

Л.М. ЛЕБЕДЕВ

СОВРЕМЕННЫЕ
РУДООБРАЗУЮЩИЕ
ГИДРОТЕРМЫ

Л. М. ЛЕБЕДЕВ

553.065
550.4:549

СОВРЕМЕННЫЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ ГИДРОТЕРМЫ

1391



МОСКВА «НЕДРА» 1975



Лебедев Л. М. Современные рудообразующие гидротермы. М., «Недра», 1975, 261 с.

На основании многолетнего детального изучения Челекенской гидротермальной системы характеризуются геохимические особенности термальных рассолов, их металлоносность, подробно рассматриваются вопросы комплексообразования и физико-химические условия образования современных гидротермальных минералов и руд. Приведены материалы по сопоставлению геотермальных систем Челекена, Солтон-Си и Красного моря. Рассмотрены проблемные вопросы, связанные с изучением современных металлоносных рудообразующих гидротерм.

Работа предназначена для специалистов, занимающихся вопросами теории рудообразования и металлогении, а также для студентов и преподавателей вузов.

Табл. 86, ил. 108, список лит.— 124 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение геотермальных районов планеты с целью использования их энергетических ресурсов привело к открытию процессов, которые ранее хотя и были замечены, но не оценены должным образом. Активизация исследований вод геотермальных районов, установление металлоносности современных гидротерм, открытие рудопроявлений, обусловленных ими, позволило не только переоценить ранее известные факты, но и, понимая всю грандиозность явлений, осознать, что на наших глазах протекают процессы рудообразования.

Несмотря на то что пока мы располагаем возможностями изучать эти процессы лишь в поверхностной зоне земной коры (до глубин от 1 до 2, максимум до 3 км), тем не менее непосредственное изучение физико-химических параметров рудогенерирующих систем является неопределимым вкладом в теорию минерало- и рудообразования. Одна из важнейших сторон в изучении современных металлоносных гидротерм — возможность выявления форм нахождения тяжелых металлов в них, т. е. определение форм миграции рудных компонентов. Исследование поведения установленных форм при изменениях конкретных и регистрируемых равновесий в системе позволяет изучить физико-химические закономерности рудоотложения.

В настоящее время установлены различные типы металлоносных гидротерм — от слабоминерализованных до высококонцентрированных ^{СМД}расходов, намечаются отчетливые металлогеническая специализация гидротерм, а также некоторые закономерности связи их с явлениями новейшей тектоники и современным вулканизмом.

Работа посвящена высококонцентрированным металлоносным гидротермам. В ее основу положены результаты исследований процессов современного минералообразования в пределах Челекенской геотермальной системы, одной из трех крупнейших металлоносных систем рассольного типа. Она отражает лишь начальный этап этих исследований, хотя и не исчерпывает всего объема полученной информации. Много еще предстоит сделать и поэтому различные главы не равноценны, но автор выражает надежду, что приведенные в работе материалы будут интересны читателю.

В процессе исследований автор пользовался ценными советами Н. И. Хитарова, Н. В. Петровской, И. Д. Борнеман-Старынкевич, Т. Н. Шадлун, В. Г. Хитрова, Н. Н. Барановой, Е. К. Мархинина и Б. Е. Боруцкого, Г. А. Сидоренко.

Неоценимую помощь в исследованиях автору оказали И. Б. Никитина, Л. П. Шурманов и И. С. Зябко. Автор признателен проф. Д. Е. Уайту, любезно приславшему образцы современных осадков из скважин Солтон-Си (США).

Автор благодарит А. И. Горшкова, И. П. Лапутину, Л. М. Горохову, В. В. Лупанову, Е. М. Нактинас, В. М. Степашкину, Г. Е. Белоусова, А. С. Дудыкину, А. С. Анисимову, оказавших помощь в различных лабораторных исследованиях.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ СОВРЕМЕННЫХ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ГИДРОТЕРМ

Химическая эволюция Земли поддерживается и регулируется грандиозным и непрерывным процессом радиального выплавления и дегазации вещества мантии.

А. П. Виноградов

Самое парадоксальное открытие состоит в том, что дно океана моложе, чем океан.

Р. Ревелл

Протекающие в земной коре гидротермальные процессы в настоящее время уже не воспринимаются как явления экзотические, как нечто из ряда вон выходящее. Напротив, действующие гидротермальные системы проявляются в планетарном масштабе, на значительных площадях и рассматриваются ныне как один из важнейших объектов исследования в области изучения современных геологических процессов.

За последнее десятилетие исследования современных гидротерм посвящено много работ (White, 1967; Ellis, Mahon, 1966; A. I. Ellis, 1967 г.; Helgeson, 1968; Weissberg, 1969; Brewer a. Spencer, 1969; В. В. Аверьев, 1966; Иванов, 1961; Кононов, 1965; И. С. Ломоносов (1967 г., 1968 г., 1971 г.); Набоко, 1963, 1970 г.; Зотов, 1970 г.; Лебедев, Бугельский, 1967, 1968 г.; Лебедев, Никитина, 1968; Лебедев, 1970, 1972 г. и др.

Особое внимание исследователей привлекали такие вопросы, как металлоносность современных гидротерм, их метаморфизирующее воздействие на окружающие породы, а также минерало- и рудообразующая деятельность. Многочисленные рудопроявления, связанные с деятельностью современных гидротерм, среди которых иногда в значительных концентрациях отмечаются самородные свинец, медь, серебро, золото; разнообразные сульфиды — сфалерит, гринокит, галенит, халькопирит, халькозин, штроейерит, реалгар, аурипигмент, киноварь, антимонит и многие другие рудные и нерудные минералы определяют повышенный интерес исследователей, занимающихся проблемами геохимии гидротермальных процессов минерало- и рудообразования.

Исключительно большое число проявлений, широкое распространение, значительные концентрации тяжелых металлов, формирование рудопроявлений, достигающих в ряде случаев промышленных размеров, позволяет рассматривать действующие металлоносные гидротермальные системы как рудообразующие процессы, протекающие в земной коре в современную эпоху.

РАЗМЕЩЕНИЕ, СВЯЗЬ С НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКОЙ И СОВРЕМЕННЫМ ВУЛКАНИЗМОМ

Изучение металлоносных гидротерм во многих районах СССР, а также анализ глобального проявления вскрывают неоспоримые пространственные и генетические связи их с явлениями новейшей тектоники и современного вулканизма, с наиболее интенсивными тепловыми потоками в зонах разрастания океанической коры.

Большое количество гидротермальных систем выявлено на Камчатке и некоторые из них в большей или меньшей степени металлоносны. Среди последних наиболее выдающейся является Узоно-Гейзерная гидротермальная система, проявляющаяся в пределах восточной вулканической зоны Камчатки и формирующая современное мышьяково-сурьмяное оруденение. В районе Срединного хребта проявляются Апапельские источники, в которых отмечается современное отложение сульфидов ртути.

Многочисленны проявления металлоносных гидротерм на Курильских островах. Изучены они еще недостаточно, но с некоторыми из них связано образование в одних случаях ртутных рудопроявлений, в других — сульфидов железа, меди, цинка, свинца и мышьяка.

Широко известны термальные источники Японии, такие как Тоя и Абуто-хо, отлагающие самородную ртуть, а также источники Тамагава, в водах которых содержатся значительные количества Zn и Pb, а также заметные — Cu и Hg. Повышенные концентрации Zn, Pb и Cu содержатся в водах термальных источников района Матупи-Харбор (о. Новая Британия).

Уникальны по минерало- и рудообразующей деятельности гидротермальные системы вулканической зоны Таупо в Новой Зеландии. Концентрации Au и Ag в новообразованных осадках некоторых скважин данного района не отличаются от концентраций этих металлов в богатых рудах.

Существующая информация о металлоносности термальных вод Южной Америки невелика, тем не менее отмечаются горячие источники в Перу и Чили, в водах которых присутствуют Cu, Pb, Ag, V и другие металлы.

В Северной Америке установлено большое количество районов проявления металлоносных гидротерм. Они широко известны и хорошо изучены. Термальные воды месторождения Салфер-

Бэнк содержат повышенные концентрации ртути, сурьмы и мышьяка. В водоемах источников и на дне потоков отлагаются антимонит, киноварь и метациннабарит. Д. Уайт пишет, что для многих других крупных месторождений предполагается, что они некогда тоже были связаны с горячими источниками, но на Салфер-Бэнк эта связь до такой степени очевидна, что другие варианты следует считать просто невероятными. Гидротермы района Стимбот (штат Невада, США) содержат значительные концентрации мышьяка, сурьмы и ртути. В современных осадках источников наблюдаются антимонит, метастибнит, а в кремнистых илах отмечаются Sb, Hg, Au и Ag. Современное отложение киновари, метациннабарита и самородной ртути отмечается в устьях и каналах циркуляции источников Эмеди и Бойлинг. Близ оз. Солтон-Си на обширной территории выявлены горячие рассолы с необычайно высокими содержаниями таких элементов, как Fe, Mn, Pb, Zn, Cu и Ag. На внутренней поверхности обсадных труб скважин в больших количествах отлагается опал, содержащий обильную вкрапленность борнита, дигенита, штроейерита, самородного серебра и других минералов. Завершая далеко не полный перечень проявлений металлоносных гидротерм в пределах Тихоокеанского пояса, нельзя не отметить источники Долины десяти тысяч дымов (Аляска), термальные воды которых содержат тяжелые металлы и отлагают в ряде случаев пирит, галенит, сфалерит, реальгар, аурипигмент и другие рудные минералы.

Уникальным проявлением современных процессов гидротермально-осадочного рудообразования являются термальные рассолы Красного моря, которые в процессе разгрузки сформировали и продолжают формировать железорудно-полиметаллическую залежь.

Заметные концентрации тяжелых металлов отмечаются в горячих водах ряда геотермальных площадей в странах Средиземноморья.

В СССР повышенные содержания Zn, Pb и Cu зафиксированы в термальных водах и рассолах Северного Кавказа и Ас в Закавказье (Дарыдаг). Металлоносные рассолы Челекена содержат повышенные количества Pb, Cu, Zn, Cd, Tl, As и в значительных масштабах формируют современные руды. Близкие по характеру металлоносности рассолы известны на юге и востоке Туркмении. Присутствие тяжелых металлов в термальных водах и рассолах отмечается также во многих других районах Средней Азии, Прибайкалья и Приморья.

Даже такое беглое ознакомление с районами проявления металлоносных гидротерм показывает, что все они приурочены или к районам повышенной сейсмической активности, или к регионам, где проявляется активная вулканическая деятельность, или к современным рифтовым системам, а в целом к тектонически активным зонам планеты.

Существование подобных зон объективно устанавливается исследователями в области геотектоники вне зависимости от воззрений и развиваемых концепций. Рассматривая закономерности распределения наиболее сейсмичных районов земного шара, В. В. Белоусов выделяет зоны сильных и средних землетрясений (рис. 1). Самым замечательным в этой схеме является то, что в зоны повышенной сейсмичности попадают не только районы проявления современного вулканизма, рифтовых систем, повышенных тепловых потоков, но также и районы проявления современных металлоносных гидротерм, т. е. выявляются взаимосвязи всех этих явлений. Взаимосвязь и взаимообусловленность указанных явлений формулируется положениями новой глобальной тектоники (тектоники плит).

В конце пятидесятых годов была установлена планетарная система срединно-океанических хребтов, сопровождающихся испытывающими растяжение рифтами, высокими тепловыми потоками и повышенной сейсмической активностью. В. Е. Хаин (1973) отмечает: «Именно совпадение осей срединных хребтов с сейсмическими зонами и позволило в течение немногих лет наметить планетарную систему этих хребтов» (с. 285). В 1961—1962 гг. Г. Г. Хесс и Р. С. Дитц сформулировали гипотезу *расширения дна океанов*, суть которой в общих чертах сводилась к тому, что в пределах срединно-океанических хребтов в результате подъема мантийного материала формируется новая океаническая кора, которая отодвигается симметрично в стороны от осей этих хребтов. Сейсмическими исследованиями было установлено, что в осевой части срединно-океанических хребтов находится выступ материала, характеризующегося скоростями продольных волн 7,2—7,6 км/сек, т. е. «выступ астеносферы — разогретого и разуплотненного вещества верхней мантии, обладающего сильно пониженной вязкостью» (Хаин, 1973, с. 285). Открытие симметрично расположенных по отношению к осевым рифтам срединно-океанических хребтов, весьма интенсивных линейных аномалий магнитного поля представило возможность определения скорости разрастания океанической коры, которая в пределах Срединно-Атлантического хребта определяется в 1—2 см/год, а в Восточно-Тихоокеанском — 4—6 см/год. Зона повышенного теплового потока ($3,12 \mu \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$, что почти вдвое выше среднего теплового источника для Земли в целом: $1,82 \mu \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$) и с максимальными значениями $8—8,5 \mu \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$ (М. Г. Лангсет, м.л., 1965 г.), достигает на Восточно-Тихоокеанском поднятии 400 км ширины. Появляются данные и о проявлении металлогенных процессов в зонах активного разрастания океанической коры.

