературном процессе (на примере кальдеры Узон) // Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1977. С. 172–184.
30. *Ерошев-Шак В.А., Ильин В.А.* Образование глинистых минералов при гидротермальном изменении пород в кальдере Узон (Камчатка) // ДАН СССР. 1978. Т. 241, № 4. С. 911–914.
31. *Ерошев-Шак В.А., Карпов Г.А., Инкова Г.А.* Гидротермально-измененные базальты Западного поля кальдеры Узон (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1984. № 4. С. 32–49.
32. *Ерошев-Шак В.А., Карпов Г.А., Ильин В.А.* Литология современных осадков гидротермального озера Хлоридное на Камчатке // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 1. С. 35–48.
33. *Ерошев-Шак В.А., Карпов Г.А., Ципурский С.И.* Особенности минералогии и гидрогеохимии гидротермального озера Серное на Камчатке // Там же. № 2. С. 36–46.
34. *Ерошев-Шак В.А., Карпов Г.А., Кирев Ф.А., Бочко Р.А.* Литология гидротермального озера Фумарольное – бассейна современного рудонакопления // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 9. С. 86–99.
35. *Ерошев-Шак В.А., Карпов Г.А., Шербаков А.В., Ильин В.А.* Формирование осадков в гидротермальных озерах Камчатки // ДАН СССР. 1985. Т. 280, № 1. С. 165–169.
36. *Ерошев-Шак В.А.* Гидротермальный субповерхностный литогенез в областях активного вулканизма Курило-Камчатского региона: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1987. 42 с.
37. *Ерошев-Шак В.А.* Гидротермальный литогенез в геодерме современных гидротермальных систем // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 199–210.
38. *Ерошев-Шак В.А., Букин А.С., Черкашин В.И.* Каолиниты современных гидротермалитов и гидротермальных озер и их структурные особенности // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 3. С. 89–106.
39. *Заварзин Г.А.* Железобактерии на вулканах острова Кунашир // Тр. МОИП. 1966. Т. 24. С. 217–220.
40. *Заварзин Г.А., Васильева Л.В., Трыкова В.В.* Об участии микроорганизмов в поствулканических процессах // Изв. АН СССР. Сер. биол. 1967. № 4. С. 605–611.
41. *Заварзин Г.А.* Бактерии на вулканах // Природа. 1973. № 7. С. 4–7.
42. *Заварзин Г.А., Карпов Г.А.* Роль бактериальных факторов в современном минералообразовании кальдеры Узон // ДАН СССР. 1982. Т. 214, № 1. С. 244–247.
43. *Заварзин Г.А.* Бактерии и состав атмосферы. М.: Наука, 1984. 192 с.
44. *Заварзин Г.А., Карпов Г.А., Горленко В.М.* и др. Кальдерные микроорганизмы. М.: Наука, 1989. 120 с.
45. *Зверев В.П.* Об энергетическом эффекте геохимических процессов // Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972. С. 144–154.
46. *Зотов А.В., Волченкова В.А., Котова З.Ю., Миронова Г.Д.* Физико-химические условия современного образования сульфидов мышьяка в кальдере Узон на Камчатке // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1977. С. 77–103.
47. *Иванов М.В.* Гидротермы очагов современного вулканизма Камчатки и Курильских островов // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1956. Вып. 12. С. 197–217.
48. *Иванов М.В., Каровайко Г.И.* Роль автотрофных бактерий в окислении вулканической серы // Биология автотрофных микроорганизмов. М.: МОИП, 1966. С. 24–30.
49. *Ильин В.А.* Исследование энергетического баланса современных гидротермальных систем. М.: Наука, 1977. 105 с.
50. *Карпов Г.А., Долгова Т.В.* Фация гидротермальных глин на современном термальном поле Камбального хребта // Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1969. С. 89–94.
51. *Карпов Г.А., Павлов А.Л.* Узон-Гейзерная гидротермальная рудообразующая система Камчатки. М.: Наука, 1876. 87 с.