Наиболее ярким примером взаимосвязи новейших тектонических явлений и глубинного металлогенеза может служить Восточно-Тихоокеанское поднятие, являющееся зоной разрастания океанической коры и характеризующееся высокими тепловыми

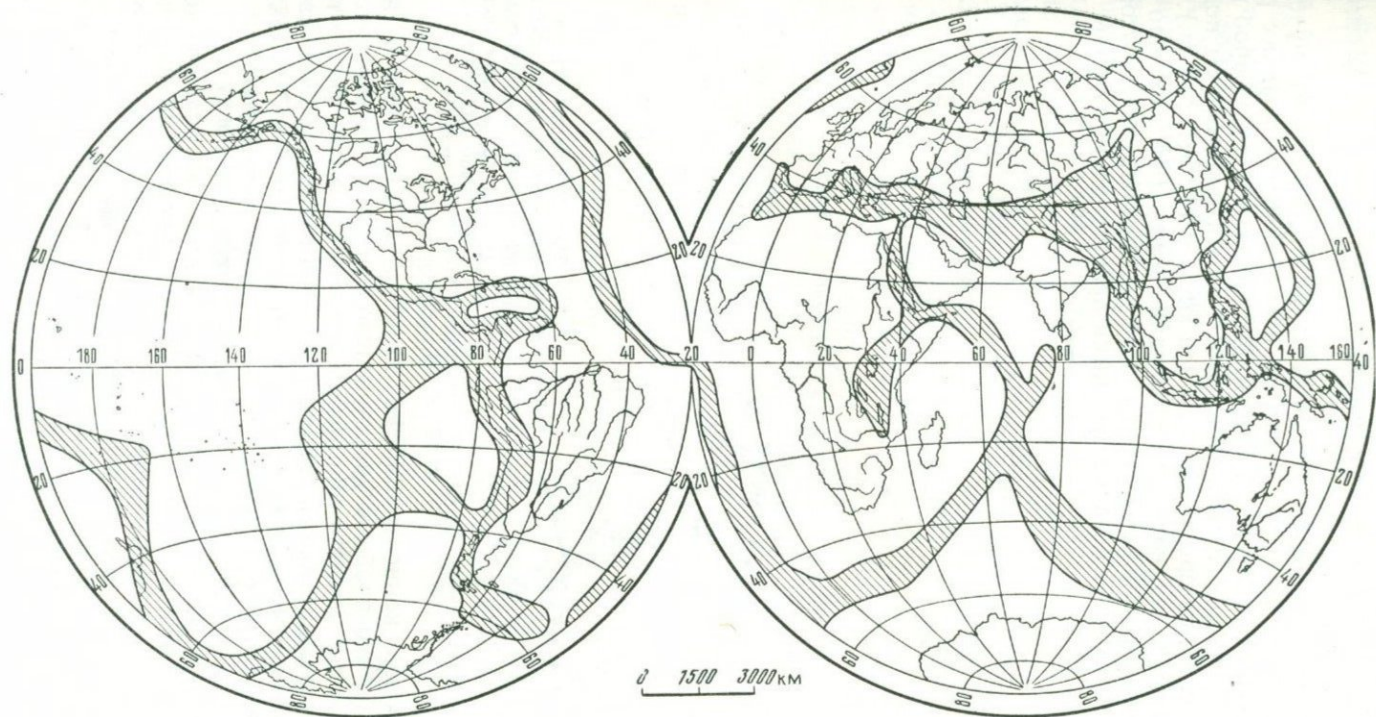


Рис. 1. Зоны (заштриховано) сильных и средних землетрясений на земном шаре. По В. В. Белоусову.

потоками, а также самыми высокими скоростями (10—12 см/год) разрастания (Буллард, 1971).

К. Бостром и М. Н. Петерсон приводят данные по изучению концентраций тяжелых металлов в океанических осадках рифтовой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия. Отбор проб проводился на двух пересечениях Восточно-Тихоокеанского поднятия (рис. 2): северном (16° с. ш.) и южном (12 и 16° ю. ш.). Эти авторы предполагают, что образование осадков обусловлено восходящими растворами глубинного происхождения, которые, вероятно, связаны с магматическими процессами на глубине.

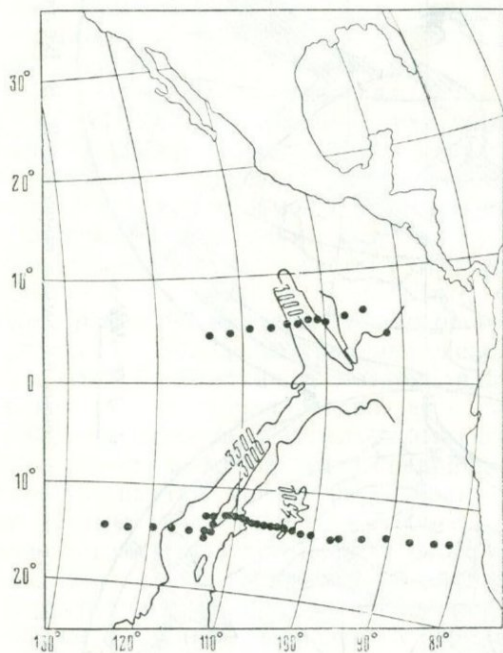


Рис. 2. Места отбора проанализированных проб (черные точки) донных осадков (см. рис. 3) на пересечениях Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Изучение концентраций Fe, Mn, Ni, Co, Cu и Pb в осадках показало, что пробы с участков непосредственного пересечения поднятия значительно обогащены этими металлами. Более того, между концентрациями указанных элементов существуют явные covariations (рис. 3). Максимумы концентраций Fe, Mn, Co, Cu и Pb совпадают с максимальными значениями теплового потока на пересечениях Восточно-Тихоокеанского поднятия.

А. Хоровитц (A. Horowitz, 1970 г.) исследовал большое количество осадков, отобранных по траверсам вкост и по простирацию активных океанических поднятий в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах. Методами эмиссионной спектрографии в этих осадках он определил Pb, Zn, Tl, Ag и Sn (в ч. н. м.): 1) в Восточно-Тихоокеанском — Zn от 124 до 490; Pb от 57 до 460; Tl от 5 до 40; Ag от 1,3 до 13 и Sn — три определения —

2,71, 8,9 и 104; 2) в Индийском — Zn от 18 до 565; Pb от 16 до 198; Tl от 1,5 до 4,2; Ag от 0,05 до 7,8 и Sn от 0,67 до 4,45; 3) в Срединно-Атлантическом — Zn от 15 до 225; Pb от 16 до 127; Tl от 0,85 до 7,12; Ag от 0,04 до 0,43 и Sn от 1,17 до 6,54.

А. Хоровитц отмечает несомненное влияние активных океанических поднятий на распределение Pb, Zn и Tl, а для Восточно-Тихоокеанского поднятия — и на распределение серебра.

Д. Даймонд (D. Dymond, 1973 г.) на основании изучения изотопного состава свинца из осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия приходит к выводу о его глубинном магматическом происхождении.

Указанная выше металлоносная геотермальная система Солтон-Си проявляется в районе, являющемся северным продолжением грабена Калифорнийского залива. В пределах этого района проходит часть южных ответвлений большого калифорнийского разлома Сан-Андреас. Рифтовая система Калифорнийского залива, как таковая, является продолжением аналогичных систем Восточно-Тихоокеанского поднятия. Она также характеризуется наличием центров разрастания, разбитых активными разломами на короткие участки (Менард, 1971).

Глубокие впадины на дне Красного моря (Атлантис-II, Дисковири и Чейн), в которых локализованы горячие металлоносные рассолы, приурочены к осевой части главного трога, для которой А. Ц. Л. Дрейком и Р. В. Гирдлером (С. L. Drake, R. W. Girdler, 1964 г.), проводившими геофизическое изучение Красного моря, установлено внедрение узких и протяженных

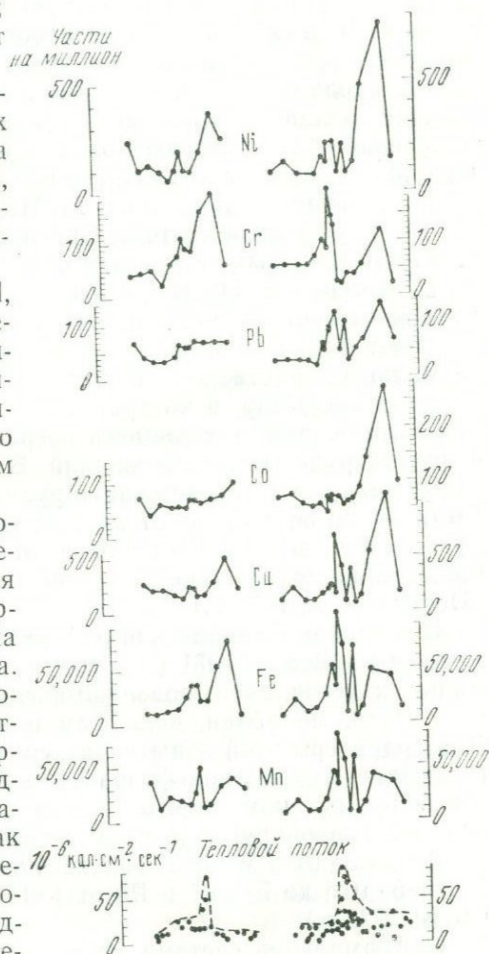


Рис. 3. Совариации концентраций металлов в илах и значений теплового потока на пересечениях Восточно-Тихоокеанского поднятия.

интрузий, простирающихся вдоль срединной части рифта. Появляются данные, свидетельствующие, что рифтовая система Красного моря также является зоной разрастания океанической коры. Э. Буллард (1971) отмечает: «Представляется, что Красное море и Аденский залив — это зародыши океанов. Их дно имеет типично океанический характер, не содержит континентальных пород; вдоль осей этих водоемов можно обнаружить смещенные отрезки трещины, разделенные зонами разломов, а магнитные измерения обнаруживают молодые участки общей для всего земного шара картины магнитного поля» (с. 37).

По данным Х. Беккера и М. Шоелла (H. Backer a. Schoell, 1973 г.): рифтовая система Красного моря характеризуется активным подводным вулканизмом.

Э. Дегенс (E. Degens, 1973 г.), изучавший особенности химического состава вод в озерах Восточно-Африканского рифта, отмечает большое влияние на их состав металлоносных гидротермальных растворов. Центром гидротермальной активности является оз. Киву, в котором за последние 15 тыс. лет формировались осадки, являющиеся современными аналогами стратиформных рудных месторождений. В этих осадках Э. Дегенс отметил повышенные содержания рудных компонентов (в ч. н. м.): Pb от 41 до 361; Zn от 37 до 211; Cu от 20 до 170; Mo от 8 до 68; Ni от 23 до 111; Co от 10 до 37 и др., а также обнаружено большое количество метакolloидного глобулярного сфалерита (Degens, e. a., 1972 г.).

В пределах Байкальской рифтовой зоны, по данным И. С. Ломоносова (1968 г., 1971 г.), отмечается большое количество термальных источников, воды которых содержат медь, цинк, свинец, ртуть, молибден, вольфрам и другие рудные компоненты. Для гидротерм этой зоны характерны широкое распространение и высокие содержания фтора (20—27 мг/л). Содержание некоторых рудных компонентов в гидротермах Байкальской рифтовой зоны варьируют в следующих пределах (в мг/л): Mo от $1 \cdot 10^{-3}$ до $3 \cdot 10^{-1}$; W от $5 \cdot 10^{-3}$ до $4,8 \cdot 10^{-1}$; Zn от $6 \cdot 10^{-4}$ до $3 \cdot 10^{-1}$; Cu от $5 \cdot 10^{-4}$ до $7 \cdot 10^{-2}$ и Pb от $1 \cdot 10^{-3}$ до $3,6 \cdot 10^{-2}$ (И. С. Ломоносов, 1973 г.).

Геотермальная система металлоносных рассолов п-ова Челекен расположена в северной части Западно-Туркменской впадины в пределах Прибалханской депрессии. В формировании последней исключительная роль отводится Красноводско-Балханскому глубинному шву и Центрально-Прибалханскому глубинному разлому. По данным Б. А. Петрушевского и И. А. Резанова (1954 г.), глубина заложения Красноводско-Балханского шва значительно ниже подошвы материковой коры и проникновение его в верхнюю мантию не вызывает сомнений. Характерно, что один из крупнейших разломов, приуроченных к глубинному шву — Балханский (с амплитудой в несколько километров), относится к ныне живущим разломам (Г. П. Горшков, 1953 г.).

Связь современных металлоносных гидротерм с вулканическими процессами с достаточной очевидностью обосновывается в работах Д. Е. Уайта, Е. К. Мархинина (1967), С. И. Набоко (1970), Б. Г. Вайссберга (Weissberg, 1969) и др.

В областях активного вулканизма отчетливо намечаются два типа металлоносных гидротерм. Одни из них, сульфатно-хлоридные кислые и ультракислые, пространственно связаны с вулкано-тектоническими разрывными нарушениями, а генетически с деятельностью современных вулканов. Другие, преимущественно хлоридно-натриевые, нейтральные или слабощелочные, приурочены к поясам генеральных глубинных разломов, определяющих возникновение самих вулканических центров.

Рассматривая закономерности проявления паро-гидротерм на Курильских островах, Е. К. Мархинин (1967) отмечает: «Длительно существующие горячие источники и паро-газовые струи на Курильских островах генетически приурочены к различным разрывным нарушениям, среди которых можно выделить два основных типа: собственно тектонические и вулкано-тектонические» (с. 194). Касаясь источников, связанных с вулкано-тектоническими структурами, Е. К. Мархинин подчеркивает, что они обусловлены «историей формирования современных построек действующих вулканов, располагаются среди молодых вулканических образований и испытали на себе огромное влияние вулканических газов, что и явилось определяющим при формировании их состава» (с. 195).

Влияние вулканических газов на формирование металлоносных гидротерм подчеркивается тождественностью геохимических ассоциаций рудных компонентов гидротерм, фумарольных газов и сульфатов фумарол и эруптивных туч.

Исключительно высокие содержания Си (12,31%) в осадках, отобранных вблизи кратеров действующих подводных вулканов, на архипелаге Новые Гебриды отмечают М. Шеньо, Г. Тазиевым и Р. Фабром (1965). В сублиматах эруптивных газов, отобранных автором на краю побочного кратера вулкана Алаид во время его извержения 25 июля 1972 г., по данным предварительных исследований содержатся Zn от $5,6 \cdot 10^{-3}$ до $1,5 \cdot 10^{-2}\%$ и Си от $7 \cdot 10^{-3}$ до $1,2 \cdot 10^{-2}\%$. Исследование водных вытяжек из пеплов в пробах, отобранных в процессе извержения вулкана Алаид (1972 г.), показало, что в эруптивную стадию этим вулканом в виде летучих соединений вынесены огромные количества рудных компонентов (Л. М. Лебедев и др., 1975 г.). Предварительные подсчеты выноса металлов вулканом Алаид за два месяца извержения выражаются следующими цифрами (в тысячах тонн, порядка величин): медь 10; цинк 4,8; свинец 2, а также (в тоннах): Sn 500; Co 600; Ni 450; Mo 60, Ag 5.

Аналогичные исследования пеплов и шлаков вулкана Тятя, отобранных во время извержения 14—28 июля 1973 г., показали,

что за две недели извержения этим вулканом в виде летучих соединений в среднем вынесено (в тысячах тонн, порядки величин): Zn 12, Cu 10, Pb 2,5.

В более поздние стадии вулканического цикла в газах и сублиматах фумарол также отмечаются значительные количества рудных компонентов.

Так, например, в твердой части конденсата высокотемпературных (760°С) фумарольных газов Шова-Шинзан (Япония) содержатся (в ч. н. м.): Cu 0,03; Zn 0,5; As 0,7; Sb 0,1; Pb 0,03; Sn 0,03; Bi 0,05; Ge 0,01; Ag 0,003 и следы Mo. В составе сублиматов этих же фумарол отмечаются (в вес. %): Cu 0,012; Ag 0,005; Zn 0,025; Pb 0,20; Sn 0,18; As 0,50; Sb 0,025 и Ge 0,005 (Nemoto e. a., 1957).