52. *Карпов Г.А.* В кальдере вулкана. М.: Наука, 1980. 93 с.
53. *Карпов Г.А., Киреев Р.А., Ерошев-Шак В.А.* Самородное железо в гидротермальных системах Камчатки // ДАН СССР. 1985. Т. 274, № 6. С. 1440–1443.
54. *Карпов Г.А., Заварзин Г.А., Ерошев-Шак В.А.* Роль биогенного фактора в формировании среды зоны аргиллизации в областях разгрузки современных гидротермальных систем и сольфатарных полей // Вулканология и сейсмология. 1984. № 2. С. 64–73.
55. *Карпов Г.А.* Современные гидротермы и ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение. М.: Наука, 1988. 183 с.
56. *Кеннеди Дж.* Равновесия между летучими и окислами железа в изверженных породах // Вопросы физикохимии в минералогии и петрографии. М.: Изд-во иностр. лит., 1950. С. 113–132.
57. *Кирюхин А.В., Сузробов В.М.* Термодинамические модели и их роль в изучении современных гидротермальных систем // Материалы VI Всесоюз. вулканол. совещ.
58. *Кононов В.И.* Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М.: Наука, 1965. 147 с.
59. *Кононов В.И., Мамырин Б.А., Поляк Б.Г., Хабарин А.В.* Изотопы гелия в газах гидротерм Исландии // ДАН СССР. 1974. Т. 217, № 1. С. 172–175.
60. *Кононов В.И.* Геохимия термальных вод в областях активного вулканизма. М.: Наука, 1983. 215 с.
61. *Коржинский Д.С.* Вывод уравнения инфильтрационной метасоматической зональности // ДАН СССР. 1951. Т. 77, № 2. С. 305–308.
62. *Коржинский Д.С.* Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.
63. *Коссовская А.Г., Симанович И.М., Шугтов В.Д.* Минеральные преобразования пород океанической коры и проблемы ее начальной континентализации // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 5–17.
64. *Коцербуба Л.А.* Методы насыщения пород-коллекторов окрашенными смолами. М.: Недра, 1977. 95 с.
65. *Крылов И.Н., Орлеанский В.К., Заварзин Г.А.* Окремнелые микроорганизмы в водорослево-бактериальных пленках термальных источников Камчатки // ДАН СССР. 1983. Т. 268, № 6. С. 1483–1485.
66. *Курносков В.Б.* Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения. М.: Наука, 1986. 249 с.
67. *Лебедев Л.М.* Современные рудообразующие гидротермы. М.: Наука, 1975. 261 с.
68. *Лебедев Л.М., Лосева Т.П., Цетин А.И.* К минералогии современного мышьяково-сурьмяного оруденения в кальдере Узон на Камчатке // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1977. С. 57–77.
69. *Русско Ю.А.* Каолинитизация и каолины Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1976. 157 с.
70. *Матвеева Л.А., Соколова Е.И., Рождественская З.С.* Экспериментальное изучение выноса алюминия в зоне гипергенеза. М.: Наука, 1975. 167 с.
71. *Матвеева Л.А., Васильева Л.А., Рождественская З.С.* Особенности поведения алюминия в разбавленных растворах, условия и формы его осаждения // Кора выветривания. М.: Наука, 1976. Вып. 15. С. 221–226.
72. *Матвеева Л.А., Сивцов А.В.* Синтез каолинита при нормальных условиях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 12. С. 81–87.
73. *Милло Ж.* Геология глин. М.: Недра, 1968. 356 с.
74. *Набоко С.И.* Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород // Тр.Лаб. вулканологии АН СССР. 1961. Вып. 19. С. 12–33.
75. *Набоко С.И.* Образование глин при поствулканических процессах // Материалы по глинистым минералам и использованию глин в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 62–83.
76. *Набоко С.И.* Гидротермальный метаморфизм в вулканических областях. М.: Наука, 1963. 302 с.
77. *Набоко С.И., Карпов Г.А., Розникова А.П.* Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование // Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. С. 79–101.
78. *Набоко С.И., Филькова Е.М.* Вертикальная зональность в гидротермальных глинах Паужетки // Бюл. вулканол. станций. 1966. № 41. С. 31–34.
79. *Набоко С.И., Дуничев В.М., Главатских С.Ф., Ризнич И.И.* Геологическое строение и метаморфический эффект в области разгрузки термальных вод месторождения Горячий Пляж на острове Кунашир // Молодые и современные гидротермально измененные породы Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1969. С. 48–80.
80. *Набоко С.И., Чеглицева Е.А.* Горизонтальная металлогенетическая и метасоматическая зональность в областях разгрузки глубинных термальных растворов // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. С. 231–244.
81. *Набоко С.И.* Металлоносность кальдеры Узон // Там же. С. 162–194.
82. *Набоко С.И.* Особенности гидротермальных процессов в областях активного вулканизма // Там же. С. 249–256.
83. *Набоко С.И.* Химические типы вулканических вод // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного

- вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974. С. 8–14.
84. *Набоко С.И.* Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1980.
 85. *Некрасов Б.В.* Курс общей химии. М.: Госхимиздат, 1954. 971 с.
 86. *Округина А.М., Округин В.М., Соколов В.Н., Шлаков В.А.* Глинистые минералы некоторых гидротермальных систем Камчатки и их роль в накоплении рудообразующих элементов // Материалы VI Всесоюз. вулканол. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 172–174.
 87. *Орлянский В.К., Ероцев-Шак В.А., Карпов Г.А.* и др. Слоистые бактериально-водородные образования (маты) термальных полей Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 10. С. 126–131.
 88. *Пампура В.Д.* Минералообразование в гидротермальных системах. М.: Наука, 1977.
 89. *Перцев Н.Н., Русинов В.Л.* Гидротермальные изменения базальтов Бермудского поднятия по материалам бурения скважин 417, 418 "Гломара Челленджера" // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 17–21.
 90. *Пилипенко Г.Ф.* Гидрогеологическая обстановка кальдеры Узон // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. С. 70–71.
 91. *Пилипенко Г.Ф.* Современная гидротермальная деятельность в кальдере Узон // Там же. С. 72–83.
 92. *Пилипенко Г.Ф.* Гидрохимическая характеристика Узонской термоаномалии // Там же. С. 83–110.
 93. *Пилипенко Г.Ф.* Парогидротермы кальдеры Узон // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976. С. 237–266.
 94. *Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П.* Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника. 1979. № 5. С. 3–23.
 95. *Попов В.А.* Практическая кристалломоρφология минералов. Свердловск, 1984. 191 с.
 96. *Попов В.А., Краснов С.Г., Айнемер А.И., Черкашев Г.А.* Современные вулканогенно-осадочные сульфидные руды и их древние аналоги // Зап. ВМО. 1985. Т. 114, № 4. С. 410–425.
 97. *Попова В.И., Поляков В.О.* Узонит As_4S_8 – новый сульфид мышьяка с Камчатки // Там же. С. 369–373.
 98. *Попова В.И., Попов В.А., Кларк А.* и др. Алакранит As_8S_{16} – новый минерал // Там же. 1986. Т. 115, № 3. С. 360–368.
 99. *Русинов В.Л.* Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. М.: Наука, 1972. 263 с.
 100. *Русько Ю.А.* Каолинизация и каолины Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1976. 157 с.
 101. *Сахаров Б.А., Ероцев-Шак В.А., Дриц В.А.* Структурно-кристаллохимическая характеристика и условия образования монтмориллонит-каолинитового смешанослоистого минерала // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 6. С. 62–71.
 102. *Сугрובה Н.Г., Сугрובов В.М.* Температуры в недрах Паужетского месторождения по данным разведочных скважин // Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. С. 186–206.
 103. *Сугрובов В.М., Белоусов В.И., Карпов Г.А.* и др. Современные высокотемпературные гидротермальные системы вулканических областей // Там же. С. 91.
 104. *Тимофеев П.П., Щербаков А.В.* Проблемы гидрохимии литогенеза // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 2. С. 32–43.
 105. *Тимофеев П.П., Набоко С.И., Ероцев-Шак В.А.* и др. Особенности современного гидротермального литогенеза. 1. Наземный гидротермальный литогенез // Там же. 1979. № 6. С. 3–15.
 106. *Тимофеев П.П., Щербаков А.В., Ильин В.А.* и др. Сравнительный анализ статистического и динамического экспериментов в системе "вода–вулканический пепел" // Там же. 1988. № 2. С. 131–133.
 107. *Трухин Ю.П., Петрова В.В.* Некоторые закономерности современного гидротермального процесса. М.: Наука, 1976. 177 с.
 108. *Томашенко А.Н., Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В.* Эпигенетическая зональность и координационное положение Al в диоктаэдрических минералах глин // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 161–164.
 109. *Тхапсаев Е.Б.* Месторождения кирпичных глин и суглинков Юго-Восточной Камчатки – поисковый признак гидротермальной деятельности // Материалы VI Всесоюз. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 189–190.
 110. *Уайт Д.Е.* Термальные воды вулканического происхождения // Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965. С. 78–99.
 111. *Холодов В.Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 148 с.
 112. *Ципурский С.И., Дриц В.А., Чекин С.С.* Выявление структурной упорядоченности нонтронитов электронографическим методом косых текстур // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 10. С. 105–113.
 113. *Ципурский С.И., Дриц В.А., Денисова Д., Чичел Б.* Кристаллохимия монтмориллонитов вида Чето и Вайоминг // Тез. докл. III Чехосл. симпоз. ЧССР. Прага, 1986.
 114. *Щербаков А.В.* Геохимия термальных вод. М.: Наука, 1968. 233 с.
 115. *Щербаков А.В., Козлова Н.Д., Смирнова Г.Н.* Газы термальных вод. М.: Наука, 1974. 218 с.
 116. *Щербаков А.В., Ероцев-Шак В.А.* Гидрогеохимические среды гидротермального