Л. А. Башарина (1949 г., 1953 г., 1958 г., 1961 г., 1963 г.), изучавшая фумарольные газы вулканов Ключевского и Швелуча, отмечает в их конденсатах присутствие многих рудных компонентов (табл. 1).

Таблица 1

Данные спектрального анализа сухого остатка конденсата газа побочных кратеров Ключевского вулкана начальной стадии остывания базальтов. По Л. А. Башариной. Аналитик А. М. Сапожникова

Элементы	Кратер			
	Былинкиной (332°)	Белянкина (450°)	Вернадского (420°)	Кржижановского (360°С)
Be	0,000n	—	—	—
Sn	0,00n+	0,00n	—	—
Tl	0,00n	—	—	—
Pb	0,000n+	0,00n	—	—
Bi	0,00n	—	—	—
Sn	0,00n	0,00n	—	—
Mo	—	0,00n	—	0,000n
Ga	0,000n	0,00n	0,000n	—
V	0,000n	0,00n	—	—
Cu	0,0n+	0,00n	0,000n	0,000n
Ag	0,000n	—	0,000n	—
Co	0,000n	0,00n	—	0,000n
Ni	0,000n	—	—	—
Zr	0,000n	0,0n	—	—
Cr	0,00n	0,00n	0,000n	—
Sr	0,00n	0,00n	0,00n	0,000n
Ba	0,00n	0,00n	0,00n	0,00n
Zn	—	—	—	0,000n

В отобранных на Алаиде в 1973 г. возгонах высокотемпературных фумарол, действующих в пределах обоих кратеров прорыва, были обнаружены (в %): Cu 1,65—3,88, Zn 0,065—0,30, Pb 0,035—0,092.

Присутствие Zn, Pb, Cu, Sb и Ag в конденсатах fumarольных газов вулканов Менделеева и Головина отмечаются С. И. Набоко и Е. П. Рябичкиной (1957).

Расчеты, произведенные Е. К. Мархининым (1957), показали, что сольфатарными парами вулкана Эбеко за год выносятся (в тоннах, порядки величин): As — n , Sb — n , Pb — 10, Sn — $n \times 10^{-1}$, Cd — $n \cdot 10^{-1}$, Mo — $n \cdot 10^{-2}$, V — $n \cdot 10^{-2}$, Cu — $n \cdot 10^{-1}$, Ag — $n \cdot 10$, Zn — $n \cdot 10^{-2}$, Ti — $n \cdot 10$, Ni — $n \cdot 10^{-1}$, Cr — $n \cdot 10^{-1}$, Sr — n .

Приведенные данные свидетельствуют о том, что современные металлоносные гидротермы, проявляющие в областях активного вулканизма, обогащаются тяжелыми металлами в результате дегазации лав.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ

Среди известных в настоящее время металлоносных гидротерм отчетливо выявляются три типа, реко отличающиеся один от другого по концентрационным особенностям и значительно по металлогении: 1) хлоридные натриево-кальциевые рассолы, 2) низкоминерализованные хлоридные сульфатно-натриевые и бикарбонатно-натриевые термальные воды областей современного и молодого вулканизма и 3) ультракислые сульфатно-хлоридные гидротермы аппаратов действующих вулканов. И, поскольку, как это указывалось, задачей настоящей работы в целом является характеристика гидротерм рассольного типа, основное внимание в данном разделе будет уделено низкоминерализованным гидротермам вулканических областей.

Для отмеченных типов металлоносных гидротерм отчетливо проявляется металлогеническая специализация: в гидротермах каждого типа преобладают строго определенные рудные компоненты.

Для термальных рассолов Солтон-Си, Челекена и Красного моря характерной ассоциацией рудных компонентов являются: Cu—Pb (Ag)—Zn, Cd; другие рудные компоненты, такие как As, Sb, Mo, Hg и прочие присутствуют в значительно меньших, а иногда и ничтожно малых количествах по сравнению с перечисленными элементами.

Характерной ассоциацией рудных компонентов для низкоминерализованных хлоридных сульфатно-натриевых и бикарбонатно-натриевых термальных вод вулканических областей является мышьяково-сурьмяно-ртутная, иногда с заметными количествами Au и Ag, при исключительно низких содержаниях Pb, Zn, Cd и Cu.

Кислые сульфатно-хлоридные гидротермы аппаратов вулканов характеризуются ассоциацией Zn—Pb—Cu—As иногда в значительно меньших количествах Cd и Ag. Для некоторых районов характерно присутствие Mo и W.

Заслуживает внимания сходство ассоциаций рудных компонентов первого и третьего типов гидротерм и значительное отличие их от ассоциаций второго типа.

Остановливаясь на краткой характеристике металлоносных гидротерм вулканических районов (второй и третий типы), автор ограничивается приведением примеров химического состава гидротерм, их металлоносности и минералообразующей деятельности. Здесь сознательно опускаются многие дискуссионные вопросы по генезису вод, формированию их анионного и в целом солевого состава, с одной стороны, потому, что эти вопросы достаточно глубоко освещались ранее (D. E. White, 1965 г.), а с другой, — потому, что некоторые дискутируемые проблемы просто не существуют (ввиду их беспредметности). Это в первую очередь касается проблемы ювенильности воды, как таковой, для вод геогидродинамических систем верхних структурных этажей земной коры. Для любого типа гидротерм в указанной области резко преобладающими являются атмосферные воды, хотя это совсем и не означает, что в них должны отсутствовать ювенильные компоненты. Д. Е. Уайт (D. E. White, 1967 г.), рассматривая различные генетические типы термальных вод, отмечает, например, что термин *вулканические воды* применяется к любым смесям вулканических и атмосферных вод, даже при весьма значительном преобладании последних.

В эволюции вулканического процесса на разных стадиях его развития (от эруптивной до гидротермальной) отчетливо наблюдается своеобразная преемственность определенной геохимической ассоциации тяжелых элементов — Zn, Pb, Cu, As, отвечающей характерной ассоциации рудных компонентов в кислых (и ультракислых) сульфатно-хлоридных гидротермах аппаратов вулканов.

Кислые сульфатно-хлоридные металлоносные гидротермы проявляются в виде многочисленных источников в пределах построек действующих вулканов. Температуры их варьируют от 40 до 98°С, значения рН очень низкие и колеблются от 0,5 до 3—3,5. Общая минерализация изменяется от 2 до 20 г/л; очень характерно присутствие свободных кислот — HCl и H₂SO₄. Представление об основном составе гидротерм этого типа дают данные химических анализов термальных вод вулкана Эбеко (табл. 2), заимствованные из работы С. И. Набоко (1963), и вулкана Менделеева, систематически изучавшихся автором с 1968 по 1974 г. (табл. 3 и 4).

Кислые сульфатно-хлоридные гидротермы вулкана Менделеева разгружаются в бортах и тальвегах долин многочисленных ручьев. Основные группы термальных источников приурочены к долинам ручьев Кислого и Докторского. Территориально они разделяются на три группы: Нижне-Менделеевские (среднее течение руч. Кислого), Верхне- и Нижне-Докторские (верхнее и нижнее течение руч. Докторского).

Состав термальных вод вулкана Эбеко. Аналитик Е. П. Рябичкина

Компоненты	Верхний кратер		Средний кратер Горячее озеро		Котел в Среднем кратере	
	г/л	экв. %	г/л	экв. %	г/л	экв. %
NH ₄	—	—	0,0015	0,26	—	—
Na	0,0680	28,48	0,0323	4,55	0,0900	4,48
K	0,0196	4,82	0,0239	1,97	0,1050	3,31
Ca	0,0164	7,82	0,1174	18,90	0,1020	6,28
Mg	0,0104	8,31	0,0297	7,88	0,0307	3,14
Fe ²⁺	0,0164	5,60	0,0719	7,68	0,0650	2,86
Fe ³⁺	0,0030	1,54	—	—	0,0010	0,06
Al	0,0405	43,43	0,1636	58,6	0,5804	79,87
Ti	Следы	—	Следы	—	—	—
Сумма катионов	0,1743	100,00	0,4403	100,00	0,9741	100,00
F	0,0030	1,44	—	—	—	—
Cl	0,1173	31,95	0,0555	5,03	0,4311	15,13
SO ₄	0,3312	66,61	1,4116	94,97	3,2977	84,87
Сумма анионов	0,4515	100,00	1,4671	100,00	3,7288	100,00
H ₂ SiO ₃	0,3280	—	0,2801	—	0,2217	—
H ₂ SO ₄ своб.	0,4526	—	2,0079	—	2,5017	—
HCl	18,4662	—	2,0704	—	12,2723	—
pH	0,90	—	0,98	—	0,50	—

По своему химическому составу термальные воды указанных трех групп близки между собой. Их общая минерализация варьирует от 2,5 до 5,3 г/л. Преобладающими катионами являются Na и H, характерно повышенное содержание железа (до 100 мг/л) и алюминия (до 75 мг/л). Среди анионов основными являются Cl, HSO₄ и SO₄, при явном преобладании хлора. Значения pH колеблются от 1 до 2,5. Величина Eh изменяется от 400 до 670 мв.

Содержание тяжелых металлов в водах различных источников колеблется в следующих пределах (в мг/л): для Нижне-Менделеевских — Zn от 1,2 до 4; Pb от 0,2 до 1,0; Cu от 0,002 до 0,01; As от 0,5 до 3 и Sb от 0,013 до 0,019; для Верхне-Докторских — Zn от 2,5 до 4; Pb от 0,1 до 0,65; Cu от 0,001 до 0,005; As от 0,5 до 3; Sb от 0,012 до 0,019; для Нижне-Докторских — Zn от 1 до 6; Pb от 0,1 до 1,0; Cu от 0,002 до 0,005; As от 0,5 до 3,5 и Sb от 0,007 до 0,015.

Заслуживает внимания поведение свинца и цинка в сульфатно-хлоридных гидротермах в период сейсмической и вулканической активности. В результате режимного опробования Нижне-Менделеевских и Верхне-Докторских источников с июня

Химический состав кислых сульфатно-хлоридных гидротерм
Нижне-Менделеевских источников. Аналитик И. Б. Никитина

Компоненты	Источник 2, в левом борту руч. Кислый (98° С; рН 1,70; Ен +400 мВ)		Источник 3, в левом борту руч. Кислый (73,5° С, рН 2,06; Ен 430 мВ)		Источник 4, в правом борту руч. Кислый (84,5° С; рН 1,86; Ен 410 мВ)	
	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л
H	24,10	23,86	10,90	10,79	16,30	16,10
Li	0,80		0,52		0,72	
Rb	0,31		0,23		0,27	
Cs	0,12		0,11		0,10	
K	59,38	1,52	57,75	1,48	66,40	1,70
Na	514,0	22,35	383,20	16,66	480,0	20,87
Ca	137,88	6,88	83,57	4,17	98,20	4,90
Mg	57,07	4,69	39,34	3,24	48,19	3,96
Mn	11,62	0,42	7,82	0,28	9,52	0,35
Fe ²⁺	95,00	3,40	60,00	2,15	63,00	2,26
Fe ³⁺	0,70	0,04	1,80	0,10	1,50	0,08
Al	29,63	3,30	18,52	2,06	21,69	2,41
Zn	3,20		2,25	—	3,50	—
Pb	0,36		0,26	—	0,32	—
Cu	0,03		0,01	—	0,02	—
As	3,00		1,00	—	3,50	—
Sb	0,019	—	0,013	—	Не опр.	—
Сумма катионов	937,219		667,293		813,230	
Cl	1467,60	41,39	977,26		1251,58	
F	2,70	0,14	1,82	27,56	2,40	35,29
HSO ₄	669,30	6,90	266,0	0,095	375,39	0,126
SO ₄	807,36	16,82	489,60	2,74	546,24	3,87
H ₂ PO ₄	4,64	0,05	3,28	10,18	5,73	11,38
Сумма анионов	2951,60		1737,96	0,03	2181,34	0,06
H ₃ BO ₃	128,63	—	73,60	—	91,50	—
H ₄ SiO ₄	385,31	—	268,99	—	273,35	—
Общая минерализация	4027,59	—	2747,843	—	3359,420	—

Химический состав кислых сульфатно-хлоридных гидротерм
Верхне-Докторских источников. Аналитик И. Б. Никитина

Компоненты	Источник Колодец (82° С; рН 1,80; Еh + 510 мВ)		Источник Трещинный (60° С; рН 1,90; Еh + 530 мВ)		Источник Ярозитовый (45° С; рН 2,10; Еh + 670 мВ)	
	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л
H	19,10	18,91	14,90	14,75	9,14	9,06
Li	1,00	—	0,69	—	0,30	—
Rb	0,36	—	0,27	—	0,15	—
Cs	0,10	—	0,11	—	0,08	—
K	67,60	1,73	50,80	1,30	27,20	0,70
Na	628,80	27,34	455,60	19,80	259,40	11,28
Ca	127,45	6,36	102,40	5,11	62,70	3,13
Mg	65,96	5,42	60,73	4,17	26,58	2,19
Mn	12,58	0,46	9,52	0,35	5,03	0,18
Fe ²⁺	89,00	3,19	62,50	2,24	15,75	0,55
Fe ³⁺	0,93	0,05	7,50	0,40	0,50	0,02
Al	28,57	3,18	24,87	2,77	11,64	1,29
Zn	3,6	—	3,2	—	3,0	—
Pb	0,20	—	0,16	—	0,15	—
Cu	0,008	—	0,002	—	He обн.	—
As	3,5	—	2,5	—	1,3	—
Sb	0,019	—	0,014	—	0,007	—
Сумма катионов	1048,777	—	785,766	—	422,927	—
Cl	1580,76	44,58	1128,14	31,81	661,79	18,66
F	2,90	0,15	2,20	0,12	1,32	0,07
HSO ₄	483,06	4,98	352,11	3,63	211,46	2,18
SO ₄	761,28	15,86	645,12	13,44	342,72	7,14
H ₂ PO ₄	4,64	0,05	3,28	0,03	2,18	0,02
Сумма анионов	2832,64	—	2130,85	—	1219,47	—
H ₃ BO ₃	107,43	—	84,87	—	53,05	—
H ₄ SiO ₄	341,69	—	290,80	—	194,84	—
Общая минерализация	4330,637	—	3292,286	—	1890,287	—

по октябрь 1973 г. было установлено значительное увеличение концентраций тяжелых металлов (особенно свинца) в водах этих источников в июне-июле (период максимальной сейсмической и вулканической активности на острове в 1973 г. — 16/VI — землетрясение 6 баллов, 23/VI — землетрясение 7 баллов и с 14/VI по 28/VII — извержение вулкана Тятя). Необходимо отметить, что концентрации свинца в июне вдвое превышали средние концентрации его в водах этих источников в относительно спокойные периоды. Отсюда следует, что повышение концентрации Рb началось, по крайней мере, в мае, т. е. предшествовало землетрясениям.

Особенности металлоносности кислых сульфатно-хлоридных гидротерм в глубинных условиях были изучены в результате бурения¹, проведенного на северо-восточном склоне вулкана, в районе Нижне-Менделеевских и Верхне-Докторских источников (скв. 30, 31, 32 и 33).

Скважинами вскрывается различной размерности пирокластический материал — от плотных туфобрекчий и туфоконгломератов до слабо уплотненных псефопсаммитовых туфов. Лавы и лавоподобные породы имеют сугубо подчиненное значение (до 5%). Широко развиты тектонические нарушения разрывного характера.

Характерный разрез вскрыт скв. 30, заданной на правом борту руч. Кислого в районе термального источника с температурой 91°С.

Глыбово-агломератовые туфы андезито-базальтов. Породы гидротермально изменены, хлоритизированы и ожелезнены. Цементирующая масса изменена до полного оглинения	0,58 м
Псефитовые пемзовидные туфы светло-серого цвета, интенсивно переработанные, характер переработки аналогичен описанному выше	58—110 м
Базальты и кластолава базальтов	110—121 м
Псефо-псаммитовые туфы андезито-базальтов, интенсивно алунитизированы и сульфидизированы. Сульфидизация вкрапленная, а также по трещинам до сплошного оруденения на отдельных участках	121—256 м
Псаммитовые до пепловых туфы андезитов. По толще характерно широкое развитие зеленых криптокристаллических минералов — монтмориллонита и хлорита, придающих измененным породам зеленый цвет. В породах и прожилках развиты кальцит и минералы группы цеолитов	256—410 м

Под действием гидротермальных растворов породы разреза интенсивно переработаны и изменены. Наибольшим распростра-

¹ Бурение проводилось геологоразведочной гидрогеологической партией Сахалинского ТГУ под руководством Ю. А. Шлюева.

нением пользуются опало-алунитовые и опалитовые породы общей мощностью до 150 м. Ниже по разрезу развиваются породы, подверженные процессам окремнения и пропилитизации, по которым наблюдается выполнение трещин и пустот кальцитом и цеолитами.

С глубин от 80 до 140 м всеми скважинами на поверхность выводятся перегретые воды с теплосодержанием 140—150 ккал/кг, расходы изменяются от 2 до 15 кг/сек.

Данные по составу и металлоносности вскрытых скважинами глубинных гидротерм приведены в табл. 5 и 6. Это высокотемпературные (от 85 до 130°) сульфатно-хлоридные, кислые (рН от 1,70 до 2,80) воды. Однако скв. 31 и 32 встречены трещинные зоны, к которым приурочены и менее кислые воды с рН 4,82—5,48. Среди анионов преобладает хлор, несколько меньше содержание сульфат-иона. Обращает внимание очень высокое содержание закисного железа (от 344 до 572 мг/л) и довольно низкое окисного (1,5—4,4 мг/л). Характерны повышенные концентрации тяжелых металлов, из которых преобладающим является цинк. Его содержание в водах большинства глубинных проб колеблется от 3,5 до 8 мг/л. Содержание меди в большинстве проб варьирует от 0,1 до 0,6 мг/л. Максимальное содержание Си, равное 2 мг/л, отмечено в скв. 30 (на глубинах 45 и 70 м) в августе 1973 г. В октябре ее концентрация в этой скважине резко понизилась до 0,40 мг/л на глубине 75 м и до 0,02 мг/л на глубине 45 м. В скв. 32 на глубине 100 м в августе 1973 г. отмечено содержание Си, равное 1 мг/л, а в октябре в интервале глубин 90—120 м ее концентрация составляла в среднем 0,22 мг/л. Концентрации свинца в сульфатно-хлоридных гидротермах, отобранных на различных глубинах в интервале 45—130 м, колеблются от 0,15 до 0,75 мг/л. Его максимальное содержание (1,10 мг/л) было зафиксировано в августе 1973 г. в скв. 30 на глубине 70 м, а в октябре содержание Pb на этой же глубине снизилось до 0,35 мг/л. Мышьяк, как и цинк, весьма распространен в исследуемых водах. Его содержания в глубинных пробах варьируют от 0,5 до 10 мг/л (август) при отчетливой тенденции к понижению концентраций в октябре (0,25—3 мг/л).

Сурьма определялась только при октябрьском отборе в скв. 30 и 32, где ее концентрации в среднем варьировали от 0,04 до 0,075 мг/л. Максимальное содержание Sb, равное 0,26 мг/л, было установлено в скважине 30, в пробах, отобранных на глубине 75 м.

Таким образом, сульфатно-хлоридные гидротермальные растворы, циркулирующие в интервале глубин 45—130 м, характеризуются значительными концентрациями Си, Zn, Pb, As и повышенными — сурьмы. Концентрации металлов в водах, отобранных в зонах глубинной циркуляции, как правило, превышают таковые в источниках, особенно меди и в меньшей степени мышьяка. Это обусловлено выделением этих элементов из растворов

Химический состав вод скважин Верхне-Докторского и Нижне-Менделеевского участков (о. Кунашир).
Аналитик И. Б. Никитина

Компоненты	Скв. 30 ^а , глуб. 45 м, участок Нижне-Менделеевский, проба отобрана 17/X 1973 г.; $t = 108^{\circ}$; pH 2,00; $\mu = 0,151$		Скв. 30 ^а , глуб. 75 м, участок Нижне-Менделеевский, проба отобрана 17/X 1973 г.; $t = 128^{\circ}$; pH 2,05; $\mu = 0,152$		Скв. 32, глуб. 90 м, участок Верхне-Докторский, проба отобрана 10/X 1973 г.; $t = 128^{\circ}$; pH 2,08; $\mu = 0,134$		Скв. 32, глуб. 130 м, участок Верхне-Докторский, проба отобрана 10/X 1973 г.; $t = 129^{\circ}$; pH 2,24; $\mu = 0,144$	
	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л
H	12,50	12,40	11,17	11,08	10,48	10,40	7,20	7,14
Na	894,74	38,90	947,37	41,19	821,05	35,70	884,21	38,44
K	106,00	2,69	105,00	2,69	80,00	2,05	87,50	2,24
Ca	193,99	9,68	198,20	9,89	206,81	10,32	208,54	10,40
Mg	75,26	6,23	78,43	6,45	86,21	7,09	104,58	8,60
Mn	22,43	0,82	23,23	0,85	21,99	0,80	25,79	0,94
Fe ²⁺	725,27	25,97	712,06	25,50	612,93	21,93	701,13	25,11
Fe ³⁺	4,40	0,24	2,37	0,13	4,15	0,22	1,50	0,08
Al	32,80	3,65	33,65	3,74	25,61	2,85	27,51	3,06
Сумма катионов	2066,39	100,58	2111,48	101,46	1868,58	91,46	2047,96	95,99
Cl	2247,15	63,30	2254,25	63,50	2083,85	58,70	2162,70	60,92
F	4,80	0,26	4,88	0,26	5,30	0,28	4,90	0,26
HSO ₄	645,05	6,65	606,25	6,25	492,76	5,08	399,64	4,12
SO ₄	1460,16	30,42	1533,12	31,94	1334,40	27,80	1562,88	32,56
Сумма анионов	4357,16	100,63	4398,50	101,95	3916,31	91,86	4129,81	97,56
H ₄ SiO ₄	472,55		454,38		443,47		494,36	
H ₃ BO ₃	216,92		215,59		266,16		206,27	
H ₃ SbO ₃	0,11		0,38		0,06		0,06	
Общая минерализация	7113,13		7180,03		6494,58		6878,36	

в интервале глубин 50—200 м с образованием сульфидов и сульфосолей меди.

Таблица 6

Содержание рудных компонентов, Cl- и SO₄-ионов в глубинных пробах гидротерм (в мг/л). Аналитик И. Б. Никитина

№ скважины — глубина отбо- ра, м	Темпера- тура, °С	pH	Cl	SO ₄	Zn	Cu	Pb	As
30—45	124	2,46	2326	2046	7,6	2,0	0,90	7,0
30—70	128	2,08	2347	1969	7,0	2,0	1,10	10,0
31 (устье)	85	2,47	2092	1500	4,5	0,24	0,15	0,75
31—80	—	2,82	1922	1105	0,75	0,02	0,14	0,01
31—110	—	5,48	1893	989	7,0	0,10	0,75	2,0
31—120	—	2,23	1979	1451	6,0	0,10	0,15	1,2
31—125	—	2,52	He опр.	He опр.	4,5	0,025	0,16	0,5
32 (устье)	98	1,82	2220	1758	6,6	0,24	0,26	0,6
32—50	100	5,28	1184	883	1,5	0,24	0,08	He обн.
32—70	115	5,18	1440	1114	2,5	0,60	0,07	"
32—80	120	2,68	1936	1210	3,5	0,22	0,60	" 0,40
32—90	122	2,80	2255	1883	6,0	0,44	0,20	0,02
32—100	125	1,94	2289	1902	7,0	1,00	0,16	2,5
32—132	130	2,10	2305	1936	6,6	0,75	0,36	0,4
33а (устье)		2,21	2326	He опр.	4,5	0,40	0,12	3,0

Наиболее значительные скопления сульфосолей (энаргита и люшонита) наблюдались в керне скв. 33 (интервал глубин 170—185 м), представленном пористыми опализированными и алунизированными туфобрекчиями базальтов.

Энаргит наблюдается в виде довольно крупных (до 3 мм) таблитчатых кристаллов, чаще выделяется на поверхности опализированных обломков, образуя тонкие кристификационные корочки. Иногда он отмечается в виде равномерных скоплений столбчатых кристаллов в прожилках перетолщенного алунита. Реже наблюдаются хорошо образованные кристаллы, как правило, в крупных порах опалитов.

Энаргит серовато-черного цвета с очень сильным полуметаллическим блеском; отмечается весьма совершенная спайность в одном направлении и менее ясная в других направлениях. Грани кристаллов с характерной вертикальной штриховкой.

Под микроскопом в отраженном свете он розовато-коричневый; характерно сильное двуотражение от серовато-розового до фиолетового. Отчетливо анизотропен. По отношению к оси С, погасание прямое; в диагональном положении ярко красновато-фиолетового цвета. Выделения энаргита представлены, как правило, однороднозернистыми агрегатами изометричных зерен.

В рентгенограммах отмечается характерный для энаргита набор линий, из которых основными являются: 3,20 (10); 2,83 (10); 2,21 (6); 1,838 (10); 1,728 (8) и 1,584 (9).

Анализ, выполненный на микрозонде MS-46, приведен в табл. 7.

Таблица 7

Химический состав энаргита. Аналитик Т. И. Голованова

Компоненты	Cu	Fe	Ag	As	Sb	S	Сумма
% Атомные количе- ства	48,59 764	0,06 1	0,11 1	16,80 224	3,42 28	31,13 970	100,11 --

Формула энаргита: $(\text{Cu}, \text{Ag}, \text{Fe})_{3,04}(\text{As}, \text{Sb})\text{S}_{3,85}$.

Люцитонит наблюдается преимущественно в виде тонкозернистых агрегатов, нацело выполняющих тонкие (от 0,5 до 2,5 мм) ветвящиеся прожилки в окремненных вулканокластах. Иногда аналогичные агрегаты его выполняют мелкие поры в измененных породах.

Люцитонит серого цвета, с отчетливым желтоватым оттенком; блеск металлический; спайность отсутствует. Под микроскопом он коричневато-желтый с розовым оттенком. Сильно анизотропен, с пестрыми цветовыми эффектами. Зерна, слагающие однороднозернистый агрегат, изометричные. Каждое отдельное зерно состоит из сдвойникованных тонких пластинчатых индивидов с различной оптической ориентировкой.

Характерные линии в рентгенограммах: 3,045 (10); 1,875 (9); 1,602 (9) и 1,084 (8).

Анализ люцитонита, выполненный на микрозонде MS-46, приведен в табл. 8.

Таблица 8

Химический состав люцитонита. Аналитик Т. И. Голованова

Компоненты	Cu	Fe	Ag	As	Sb	S	Сумма
% Атомные количе- ства	48,75 767	0,03 —	0,05 —	17,30 230	3,34 27	31,51 —	100,98 —

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

Следует отметить, что в ярозитах, отлагающихся из термальных вод Нижне-Менделеевских, Верхне- и Нижне-Докторских источников, А. В. Зотовым (1970 г.) отмечается около 1% свинца. Исследования по содержанию некоторых тяжелых металлов в кислых сульфатно-хлоридных гидротермах ряда вулканов показали: в источниках вулканов Менделеева, Головнина, Эбеко, Влодавца и некоторых других постоянно отмечаются Zn, Pb,

Си и As. Содержание этих металлов в водах источников варьирует от сотых долей миллиграмма на литр до 5—7 мг/л. Исключительно интересные данные приводятся Е. К. Мархининым по выносу за год некоторых элементов, в том числе и тяжелых металлов термальными ручьями вулкана Эбеко (табл. 9). Большой интерес представляют термальные воды Франг Пэн Лейк в Ваймангу (Новая Зеландия), в кремнистых осадках которых отмечается 3% вольфрама (Weissberg, 1969).

Таблица 9

Вынос некоторых малых элементов за год термальными ручьями вулкана Эбеко (в г)*

Компоненты	Ручей Лагерный с восточных сольфатарных полей (дебит 15 л)	Термальный ручей западного сольфатарного поля вулкана Эбеко (дебит 5 л)	Компоненты	Ручей Лагерный с восточных сольфатарных полей (дебит 15 л)	Термальный ручей западного сольфатарного поля вулкана Эбеко (дебит 5 л)
Cd	$3n^+ \cdot 10^2$	$n \cdot 10^2$	Tl	$3n \cdot 10^3$	$n^- \cdot 10^3$
V	$3n^+ \cdot 10^2$	$n \cdot 10^2$	Co	$3n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^2$
Mo	—	$n^- \cdot 10^2$	Ni	$3n^- \cdot 10^2$	$n \cdot 10^2$
Cu	$3n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^2$	Cr	$3n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^2$
Zn	$3n^- \cdot 10^3$	$n^- \cdot 10^4$	Sr	$3n \cdot 10^3$	$n^- \cdot 10^3$

* Сухой остаток 0,6 г/л.