- литогенеза // Материалы VI Всесоюз. вулканол. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 197–198.
117. *Эллис А., Уилсон С.* Районы распространения горячих источников кислых сульфатно-хлоридных вод // Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965. С. 101–102.
 118. *Эрлих Э.Н.* Структурная приуроченность Узонско-Гейзерного геотермального района // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974.
 119. *Эрлих Э.Н.* Генезис магмы и динамическая модель формирования Удонско-Гейзерной депрессии // Там же. С. 246–248.
 120. *Banwel G.J.* Earth's thermal energy from the crust: Introduction, pt 1 // N.Z. J. Geol. and geophys. 1963. Vol. 6, N 1. P. 52–69.
 121. *Barr T.F.* Principles of classification and norm calculations of metamorphic rocks // J. Geol. 1959. Vol. 67. P. 135–152.
 122. *Bookin A.S., Drits V.A., Plancon A., Tchoubar C.* Stacking faults in kaolin-group minerals in the light of real structural features // Clays and Clay Miner. 1989. Vol. 37, N 4. P. 397–307.
 123. *Brock T.D.* Thermophilic microorganisms and life at high temperature. N.Y.: Springer, 1978. 465 p.
 124. *Christic A.B., Brathwaite R.L.* A composition of epithermal mineralization in the Nauraky goldfield and the geothermal systems of the Taupo Volcanic zone // Intern. volcanol. Congr. New Zealand, 1986. P. 17–53.
 125. *Craig H.* The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas // Nuclear geology on geothermal areas. Spoleto, 1963. P. 17–53.
 126. *Fournier R.O., Truesdell A.H.* Chemical indicators of Yellowstone National Park, Wyoming, USA // Symp. on the develop. and utilization of geothermal res. New Zealand, 1970. Vol. 2, pt 1. P. 529–535.
 127. *Grunsky E.C.* Recognition of alteration and mineralization in volcanic terrins // Intern. volcanol. Congr. New Zealand, 1986. P. 295.
 128. *Harder H.* Kaolinite aynthese bei niedrigen Temperaturen // Naturwissenschaften, 1970. Bd. 57, H. 4. S. 193–197.
 129. *Hem J.D., Lind C.J.* Kaolinite synthesis at 25 °C // Science, 1974. Vol. 184, N 4142. P. 1171–1173.
 130. *Hickley D.N.* Variability in "crystallinity" values among the kaolin deposits of the coastal plain of Georgia and South California // Clays and clay minerals Proc. II nat. conf., Ottawa, Ontario, 1962. N.Y.: Pergamon press. P. 229–235.
 131. *La Iglesia A., Calan E.* Halloysite-kaolinite transformation at room temperature // Clays and Clay Miner. 1975. Vol. 23, N 2. P. 342–344.
 132. *De Kimpe C., Gastuche M.C., Brindly C.W.* Ionic coordination in aluminosilicic gels in relation to clay mineral formation // Amer. Miner. 1961. Vol. 46, N 9/10. P. 1370–1381.
 133. *Kristmannsdotter H.* Hydrothermal formation of clay minerals in Icelandic geothermal habitats // Science. 1973. Vol. 179. P. 1323–1324.
 134. *Linares J., Huertas F.* Kaolinite synthesis at room temperature // Ibid. 1971. Vol. 171. P. 1025–1026.
 135. *Mering J.* L'interference des rayons X dans les systemes a stratification desordonnee // Acta cristallogr. 1942. Vol. 2. P. 36–39.
 136. *Murray H.H.* Structural variations of some kaolinites in relation to dehydrated halloysite // Amer. Miner. 1954. Vol. 39, N 1/2. P. 97–108.
 137. *Oberlin A., Tchoubar C.* Etude en microscopie electronique de l'alteration des cristaux de kaolinite. P., 1957. 244 p.
 138. *Pertsev N.N., Rusinov V.L.* Mineral assemblages and processes of alteration in basalts at deep sea drilling project 417 and 418 // Init. Rep. DSDP. 1969. Vol. 51/53, pt. 1. P. 1219–1242.
 139. *Plancon A., Tchoubar C.* Determination of structural defects in phyllosilicates by X-ray diffraction. 1. Principle of calculation of the diffraction phenomenon // Clays and Clay Miner. 1977. Vol. 25. P. 430–435.
 140. *Plancon A., Giese R.F., Snyder R.* et al. Stacking faults in the kaolin-group minerals: Defect structures of kaolinite // Ibid. 1989. Vol. 37, N 3. P. 203–210.
 141. *Polzer W.Z., Hem J.D., Gabe H.J.* Formation of crystalline hydrous aluminosilicates in aqueous solutions at room temperature // Geol. Surv. Res. Ch. B. 1967. P. 54–56.
 142. *Sakharov B.A., Drits V.A.* Mixed-layer kaolinite-montmorillonite // Clays and Clay Miner. 1973. Vol. 21. P. 15–17.
 143. *Siffert B., Wey R.* Sur la synthese de la kaolinite a temperature ordinaire // C.r. Acad. sci. 1961. T. 253, N 1. P. 24–26.
 144. *Sigvaldson -G.E.* Beitrage zur Mineralogie und Petrographie. Reykjavik, 1958. Bd. 6, H. 2. S. 127.
 145. *Steiner A.* Clay minerals in hydrothermally altered rocks at Wairakei, New Zealand // Clays and Clay Miner. 1968. Vol. 16. P. 193–213.
 146. *Stetter K.O.* Extreme thermophile Bakterien // Naturwissenschaften, 1985. Bd. 7. S. 291.
 147. *Tan K.H.* The effect of interaction and adsorption of silica on structural changer in clay minerals // J. Soil Sci. 1982. Vol. 134, N 5. P. 300–307.
 148. *Tsipursky S.I., Drits V.A., Geyepesova D., Cicel B.* The extent of occupation of octahedral transsites in montmorillonite structure // X Nat. Congr. clay miner. and petrogr. 1986. Prague, 1989. P. 25.
 149. *Zilly W., Steller S., Schöfer W.* et al. Thermo-prototeles: A novel type of extremely thermo-acidophilic anaerobic archaebacteria from icelandic solfataras // Zbl. Bacteriol. Abt. Orig. C. 2. 1981. H. 1. S. 205–227.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Т а б л и ц а I