В целом кислые сульфатно-хлоридные гидротермы аппаратов действующих вулканов характеризуются значительной металлоносностью и, по-видимому, многие молодые по возрасту полиметаллические месторождения в областях активного вулканизма (основные компоненты руд Zn, Pb, Cu и As) обязаны им своим происхождением.

Хлоридные сульфатно-натриевые и бикарбонатно-натриевые металлоносные гидротермы, обуславливающие в ряде районов образование значительных по масштабу современных рудопроявлений As, Sb и Hg, широко развиты на огромном пространстве Тихоокеанского огненного кольца, проявляясь в областях молодого и современного вулканизма. В осадках, отлагающихся в процессе разгрузки этих гидротерм, накапливаются не только минералы As, Sb и Hg. В ряде источников и скважин в осадках отмечаются значительные концентрации Au, Ag и Tl: Стимбот в США — Au 10 г/т; Ag 400 г/т (White, 1967), Вакареварева в Новой Зеландии — Au — 2 г/т, Ag — 120 г/т (Грэндж, 1937 г.).

Примером гидротерм, обуславливающих отложение сульфида ртути (киновари), являются Апапелевские (Верхне-Анаунские, по Б. И. Пийпу, 1937 г.) источники на Камчатке (И. И. Щеглов, 1962; Н. А. Озерова, Лебедев, 1970).

Апапельские источники расположены в Срединном хребте, по долине ключа Апапель — притока р. Анавгай. Они находятся в пределах мощной зоны гидротермально измененных пород типа вторичных кварцитов, развивающихся вдоль Центрально-Камчатского глубинного разлома в вулканической толще неогена. Эта зона выделяется в обособленную Срединно-Камчатскую рудную зону, входящую в состав Корякско-Камчатской рудной провинции. Ртуть является главным элементом, определяющим ее металлогению. Центральное место в провинции занимает Чемпуринское ртутное месторождение плиоценового, возможно четвертичного возраста.

В зоне разгрузки Апапельских источников зафиксировано около 14 грифонов. Термальные воды источников хлоридно-сульфатно-натриевые с минерализацией от 0,5 до 1,5 г/л; pH 8; температура варьирует от 93 до 96°С. Особенности химического состава приведены в табл. 10.

Таблица 10

Химический состав термальных вод, отлагающих сульфиды ртути
(в мг/л)

Компоненты	Источники		Компоненты	Источники	
	Апапельские	Эмеди		Апапельские	Эмеди
Температура воды при выходе на поверхность, °С	95	93	Микрокомпоненты*		
NH ₄	—	0,5	Fe ²⁺	—	} 10
K	61,3	6,8	Fe ³⁺	—	
Na	426,3	227,0	Al	—	230
Mg	7,0	0	Mn	Не обн. (75)	3
Ca	16,0	16	Ti	—	160
F	—	4,5	Hg	4	Не обн.
Cl	126,5	288	As	{ 2500 3000	20; 160
Br	—	0,2	Sb	150; 450	—
I	0,03	0,1	Pb	2,5	9
SO ₄	587	160	Zn	Не обн. (<5)	—
HCO ₃	165	27	Cu	Не обн. (<2)	10
CO ₃	18,0	10	Mo	30	60
N ₂ S	—	0,2	Ni	Не обн. (<5)	20
N ₂ SiO ₃	160	—	Ge	7,5	—
NBO ₂	—	—			
CO ₂ своб.	—	—			
pH	8,1	8,5			
Общая минерализация	1567,13	—			

* В γ/л.

Представляют интерес повышенные количества мышьяка, в связи с чем эти воды относят к числу слабомышьяковистых терм.

В ряде грифонов Апапельских источников в настоящее время происходит отложение сульфидов ртути (киновари и метациннабарита), образующих тонкие корочки на поверхности обломков окварцованных пород.

Среди известных пунктов современного образования сульфидов ртути за рубежом наиболее близкими к Апапельским источникам по химическому составу вод и отлагающимся минералам являются термальные источники Эмеди в Калифорнии (G. Tunnel, 1964 г.; D. E. White, 1959). Они относятся к типу сульфатно-хлоридно-натриевых вод с минерализацией 1 г/л; температура около 93°С, рН 8,5. Химический состав вод этих источников приведен в табл. 4. В устьях и жерловинах наиболее горячих источников отлагаются киноварь и метациннабарит (HgS), покрывающие породы, по которым протекает вода, корочкой до 2,5 мм толщины. В стоках источников обнаружена самородная ртуть.

Исключительно яркими примерами гидротерм, формирующих в очагах разгрузки мышьяково-сурьмяное оруденение, являются металлоносные гидротермы Узона на Камчатке и в вулканической зоне Таупо в Новой Зеландии.

Узона-Гейзерная гидротермальная система на Камчатке проявляется в пределах Восточной вулканической зоны. Приурочена она к кольцевой вулкано-тектонической депрессии, образовавшейся в результате обрушения кровли очага после извержения огромных масс игнимбритов и пемз (Аверьев др., 1971 г.). Глубокие исследования состава вод, их гидрохимической зональности, проявляющейся в очагах разгрузки, проведены Г. Ф. Пилипенко (1969 г., 1970 г., 1971 г.). Первичные термальные воды Узона, по данным этого автора, хлоридно-натриевые с минерализацией, варьирующей от 1,5 до 4,5 г/л. Они характеризуются высокими температурами и повышенным содержанием редких щелочей, В, As и Sb; значения рН колеблются от 6 до 8. В табл. 11 приведены данные химического анализа термальных вод Узона.

По данным Ю. В. Алехина и др. (1973 г.), скважинами ручного бурения на глубинах 2—4 м вскрываются термальные воды с температурой до 105°С. Главными компонентами являются Na (2,1 г/л) и Cl (1,15 г/л), содержание SO₄ не превышает 100 мг/л; общая минерализация около 4 г/л. Содержание сероводорода (по потенциометрическим данным) не более 0,1—0,3 мг/л (преимущественно в виде HS⁻). Концентрации мышьяка варьируют в узких пределах — от 5 до 7 мг/л, а сурьмы в более широких — от 0,005 до 0,5 мг/л.

Авторами установлено резкое обогащение термальных вод в приповерхностной зоне сероводородом — на 1—2 порядка, а в отдельных участках мышьяком — до 30—50 мг/л. На основании проведенных исследований Ю. В. Алехин и др. приходят к выводу, что в целом для гидротерм Узона из всего растворенного мышьяка доля гидросульфидного комплекса (HAS₂ S⁻⁴)

Химический состав некоторых термальных вод кальдеры Узон (в мг/л).
По Г. Ф. Пилипенко

Компоненты	Источник				
	Центральный, № 2, восточ- ное поле)	Главный гри- фон, № 32 (озеро IV на оз. Фумароль- ном)	Оз. Фумароль- ное, № 29 (юго-восточная часть)	Трещинный, № 47 (на оз. Фумарольном)	Оз. Кислос, № 96 (за- падное поле)
H	Не обн.	0,07	5,5	Не обн.	7,6
Rb	0,507	0,59	0,20	—	0,004
Cs	0,43	0,47	0,16	—	0,004
NH ₄	6,7	5,0	7,5	3,5	32,0
K	98,0	130,0	50,0	29,7	2,4
Na	1144,0	778,1	406,9	108,1	73,4
Mg	2,2	0,7	3,7	4,6	8,5
Ca	47,5	27,4	24,1	14,1	22,1
Fe ³⁺	0,3	0,3	13,0	Не обн.	85,2
Fe ²⁺	Не обн.	Не обн.	Не обн.	То же	152,0
Al	0,2	1,0	0,7	0,4	192,6
Mn	0,2	Не обн.	—	0,24	2,0
Cu	0,002	0,008	0,12	Не обн.	0,024
Co	0,0013	0,0044	0,002	—	—
Ni	0,0025	0,0035	0,006	—	—
Pb	Не обн.	0,003	—	0,005	0,01
Zn	0,03	0,02	0,16	0,4	0,003
Tl	Не обн.	Не обн.	—	Не обн.	Не обн.
As	2	2,2	0,6	0,2	То же
F	1,5	1,5	—	2	4
Cl	1853,5	1294,1	652,8	121,3	16,8
Br	3,5	4,2	—	0,2	—
I	0,5	0,4	—	Не обн.	Не обн.
SO ₄	124,3	121,0	415,5	29,4	2044,8
HSO ₄	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	358,9
HPO ₄	0,08	0,06	—	То же	Не обн.
HCO ₃	17,7	Не обн.	Не обн.	161,0	То же
CO ₃		То же	То же	Не обн.	"
Недиссоцииро- ванные моле- кулы					
CO ₂	17,6	"	"	То же	"
H ₂ S об.					
H ₂ SiO ₃	211,6	221,0	233,0	187,2	223,2
в том числе					
коллоидная	103,6	66,0	—	99,2	28,2
HBO ₂	265,0	146,3	151,9	12,7	Не обн.
Общая минера- лизация pH	3778,7	2733,2	1734,6	674,6	3225,5
pH	6,35	4,18	2,6	5,69	2,12
t°, C	90,0	64,0	23,0	65,0	30,0

не превышает 1—5%. Роль аналогичного комплекса в переносе сурьмы также невелика. Авторы отмечают, что найденные значения рН и Eh соответствуют условиям существования гидроко-комплексов и конкретно для мышьяка комплекса — H_3AsO_3 , а для сурьмы — H_3SbO_4 . С разгрузкой этих вод связано образование рудопроявлений мышьяка и сурьмы (Набоко, Гловатских, 1969 г., Набоко, Гловатских, 1971 г.).

Наибольшие скопления рудных новообразований на Узоне наблюдаются на центральном фумарольном поле, особенно в восточной части его, где в слагающих поле гравелитах отмечается зона повышенной трещиноватости. В этих участках в разрезе на глубину 50—60 см наблюдается отчетливо выраженная зональность в распределении рудных минералов, цементирующих терригенный материал. На поверхности гравелитов в большинстве случаев отмечается тонкая (от 2—3 мм до 1 см) корочка гейзерита; под ней располагается глинистая масса, обильно пропитанная аурипигментом (от 10 до 15 см); ниже наблюдается песчано-галечная зона, где обломочный материал цементируется реальгаром и аурипигментом (около 5 см); еще ниже — мелкий и рыхлый галечник, весьма слабо цементируемый крупнокристаллическим реальгаром. На поверхность окатанных вулканокластов нарастают крупные (до 0,3 см) хорошо образованные кристаллы реальгара. Мощность реальгаровой зоны варьирует от 10 до 15 см. На глубине 30—35 см она переходит в пиритовую зону, верхняя часть которой содержит редкие кристаллики реальгара, а нижняя обогащена антимонитом. Последний наряду с пиритом слабо цементирует мелкую гальку. На поверхности крупных галек он образует тонкие налеты, сложенные игольчатыми кристалликами, образующими спутанно-волокистую массу или радиально-лучистые агрегаты.

Значительные скопления тонкокристаллических масс реальгара и аурипигмента, а также мельчайших сферолитов антимонита наблюдаются в жерлвинах источников, разгружающихся в озере на восточном термальном поле.

Вулканическая зона Таупо в Новой Зеландии изобилует проявлениями современных металлоносных гидротерм. По данным Б. Г. Вайсберга (Weissberg, 1969), горячие источники и скважины, характеризующиеся отложениями, содержащими необычайно большие количества As, Sb, Hg, Tl, W, Au и Ag, расположены вдоль восточного края зоны в районах Ваймангу, Вайотапу, Охаки Пул, Бродлэндс и Ротокава. Состав термальных вод основных источников и скважин из этих районов приведен (по данным Б. Г. Вайсберга) в табл. 12.

Характеризуя особенности осадков, преимущественно гейзеритовых, Б. Г. Вайсберг отмечает высокое содержание W, As и P в тонкослоистых буроватых отложениях гейзерита в оз. Франг Пэн Лейк (Ваймангу); очень высокие содержания Au в отложениях гейзерита в оз. Шампан Пул (Вайотапу); в осадках

Состав вод горячих источников и вод вулканической зоны Таупо, выде

	Максимальная измеренная температура, °C	Температура в °C, вычисленная по концентрации SO ₂	Мольное отношение Na/K	pH	Li	Na	K	Ca
Фраинг Пэн Лейк, Ваймангу	67	—	19	3,8	3,2	545	49	10
Шампан Пул, Вайотапу, 1966	75	—	13	5,7	9,0	1220	160	35
Шампан Пул, Вайотапу, 27/VI 1955	75	—	12	6,5	8	1146	160	29
Шампан Пул, Вайотапу, 1937	75	—	13	4,9	—	1215	164	39
Вайотапу, скв. 6 23/I 1959	285	205	9,2	8,8	6,6	860	158	14
Вайотапу, скв. 7 10/VII 1959	295	205	15	8,7	6,1	765	87	3,7
Ротокава, скв. 2 8/VII 1967	285	215	16	7,8	11	1785	186	50
Охаки Пул, 16/VI 1965	95	—	18	7,0	7,4	860	82	2,6
Бродлэндс, скв. 2 23/VIII 1966	276	260	8,0	8,3	12	1050	224	2,2
Вайракей, скв. 71 31/VIII 1966	230	237	—	—	12	1235	197	19

* Сумма карбоната, бикарбоната и двуокси углерода выражена как CO₂. Значения ротермы.

оз. Охаки Пул с 1957 г. началось осаждение оранжево-красного хлопьевидного осадка, содержащего очень большие количества Sb, Hg, Au и Ag. В осадках, выпадающих из термальных вод, изливаемых скважинами в районах Ротокава и Бродлэндс, также отмечаются высокие содержания Au, Sb, Tb и As. В табл. 13 приведены данные по содержаниям указанных металлов в осадках горячих источников и парогидротерм вулканической зоны Таупо.

Несомненно, мы не можем рассматривать существующие гидротермальные системы вне взаимодействия с вмещающей средой. В больших или меньших масштабах осуществляется обмен компонентами между термальными растворами и породами, происходит смешение гидротерм с водами других генетических типов.

Особенности взаимодействия термальных растворов с породами ряда наиболее крупных систем в настоящее время хорошо

ленных из парогидротерм скважин при 99° С и давлении 1 атм (в мг/л)

Mg	F	Cl	Br	I	SO ₄	HBO ₂	SiO ₂	NH ₃	CO ₂	H ₂ S	As
—	—	762	—	—	320	26	380	2,6	139	0,2	—
—	5,5	2000	7,2	0,4	145	117	490	11,5	170	6	4,9
2,4	4,0	1879	3,5	2,4	99	11	385	4,8	168	22	6
0,3	—	1990	—	—	119	97	448	39	31	17,7	—
3,7	4,9	1447	—	—	52	56	357	0,9	84	16	4
3,7	7,3	1260	—	—	—	61	356	—	(1124) 106	(111) 11	—
—	6,6	2915	—	0,7	125	446	400	3,2	(1436) 39	(81) —	—
—	5,2	1060	3,0	0,6	100	130	338	3,8	(2000) 490	(885) 1,0	3
—	7,3	1743	5,7	0,8	8	196	805	2,1	128	1,0	8
—	9	2180	—	—	34	118	620	—	(748) 8	(120) —	—
									(44)	(3,5)	

в скобках — суммарный результат определения CO₂ и H₂ в газовой и водной фазах парогид-

изучены и освещены в работах С. И. Набоко (1963), А. Стейнера (Steiner, 1953), А. Эллиса (Ellis, 1964), Д. Е. Уайта (White, 1965) и др.

Следует, по-видимому, признать, что глубинные гидротермы со значительным (если не преобладающим) содержанием ювенильной компоненты, поступая в верхние структурные этажи земной коры, неизбежно вовлекаются в существующие там разнообразные геогидродинамические системы. Преимущественно ювенильные гидротермы разубоживаются водами доминирующих систем и в большинстве случаев, очевидно, полностью «рассеиваются» в них, внося свою долю в формирование солевого состава последних. Основной солевой состав наблюдаемых нами в поверхностной части земной коры современных гидротерм определяется в основном солевым составом вод преобладающих геогидродинамических систем конкретных регионов. Этим в известной степени обуславливаются широкие колебания как

Металлы в осадках горячих источников и парогидротерм скважин Новой Зеландии. Концентрации, кроме указанных в процентах, даны в промиллях (г на 10^3 кг)

Геотермальные системы	SiO ₂	Au	Ag	As	Sb	Hg
Фраинг Пэн Лейк, Ваймангу	~80%	< 1	< 5	> 1,5%	400	Не опр.
Шампан Пул, Вайотапу	Преобладает	80	175	29	2%	170
Ротокава, скв. 2	"	70	30	0,4%	~ 30%	15
Охаки Пул, Бродлэндс	"	85	500	400	~ 10%	2000
Бродлэндс, скв. 2	"	55	200	250	~ 8%	~200

Геотермальные системы	Tl	Pb	Zn	P	W	Fe ₂ O ₃
Фраинг Пэн Лейк, Ваймангу	< 1	10	25	3%	3%	~10%
Шампан Пул, Вайотапу	320	15	50	—	—	—
Ротокава, скв. 2	0,5%	50	100	—	10	—
Охаки Пул, Бродлэндс	630	25	70	—	—	—
Бродлэндс, скв. 2	~1000	50	200	—	—	—

Аналитик В. К. Теннант. Отделение химии Ново-Зеландского D. S. I. R. Эмиссионные спектральные анализы по методике В. К. Теннанта (1967 г.) с визуальной интерпретацией пластинок и точностью $\pm 30\%$ от определяемого количества.

в общей минерализации гидротерм, варьирующей от 1 до 300 г/л, так и в качественном составе основных компонентов.

Отсюда вытекает одна из основных геохимических особенностей современных металлоносных гидротерм, выражающаяся в их неизбежной и обязательной полигенности.

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ РАССОЛЫ ГЕОТЕРМАЛЬНОГО РАЙОНА СОЛТОН-СИ

Решение проблемы может несколько упроститься, если допустить наличие в составе термальных вод какой-то составляющей магматического происхождения, обогащенной некоторыми металлами.

Д. Уайт

В 1961—1962 г. в Южной Калифорнии в долине Империял, близ оз. Солтон-Си, скважиной, пробуренной на глубину 5232 фута, были вскрыты горячие металлоносные рассолы (White, Anderson, Grubbs, 1963). Дальнейшими буровыми работами, проведенными в районе этого озера, было установлено, что металлоносные рассолы распространены на обширной территории, являющейся северным продолжением грабена Калифорнийского залива. В пределах геотермального района протягивается часть южных ветвей разлома Сан-Андреас. По данным Т. В. Диббли (1954 г.) и Р. Л. Ковака (1962 г.), долина Империял и район Солтон-Си наряду с Калифорнийским заливом являются частью очень крупного структурного прогиба, выполненного верхнекайнозойскими кластическими породами, образование которых связано с деятельностью р. Колорадо. Верхняя часть разреза представлена рыхлыми осадками (пески, глины, алевриты). На глубине эти породы подверглись метаморфизму и гидротермальному изменению; сохраняя свои текстурные особенности, они как по плотности, так и по минеральным ассоциациям близки к метаморфическим породам фации зеленых сланцев. В табл. 14 приведена краткая характеристика ядра геотермальных скважин района Солтон-Си, отобранного из наиболее глубоких горизонтов разреза. На больших глубинах широко распространен эпидот, являющийся, как отмечает Д. Е. Уайт (White, 1963), продуктом замещения других силикатных минералов. Характерно также значительное увеличение удельного веса пород с глубиной.

В пределах геотермального района и в непосредственной близости от него Т. В. Диббли (1954 г.) закартировал цепь риолитовых и пемзово-обсидиановых куполов. Здесь же отмечена активная грязе-вулканическая деятельность. Обособленные группы небольших грязевых вулканов расположены, по Д. Е. Уайту (D. E. White, 1955 г.), на юго-восточном продолжении главной ветви разлома Сан-Андреас или в непосредственной близости от него.

Термальные рассолы района характеризуются высокой минерализацией (до 332 г/л) и относятся к хлоридному калиево-кальциево-натриевому типу. Анализом сопутствующих газов установлено преобладание (до 93%) углекислого газа, метана и других углеводородов. Сероводород в газовых пробах, отобранных в различное время, отмечается в небольших количествах или отсутствует. Температура рассолов на глубине 5000 футов превышает 300°С. Значения рН колеблются от 4,64 до 5,20.

Таблица 14

Минеральные ассоциации и удельный вес пород из глубинных частей разреза (кern геотермальных скважин). По Д. Е. Уайту

Глубина, футы	Средний валовый удельный вес	Присутствующие минералы
4477	2,47	Хлорит, К-полевоый шпат, К-слюда, кварц, альбит
4484	2,53	К-полевоый шпат, кварц, хлорит, К-слюда, альбит
4662	2,52	Кварц, К-полевоый шпат, хлорит, альбит, пирит
4917	3,18	Эпидот, кварц, полевые шпаты, пирит
4923	2,62	Кварц, хлорит, альбит, эпидот, пирит

В исключительно больших концентрациях в описываемых рассолах присутствуют Fe, Mg, Zn, Pb, Cu, Ag, Sr, Ba, В и Li.

В табл. 15 приведены результаты химического анализа этих рассолов.

Таблица 15

Химический состав рассолов геотермального района Солтон-Си (в г/кг). По Д. Е. Уайту (White, 1968)

Компоненты	Скв. 1-ПД	Скв. 2-ПД	Компоненты	Скв. 1-ПД	Скв. 2-ПД
Na	50,4	53,0	I·10 ⁻³	18	—
K	17,5	16,5	F·10 ⁻³	15	—
Ca	28,0	28,8	Fe·10 ⁻³	2290	2000
Mg	0,054	0,01	Mn·10 ⁻³	1400	137
Sr	0,4	0,44	Zn·10 ⁻³	540	500
Cl	155,0	155,0	Cu·10 ⁻³	8	3
Br	0,12	—	Pb·10 ⁻³	100	80
SO ₄	0,0054	—	H ₂ S·10 [*]	16	—
HCO ₃	0,15	0,69	рН	5,2	4,64
Si	0,19	0,20	Температура, °С	300—360	—

* В ч. н. м.

В дренажных трубах, отходящих от скважин, из рассолов отлагается темный осадок, представленный железистым опалом и содержащий большое количество Cu и Ag. В значительных концентрациях в опале присутствуют также В, As, Sb, Bi, Ga и Pb. Отложение опалового вещества, содержащего рудные компоненты, происходит весьма интенсивно. Д. Е. Уайт (1965 г.) отмечает, что осаждение на выходе рассолов из горизонтальной дренажной трубы было столь интенсивным, что требовалась ежемесячная очистка. По грубому подсчету, за три месяца отложилось приблизительно 5—8 т осадка.

Образующиеся в дренажных трубах коры опала характеризуются отчетливо выраженной почковидной поверхностью (рис. 4). Опал черного цвета, очень хрупок, цвет обусловлен обильными включениями дисперсных сульфидов. Б. Я. Скиннер, Д. Е. Уайт и др. изучили три образца опала, отобранных во время промышленного опробования скв. 1-ПД в дренажной трубе на различных расстояниях от скважины в порядке уменьшения температуры отложения.

1. Образец W-769 отложился в устье скважины при температуре 220°C ($\pm 30^{\circ}$). В течение трех месяцев образовалась кора толщиной 8 мм.

2. Образец W-767 отобран в дренажной трубе на расстоянии 175 футов от первого образца; формировался в течение двух месяцев при температуре 170°C ($\pm 30^{\circ}$). Примерная толщина отложений 9—16 мм.

3. Образец W-768 образовался в области непосредственного слива из дренажной трубы, в 275 футах от устья скважины при температуре 130°C ($\pm 20^{\circ}$).

За два месяца здесь сформировались коры опала от 20 до 35 мм толщиной.

Устье дренажной трубы было погружено в водоем отводного канала, ведущего в оз. Солтон-Си, в силу чего сульфиды, пигментирующие опал, были предохранены от окисления.

В табл. 16 приведены результаты спектрального анализа усредненных проб каждого из вышеуказанных образцов. Данные анализа показывают, что образцы сходны между собой по содержанию Si, Cu, Fe и Ag, но образец W-769, отложившийся при $t = 222 \pm 30^{\circ}\text{C}$, содержит значительно больше Ag, As, Sb, Bi, Co, Mg и Sr, но меньше Mn, Ga, Be и В по сравнению с образцами W-767 и W-768, отложившимися соответственно при $t = 170 \pm 30$ и $130 \pm 20^{\circ}\text{C}$.

Поскольку образующиеся коры опала характеризуются слоистым строением, эти исследователи с помощью раствора HF (1:1) выделили обогащенные сульфидами фракции из каждого слоя. Выделенные фракции были изучены методами оптической микроскопии и проанализированы методами рентгеновской флюоресценции. Результаты анализа обогащенных сульфидами



Рис. 4. Почковидная форма поверхности опаловых кор из дренажных труб Солтон-Си. Увел. 7.

фракций различных слоев осадка и минеральные ассоциации, характерные для каждого слоя, приведены в табл. 17.

Таблица 16

Данные количественного спектрального анализа образцов опаловых кор (в %). По Б. Я. Скиннеру, Д. Е. Уайту и др. (1967 г.)

Компоненты	W = 769 (220 ± 30° C)	W = 767 (170 ± 30° C)	W = 768 (130 ± 20° C)
Si	Преобладает	Преобладает	Преобладает
Cu			
Fe	5,0	7,0	6,0
Ag	7,0	1,3	2,8
As	0,18	< 0,10	< 0,10
Sb	0,72	0,17	0,25
Bi	0,11	0,004	0,009
Mn	0,055	0,42	0,34
Co	0,0050	< 0,0004	0,0006
Al	3,0	1,0	1,4
Ca	0,0016	0,016	0,012
Yb	< 0,0002	0,0002	0,0002
Be	0,0036	0,046	0,037
Mg	0,014	0,0085	0,0080
Ca	0,55	0,60	0,55
Sr	0,008	0,003	0,003
Ba	0,014	0,020	0,0090
B	0,019	0,11	0,080
Pb	0,012	0,011	0,007
Sn	< 0,002	< 0,002	< 0,002
Na	1,0	1,0	1,0
K	1,5	1,0	1,5
Ti	0,0007	0,0015	0,0007

В опаловой массе установлены следующие минералы: дигенит, борнит, халькозин, штрмейерит, арсенипитрит, тетраэдрит, халькопирит и пирит. Преобладающими для осадков в целом являются дигенит и борнит, хотя для каждого отдельного слоя наблюдаются определенные вариации в содержании этих минералов (см. табл. 17).

Указанные минералы выделяются в опаловой массе в виде мельчайших кристалликов, иногда одиночных равномерно распределенных в массе опала, в других случаях образующих сгустковые или слоистые обособления в ней (рис. 5). Весьма характерными являются часто наблюдаемые дендритовые выделения сульфидов в опале (рис. 6).

Таким образом рудоносные опаловые осадки, образующиеся в дренажных трубах скважин геотермального района Солтон-Си, являются современными аналогами медных и медно-серебряных руд более древних месторождений.

Химический состав сульфидов (в %) и их минеральные ассоциации в различных слоях опаловых кор. По Б. Я. Скиннеру, Д. Е. Уайту и др. (1967 г.)