Шлифы, иллюстрирующие распределение пустотных пространств (поры – белое) в гидротермалитах (*а, б, в*) и рудных компонентов (черное) (*а', б', в'*), X 150

Т а б л и ц а II

Растровый электронно-микроскопический снимок внутренних поверхностей пустотных пространств в гидротермалитах

а – смектит, X 100; *б* – смектит, X 2500; *в* – каолинит, X 200.

Т а б л и ц а III

Шлифы гидротермалитов

а – развитие смектита по пепловому материалу, плагиоклазы мало изменены, X 120; *б* – замещение смектитом всех фрагментов материнской породы, X 200; *в* – аллохтонные обломки каолинитизированных пород среди смектитизированной основной массы, X 120

Т а б л и ц а IV

Растровый электронно-микроскопический снимок самородного железа

а – внешний облик, X 540; *б* – скол оолита с ядром, X 240

Т а б л и ц а V

Растровый электронно-микроскопический снимок вольфрама

а – монокристаллы, X 2400; *б* – сложные двойники, X 2600

Т а б л и ц а VI

Растровые электронно-микроскопические снимки мышьяковых микрофоссилий в рудном горизонте гидротермалитов II участка Восточного термального поля кальдеры Узон

а – X 2400; *а'* – энергодисперсионный спектр; *б* – X 5000; *в* – X 5200

Т а б л и ц а VII

Шлифы гидротермально измененных базальтов Западного термального поля кальдеры Узон (с анализатором)