№ образца, температура	Cu	Ag	Fe	As	Sb	S	Минеральные ассоциации
W = 760 (1), 220 ± 30° C	10,0	1,2	3,8	0,23	1,05	6,6	Борнит, халькопирит, серебро
W = 769 (2), 220 ± 30° C	43,6	5,8	7,1	0,15	0,69	22,5	Борнит, халькопирит, халькозин, серебро, арсенопирит
W = 767 (1), 170 ± 30° C	14,0	1,2	15,7	0,20	0,52	10,2	Дигенит, пирит
W = 767 (2), 170 ± 30° C	27,5	3,1	8,6	0,13	0,66	13,4	Борнит, халькозин, серебро
W = 767 (3), 170 ± 30° C	23,6	1,0	10,6	0,13	0,57	12,8	Дигенит, борнит
W = 768 (1), 130 ± 30° C	10,1	1,0	25,4	0,30	0,55	9,9	Дигенит, следы тетраэдрита
W = 768 (2), 130 ± 20° C	13,4	1,2	18,8	0,23	0,53	10,8	То же
W = 768 (3), 130 ± 20° C	19,2	1,6	11,3	0,15	0,56	12,2	Дигенит, борнит, пирит
W = 768 (4), 130 ± 20° C	12,4	1,6	14,0	0,15	0,53	10,9	Дигенит, борнит
W = 768 (5), 130 ± 20° C	11,5	2,1	12,0	0,14	0,45	11,6	Дигенит, штроейерит
W = 768 (6), 130 ± 20° C	28,2	3,4	9,8	0,11	0,55	14,2	Борнит, халькопирит, халькозин, штроейерит, серебро

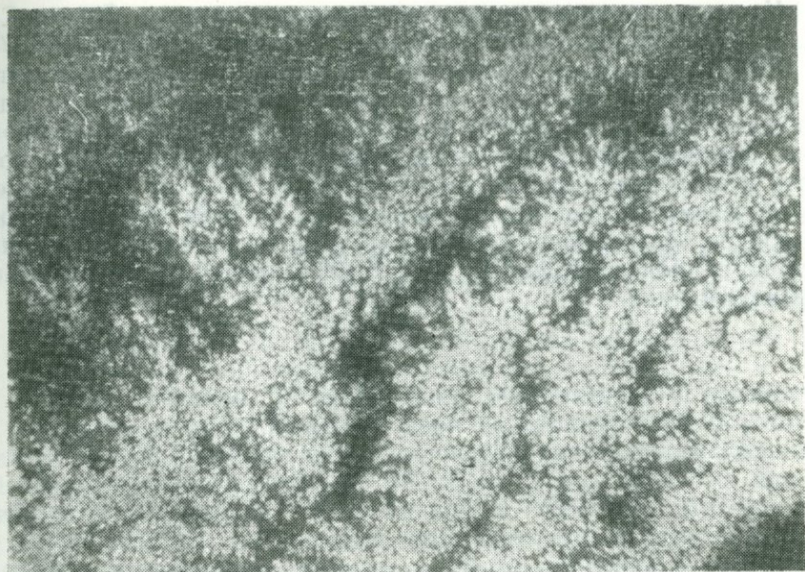


Рис. 5. Полосчатые скопления и дендриты дигенита. Увел. 165. Отраженный свет.



Рис. 6. Дендритовые выделения штрмейерита в опале. Увел. 320. Отраженный свет.

Касаясь происхождения термальных рассолов Солтон-Си, Д. Е. Уайт пишет, что исследование изотопных отношений D/H и O^{18}/O^{16} в рассолах и холодных метеорных водотоках района свидетельствует в пользу атмосферного происхождения воды рассолов. По Д. Е. Уайту, изотопные составы свинца и стронция также формировались под влиянием осадочных процессов, хотя и не исключено, что некоторая часть Pb и Sr из рассолов имеет магматическое происхождение. Д. Е. Уайт допускает возможность обогащения тяжелыми металлами термальных вод метеорного происхождения за счет составляющей магматического происхождения.

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ РАССОЛЫ КРАСНОГО МОРЯ

Представляется, что Красное море и Аденский залив — это зародыши океанов.

Э. Буллард

Первые сведения об увеличении температуры и солености в центральной части Красного моря на глубине 1930 м упоминаются в 1948 г. в отчете шведской экспедиции научно-исследовательского судна «Альбатрос» (Vigneau и др., 1953 г.). Дальнейшие исследования, проводившиеся особенно интенсивно в 1963—1967 гг. научно-исследовательскими судами «Атлантис-II», «Дисковери», «Метеор» и «Чейн», привели к открытию трех впадин, заполненных горячими рассолами. Впадинам были даны названия: Атлантис-II, Дисковери и Чейн.

В 1966 г. исследование впадины Дисковери проводилось советским научно-исследовательским судном «Академик С. Вавилов», выполнившим четыре гидрологические и одну геологическую станции.

ХАРАКТЕРИСТИКА ВПАДИН

Три вышеуказанные впадины приурочены к осевой части рифтовой долины Красного моря в пределах изобаты 1900 м. Самой крупной (около 60 км²) является впадина Атлантис-II. Ее максимальная глубина составляет 2170 м. Впадина Дисковери (около 10 км²) имеет максимальную глубину 2220 м. Третья небольшая по площади впадина Чейн характеризуется глубиной 2066 м.

Впадина Атлантис-II заполнена рассолами, имеющими температуру 56,5° и соленость 25,7%; характерно отсутствие кислорода. Между рассолами и нормальной морской водой (соленость 3,7—4%) существует переходная зона с температурой 44,2° и соленостью 12,3%. Кислород в этой зоне также отсутствует. Во впадине установлен положительный температурный градиент. Осадки в ней нагреты до 62,3°. Термометрия, проводившаяся на протяжении 20 месяцев, позволила установить, что за это время температура рассолов здесь повысилась на 0,5°.

Во впадине Дисковери рассолы имеют температуру 44,7° и соленость 25,7%. Кислород отсутствует. Вода переходной зоны характеризуется температурой 36°. Характерно, что температура

рассолов в этой впадине понижается у ее дна примерно на 0,5°.

Вода во впадине Чейн характеризуется невысокой соленостью 7,21% и температурой 34°. В ней так же, как и во впадине Дискавери, осадок имеет более низкую температуру, чем располагающиеся над ним рассолы.

Есть основания полагать, что горячие рассолы разгружаются в пределах впадины Атлантис-II, а из нее переливаются в Дискавери и Чейн. Меньшая температура осадков этих двух впадин по сравнению с заполняющими их рассолами подтверждает это положение.

При дальнейшем рассмотрении особенностей состава рассолов и образующихся осадков остановимся на двух впадинах — Атлантис-II и Дискавери.

СОСТАВ И МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ РАССОЛОВ ВПАДИН АТЛАНТИС-II И ДИСКОВЕРИ

Основной солевой состав термальных рассолов Красного моря исследовался многократно и достаточно детально освещен в работах Р. Бревера (P. G. Brewer e. a., 1965 г.; P. G. Brewer, D. W. Spencer, 1969 г.), А. Р. Миллера (A. R. Miller, 1964 г.; A. R. Miller e. a., 1966 г.) и др.

Таблица 18

Химический состав рассолов впадин Красного моря

Компоненты	Атлантис-II	Дискавери	Морская вода
Cl	156,03	155,3	19,35
Br	0,128	0,128	0,066
SO ₄	0,840	0,695	2,71
Si	0,0276	0,0035	0,004
Na	92,6	93,05	10,76
K	1,87	2,14	0,39
Ca	5,15	5,12	0,41
Mg	0,764	0,81	1,29
Sr	0,048	0,046	0,008
Fe	0,081	0,00027	0,00002
Mn	0,082	0,0546	0,00001
Zn	0,0054	0,00077	0,000005
Cu	0,00026	0,000075	0,00001
Co	0,00016	0,000129	—
Ni	—	0,000342	0,0000001
Pb	0,00063	0,000165	0,000004

Кроме исключительно высокой минерализации, достигающей 255 г/л, и плотности рассолов 1,196 (A. R. Miller e. a., 1966 г.), от морской воды они отличаются более низкими значениями pH порядка 5—6 и отрицательными значениями окислительно-вос-

становительного потенциала (Е. Degens, А. Ross, 1967 г.). Рассолы этих впадин преимущественно хлоридно-натриевые, с низкими содержаниями калия и магния. В табл. 18 приводится химический состав рассолов из впадин Атлантис-II и Дисловери в сопоставлении с составом морской воды (данные П. Г. Бревера и Д. У. Спенсера, 1969 г.). Из приведенных анализов видно, что рассолы впадин по основному ионному составу близки между собой и характеризуются значительным содержанием тяжелых металлов. Отмечаются и определенные различия: в 44-градусных рассолах впадины Дисловери концентрации тяжелых элементов значительно ниже, чем в 56-градусных рассолах впадины Атлантис-II. Тем не менее высокие концентрации Fe, Mg, Zn, Pb и Cu, в несколько тысяч раз превышающие содержание этих элементов в морской воде, ставят эти рассолы в один ряд с рассолами района Солтон-Си и п-ова Челекен.

В результате изменения ионных равновесий, обусловленных главным образом процессами перемешивания глубинных рассолов с кислородсодержащей водой Красного моря, во впадинах происходит интенсивное осадкообразование.

СОВРЕМЕННОЕ РУДООТЛОЖЕНИЕ ВО ВПАДИНАХ

Осадки, отлагающиеся на дне впадин Атлантис-II и Дисловери, весьма своеобразны. Они представляют собой илообразные массы черного, зеленого, коричневого, желтого и красного цвета, с высоким содержанием порового раствора, достигающего иногда 93%. Осадки указанных впадин изучались А. Р. Миллером и др. (1966 г.), Е. Т. Дегенсом и А. Россом (1967 г.), Г. Н. Батуриным и др. (1969), Д. Л. Бишофом (Bishoff, 1969) и рядом других исследователей.

В высушенных до постоянного веса осадках основным компонентом является хлористый натрий, содержание которого достигает 60% от общего их веса. Другую часть составляют главным образом гидроокислы Fe с высокими содержаниями в них Pb, Zn и Cu.

В осадках впадины Атлантис-II (станция 543) А. Р. Миллер (1966 г.) отметил следующие минералы: аморфные окислы железа, пирит, сфалерит, кальцит, сидерит-родохрозит, ангидрит, монтмориллонит, аморфный кремнезем и кварц. Количественные соотношения этих минералов в различных интервалах колонки опробования на ст. 543 приведены в табл. 19.

Научно-исследовательским судном «Академик С. Вавилов» в пределах впадины Дисловери была выполнена геологическая станция 1540 и получена колонка осадков длиной 387 см.

Г. Н. Батуриным и др. (1969) охарактеризован химический состав различно окрашенных илов в колонковой пробе 1540 впадины Дисловери поинтервально (табл. 20). В этой работе

приводится сопоставление данных спектрального анализа осадков из впадин Атлантис-II и Дисковери (табл. 21).

Таблица 19

Минеральный состав осадков впадины Атлантис-II.
По А. Р. Миллеру (1966 г.)

Интервал, см	Минерал	%
Верхний (из дночерпателя)	Слабо раскристаллизованные окислы железа	70
	Аморфный кремнезем	10
	Сфалерит	~ 5
	Пирит и, возможно, марказит	< 5
	Монтмориллонит	Следы
0—15	Аморфные окислы железа	80
	Сфалерит	~ 3
	Диоктаэдрический монтмориллонит	10
	Кальцит	Следы
	Пирит	"
43—51	Кварц	"
	Ангидрит	"
	Аморфные окислы железа	80
	Сфалерит	7—8
	Диоктаэдрический монтмориллонит	10
200	Кальцит	Следы
	Пирит	"
	Кварц	"
	Ангидрит	"
	Аморфные окислы железа	60
	Сидерит-родохрозит	10
	Монтмориллонит	10
	Сфалерит	2—3
	Кальцит	< 5
	Ангидрит	~ 5
	Кварц	Следы

Приведенные данные выявляют некоторое, на наш взгляд, достаточно важное различие в содержании ряда микроэлементов в осадках этих двух впадин. Осадки Атлантис-II характеризуются более высокими содержаниями серебра и кадмия; концентрации этих элементов в Дисковери на порядок ниже, в то же время в осадках последней зафиксированы сурьма, мышьяк и таллий.

Детальное и обстоятельное исследование осадков этих впадин провел Д. Л. Бишоф (Bischoff, 1969) (рис. 7). Он изучил

десять специально отобранных кернов и на этой основе выделил семь основных фаций осадков: 1) детритовую; 2) железистого монтмориллонита; 3) гётит-аморфную; 4) сульфидную; 5) манганосидеритовую; 6) ангидритовую; 7) манганитовую.

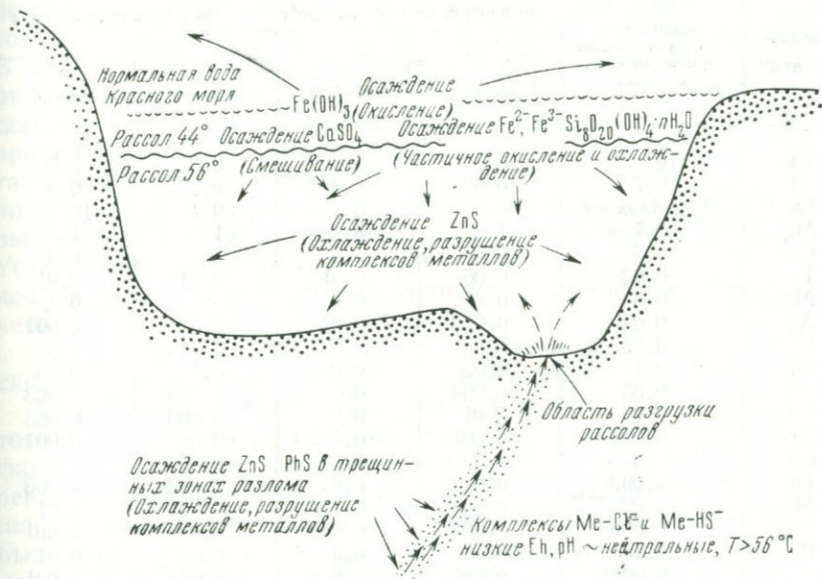


Рис. 7. Схема происходящих процессов осаждения минеральных фаз во впадине Атлантик-II. По Д. Л. Бишофу.

Таблица 20

Химический состав осадков из впадины Дискавери (в %) по данным химических анализов (ст. 1540, НИС «Академик С. Вавилов»)

Интервал, см	Пелитовый ил	Pb	Cu	Zn	Ni	Mo	MnO	Fe ₂ O ₃	Растворимые соли
10—15	Бурый	0,01	0,14	0,20	0,003	0,0060	0,11	12,77	—
40—55	Коричневый	0,02	0,27	2,15	0,001	0,0046	—	11,42	70,42
100—120	"	0,01	0,10	0,60	0,001	0,0071	—	10,5	77,12
150—170	"	0,01	0,12	0,40	0,001	0,0058	—	9,91	75,30
210—215	Черный	0,04	0,28	3,40	0,003	0,0040	0,20	6,39	—
251—268	"	0,01	0,28	0,78	0,001	0,0053	—	14,14	60,60
320—323	Красный	0,01	0,11	0,044	0,002	0,0130	0,30	24,35	—
380—386	Желтый	0,01	0,15	0,021	0,002	0,0100	0,22	33,13	—

Детритовая фация представлена пелагическим осадочным материалом светло-желтого цвета. Распространена в пределах всей геотермальной области в виде отдельных слоев,

Химический состав осадков из впадин Атлантис-II и Дисловери по данным спектральных анализов (в %)

Компоненты	Атлантис-II, дочерпательная проба ¹ (осадок без солей)	Дисловери, колонковая проба ² (осадок с солями), интервал в см			
		10-15	210-215	320-323	380-387
Si	10	10	3	0,3	0,5
Al	0,7	0,6	0,3	0,3	0,3
Fe	Преобладает	10	3	>10	>10
Mg	0,7	1	3	1	1
Ca	0,5	0,5	0,5	3	0,3
Ti	0,03	0,06	0,01	0,01	0,01
Mn	0,3	0,05	0,3	0,3	0,1
Ag	0,02	0,003	0,01	0,001	0,001
B	0,007	—	—	—	—
Ba	0,1	0,03	0,05	0,1	0,03
Cb	0,03	0,003	0,05	0,003	0,003
Co	0,03	0,01	0,01	0,003	0,003
Cr	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Cu	0,5	0,3	0,6	0,3	0,3
Ga	0,002	0,003	0,01	0,003	0,003
Mo	0,02	0,003	0,006	0,001	0,01
Ni	0,005	0,003	0,003	0,001	0,001
Pb	0,15	0,1	0,3	0,05	0,01
Sc	0,0001	< 0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001
Sn	0,003	< 0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001
Sr	0,015	0,01	0,01	0,01	0,01
V	0,01	0,01	0,003	0,003	0,001
Y	0,005	< 0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001
Yb	0,0005	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001
Zn	< 2,6	0,1	5	0,03	0,01
Zr	0,005	< 0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001
Li	—	0,01	—	0,01	—
Ge	—	—	0,0003	0,0003	—
Sb	—	—	0,005	—	—
As	—	—	0,03	0,01	—
Tl	—	< 0,01	0,03	< 0,01	< 0,01

¹ По данным А. Р. Миллера (Miller e. a., 1966 г.), ст. 543, НИС «Атлантис-II».