а – развитие хлорита в пределах фенокристалла пироксена, X 200; *б* – развитие смектита в порах и по стеклу, X 200; *в* – развитие смектита по всей матрице базальта, X 150

Т а б л и ц а VIII

Растровые электронно-микроскопические снимки (*а, б, в*) и энергодисперсионные спектры (*а', б', в'*) зеленой бактерии (*а* – X 6000) и мышьяковых сульфидных агрегатов и микрофоссилий по циано-бактериальным сообществам (*б* – X 6000; *в* – X 400)

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая	
Геологическое строение важнейших гидротермальных систем	6
Гидротермалиты и гидротермальные системы	6
Паужетская гидротермальная система	8
Узонская и Гейзерная гидротермальные системы	12
Глава вторая.	
Состав зон аргиллизации термальных полей, расположенных на низких гипсометрических уровнях, в очагах разгрузки перегретых парогидротерм	19
I участок Восточного термального поля кальдеры Узон	19
II участок Восточного термального поля кальдеры Узон	38
Глава третья.	
Гидротермалиты, расположенные на высоких гипсометрических уровнях	48
Западное термальное поле кальдеры Узон	48
Термальное поле Долины Гейзеров	59
Восточно-Паужетское термальное поле	62
Термальное поле Северо-Камбальных паровых струй	66
Глава четвертая	
Гидротермальные озера	72
Озеро Серное	72
Озеро Банное	78
Озеро Фумарольное	80
Озеро Хлоридное	87
Озеро Восьмерка	93
Глава пятая	
Факторы и продукты современного субповерхностного гидротермального седименто-литогенеза	100
Деятельность газогидротермальных растворов при формировании минерального состава гидротермалитов разных генетических зон	100
Приповерхностная трансформация гидротермальных растворов	102
Геохимическая дифференциация вещества, формирование вторичных минералов, роль материнских пород	105
Кристаллохимические особенности глинистых минералов гидротермалитов и осадков гидротермальных озер	110
Полезные ископаемые формации гидротермально измененных пород	122
Литература	125
Объяснения к таблицам	130

CONTENTS

Introduction	3
Chapter one	
Geologic structure of major hydrothermal systems	6
Hydrothermolites and hydrothermal systems	6
The Puzhetka hydrothermal system	8
The Uzon and Geyser hydrothermal systems	12
Chapter two	
The composition of the argillization zones located in hypsometrically low thermal fields, in the discharge sources of overheated steam hydrothermae	19
First area of the Eastern thermal field in the Uzon caldera	19
Second area of the Eastern thermal field in the Uzon caldera	38
Chapter three	
Hypsometrically high hydrothermolites	48
The Western thermal field in the Uzon caldera	48
Thermal field in the Valley of Geysers	59
The Eastern Puzhetka thermal field	62
The Northern Cambalian thermal field of steam jets	66
Chapter four	
Hydrothermal lakes	72
Lake Sernoye	72
Lake Bannoye	78
Lake Fumarolnoye	80
Lake Khlordnoye	87
Lake Vosmerka	93
Chapter five	
Factors and products of the recent subsurface hydrothermal sedimento- and lithogenesis	100
The effect of gas-hydrothermal solutions activity on formation of the genetic zones mineral composition	100
The subsurface transformation of hydrothermal solutions	102
Geochemical differentiation of matter, formation of secondary minerals, the role of source rocks.	105
Specific crystallochemical properties of the secondary (clayey) minerals in hydrothermolites and sediments of hydrothermal lakes	110
Mineral deposits occurring in the hydrothermally-altered rock formations	122
References	125
Commentaries to Tables	130

Научное издание

Ерошев-Шак Вадим Александрович
**ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ
СУБПОВЕРХНОСТНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ
КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО
РЕГИОНА**

Т р у д ы, вып. 476

Утверждено к печати
ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом
Российской академии наук

Редактор *Т.А. Никитина*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *Л.В. Русская*
Корректор *Н.Л. Голубцова*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 49060

Подписано к печати 24.04.92
Формат 70 × 100 1/16. Бумага типографская № 2
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 11,1 + 0,8 вкл. Усл.кр.-отт. 12,2
Уч.-изд.л. 13,3. Тираж 330 экз.
Тип. зак. 2044

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485,
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12