² По данным Г. Н. Батурина и др. (1969), ст. 1540, НИС «Академик С. Вавилов», 21° 15' 45" с. ш., 38° 01' 25" в. д.

а также как примесь к другим фациям. Материал этой фации характерен для нормальных глубоководных осадков Красного моря. Он состоит из арагонитовых раковин птеропод, кальцитовых скорлупок фораминифер, кластического кварца, полевых шпатов и глин. Во впадине Атлантис-II материал детритовой фации редко превышает 5% от всех осадков, тогда как для осадков впадины Дисловери детритовый материал характерен и составляет около 50%. Две пробы из силловой области

(161 К-221 и 161 К-231) содержат эвгедральные, хорошо образованные кристаллы доломита. Во впадине Атлантис-II доломит не обнаружен.

Фация железистого монтмориллонита представлена темно-коричневым, хорошо расслоенным монтмориллонитовым илом. Он образует самые верхние слои во впадинах. В Атлантис-II мощность монтмориллонитовой фации составляет от 4 до 6 м, в Дискавери — не более 70 см. Эта фация представлена наиболее молодыми осадками, осаднение которых продолжается и в настоящее время. Илы очень жидкие, пропитаны рассолом, содержание которого варьирует от 90 до 96% по весу. Минеральная фаза состоит из находящихся в переменных соотношениях монтмориллонита и аморфного вещества. Установлено, что монтмориллонит содержит двух- и трехвалентное железо в октаэдрических позициях. Изучение его не закончено.

Как второстепенные компоненты отмечены сфалерит (до нескольких процентов), гётит и манганосидерит.

Гётит-аморфная фация включает в себе илы желтого и оранжевого цвета. Слои этих илов подстилают отложения фации железистого монтмориллонита в Атлантис-II и Дискавери, но распространены также и за их пределами. Д. Л. Бишоф отмечает, что слой аналогичного состава мощностью 1 см был обнаружен в 100 милях южнее впадины Атлантис-II. Мощность осадков этой фации в Атлантис-II около 1 м, но значительно возрастает в сторону силла, достигая здесь 4 м (керна 161 К). Во впадине Дискавери за исключением верхних 70 см железистого монтмориллонита вся колонка состоит из аморфных гидроокислов железа и гётита, сильно разубоженных детритовым материалом. Эти илы также пропитаны рассолом, но они несколько плотнее монтмориллонитовых; содержание рассола в них не превышает 80% (в мокром весе).

Основными компонентами осадков этой фации являются гётит и аморфные гидроокислы железа, находящиеся в различных пропорциях. Микроскопическое изучение показывает, что основная часть материала состоит из сферических частиц размером от 1 до 30 μ . В ряде проб (95 К, 118 К, 119 К) в ассоциации с гётитом найдены пирит, пирротин и мельниквит (грейгит). В некоторых пробах присутствует хорошо окристаллизованный лепидокрокит, а в образце керна 84 К из самой глубокой части впадины Атлантис-II лепидокрокит обнаружен в виде твердых корок. Д. Л. Бишоф предполагает, что в дальнейшем этот минерал может перейти в гематит в участках с повышенной температурой, оконтуривая выходы рассолов. Усредненные анализы осадков этой фации показывают преобладание в них Fe_2O_3 и SiO_2 .

Осадки сульфидной фации встречаются в виде непрерывного однородного черного слоя, выстилающего дно

впадины Атлантис-II. Мощность этого слоя точно не установлена, так как колонка 127 P пересекла приблизительно метровый слой, в основании которого лежит слой детритового материала. Осталось не выясненным — действительно ли здесь заканчиваются сульфидные отложения, или этот детритовый материал является прослоем в них, свидетельствуя о перерыве в разгрузке рассолов. Остальные три колонки вошли лишь в верхние 20 см сульфидных осадков.

Главными компонентами сульфидной фации являются: аморфный моносulfид железа, сфалерит и в меньших количествах халькопирит и пирит. Как единичные находки отмечаются барит и ангидрит.

Манганосидеритовая фация отмечается в виде тонких светло-желтых литифицированных слоев манганосидерита. Встречаются они отдельными участками в железисто-монтмориллонитовой и гётит-аморфной фациях в пределах впадины Атлантис-II. Манганосидерит хорошо окристаллизован и характеризуется промежуточным составом в изоморфном ряду сидерит—родохрозит.

Ангидритовая фация представлена локально проявляющимися во впадине Атлантис-II массивными белыми слоями мощностью до 20 см (колонки 120 K, 84 K и 127 P). Слои сложены очень чистым, хорошо окристаллизованным ангидритом.

Манганитовая фация также встречается локально в Атлантис-II и представлена слоем с мощностью, варьирующей от 15 до 50 см. Характерным минералом является хорошо окристаллизованный манганит, местами ассоциирующий с тодорокитом $(Mn, Mg, Ca, Ba, K, Na)_2 Mn_5O_{12} \cdot 3H_2O$ (колонка 128 P) и гроутитом $(MnO \cdot OH)$ (колонка 126 P). В одной из проб встречен вудреффит $(Zn, Mn)_2 Mn_5O_{12} \cdot 4H_2O$.

Таблица 22

Химический состав осадков основных фаций впадины Атлантис-II (в %)

Компоненты	Детритовая	Железистого монтмориллонита	Гётит-аморфная	Сульфидная	Манганитовая
SiO ₂	27,3	24,4	8,7	24,7	7,5
Al ₂ O ₃	8,4	1,7	1,1	1,5	0,7
Fe ₂ O ₃	6,5	37,1	64,2	24,3	30,5
FeO	1,4	11,7	2,7	13,4	0,4
Mn ₃ O ₄	0,6	2,1	1,1	1,1	35,5
CaO	23,6	4,8	3,4	2,5	2,9
ZnO	0,1	3,2	0,7	12,2	1,4
CuO	0,0	0,8	0,3	4,5	0,1
CO ₂	23,1	8,6	3,6	5,7	2,2
S	0,3	3,9	0,6	16,8	0,6

В табл. 22 приведены результаты химического анализа усредненных проб осадков основных фаций впадины Атлантис-II.

Таким образом, из рассмотренного выше вытекает заключение, что основным центром разгрузки термальных металлоносных рассолов является впадина Атлантис-II. Именно в ней фиксируется значительный тепловой поток и развиваются дальнейшие события: осаждение монтмориллонита, окислов Fe и Mn и сульфидов.

В целом накопление рудных осадков во впадинах Красного моря может рассматриваться как современные гидротермально-осадочные процессы рудообразования.

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ РАССОЛЫ И СОВРЕМЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ НА ЧЕЛЕКЕНЕ

На о. Челекене все кипит и бурлит. Всюду текут горячие источники, насыщенные разными солями.

А. Е. Ферсман

Термальные рассолы Челекена издавна привлекали внимание исследователей высокими температурами и своеобразным составом. Изучению этих вод посвящены работы Г. О. Смолко (1932), В. Б. Порфирьева (1933), Н. В. Тагеевой (1934), З. Я. Кравчинского (1957), В. В. Семеновича (1957, 1960). Вопросы современного минералообразования, связанного с разгрузкой термальных вод и рассолов на Челекене, хотя и затрагивались рядом исследователей (Иванов, 1909; Ферсман, 1929; Тагеева, 1934; Константинов, 1954), но должного освещения не получили. Исключительная яркость проявления этих процессов была отмечена А. Е. Ферсманом (1929), который, красочно характеризуя источники Челекена, писал: «Эта замечательная картина еще дополняется разнообразием осадков, отлагаемых горячими термами: то это ярко-красные или бурые осадки горячих источников..., то это сверкающие корочки серебристого колчедана, покрывающие все предметы, начиная с камней и облицовочных кирпичей и кончая канатами и деревянными частями срубов» (с. 114).

Детальные исследования по изучению процессов современного гидротермального минерало- и рудообразования на п-ове Челекен проводились автором с 1965 по 1971 г. включительно. Был собран и изучен большой минералогический материал, представленный современными датированными отложениями кальцита, барита, пирита, сфалерита, галенита и самородных свинца и меди (Лебедев, 1967_{1,2}, 1970, 1971, 1973). За указанный период проводились также исследования химизма и металлоносности рассолов (Лебедев, Бугельский, 1967, 1968 г.; Лебедев, Никитина, 1968) и форм нахождения тяжелых металлов в рассолах (Бугельский, Лебедев, Никитина и др., 1969; Лебедев, Никитина, 1971; Лебедев, Баранова, Никитина, 1971). Большое внимание было уделено режимным исследованиям рассолов и новообразованных минеральных фаз, проводившимся в тече-

ние 2,5 лет в стационарных условиях, а также изучению особенностей минерализации молодых по возрасту нарушенных зон Челекенской структуры.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЧЕЛЕКЕНСКОЙ СТРУКТУРЫ

Характеристика геологического строения п-ова Челекен приводится в основном по данным В. В. Вебера и К. К. Калицкого (1909, 1911), А. Б. Вистелиуса (1966), М. А. Романовой (1957), А. Б. Вистелиуса и М. Н. Романовой (1962), В. В. Семеновича (1956, 1960). Фундаментальные исследования указанных авторов являются основополагающими для описываемого района. Читателя, желающего более глубоко ознакомиться с вопросами стратиграфии, литологии и тектоники Челекена, мы отсылаем к работам этих исследователей.

Район п-ова Челекен приурочен к северной наиболее нарушенной части Западно-Туркменской впадины, выполненной мезозойскими, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными породами. Исключительно высокие темпы погружения в третичном и четвертичном периодах, отрицательные аномалии силы тяжести, интенсивное проявление новейшей, как пликативной, так и дизъюнктивной тектоники послужили Ю. Н. Годину (1958) основанием для отнесения впадины к альпийской геосинклинальной области.

Характерной особенностью Западно-Туркменской впадины является значительное развитие зон региональных нарушений, таких как Прибалханская и Кеймиро-Чикишлярская депрессии, Бугдайлинская депрессионная зона и др. В структурном плане п-ов Челекен относится к Челекено-Губкинскому поднятию, составляющему западную часть первой зоны тектонических поднятий Прибалханской депрессии.

Прибалханская депрессия составляет северную часть Западно-Туркменской впадины. Кайнозойские отложения этой депрессии собраны в складки с огромным количеством разрывных дислокаций. Складки хорошо выражены в рельефе в виде небольших возвышенностей. Первое расчленение разреза Челекена было произведено А. П. Ивановым (1901). Отложения, слагающие Челекен, были подразделены на четыре группы: бакинский ярус, апшеронский ярус, рыбные пласты (акчагыльский ярус), красноцветная толща. В. В. Вебер и К. К. Калицкий (1909, 1911) дополнили этот разрез вверх и вниз и выделили в нем ряд маркирующих горизонтов. В 1949 г. А. И. Смолко и Г. И. Попов провели границу между апшероном и акчагыльским ярусом несколько ниже. Вместо местных названий отложений А. В. Федоровым (1946) были введены общепринятые названия: хазарский, хвалынский и новокаспийский ярусы. Бакинский ярус, относимый В. Вебером и К. К. Калицким к неогену,

был отнесен к четвертичной системе. Ниже приводится современная схема стратиграфического расчленения отложений, слагающих п-ов Челекен (табл. 23), и краткая их характеристика (рис. 8).

Таблица 23

Схема стратиграфического расчленения отложений Челекена

Система		Ярус, толща	Подъярус	Суммированная мощность, м
Четвертичная		Новокаспийский Хвалынский Хазарский		60—70
		Бакинский	Верхний Нижний	180—250
Неогеновая	Плиоцен Мноцен (?)	Апшеронский	Верхний Средний Нижний	285—540
		Акчагыльский Красноцветная толща Отложения, подстилающие красноцветную толщу (?)		20—50 2100—2500

Отложения новокаспийского, хвалынского и хазарского ярусов представлены серыми грубыми песками, буровато-серыми и красноватыми глинами, часто известковистыми. Они морского и континентального происхождения. Развита на крыльях и периклиналях складки, слабо дислоцированы. Общая их мощность 60—70 м.

Распределение отложений бакинского яруса очень хорошо подчеркивает антиклинальный характер челекенской складки: они охватывают кольцом ее сводовую часть. Верхний подъярус состоит из красновато-бурых и зеленовато-бурых известковистых глин и серых мелкозернистых песчаников. Мощность бакинских отложений в обнажениях не более 180 м, а по данным бурения достигает 250 м. Полная мощность этого яруса, в результате трансгрессивного перекрытия его более молодыми отложениями, неизвестна. Породы рассматриваемого яруса перебиты сбросами. Для пород бакинского яруса характерным является тектоническое месиво, образованное при истечении песчаного и глинистого материала (Волин, 1957). Это конгломераты глин в песках или «инъекционные» скопления песков в глинах. Подобные текстуры наблюдаются также в породах апшеронского яруса и в красноцветных отложениях.

Отложения апшеронского яруса в плане как бы вставлены в кольцо бакинских отложений и охватывают непрерывной полосой выходы акчагыла и красноцветной толщи, частично они обрывками обнажаются в ряде тектонических блоков. Представлены они в основном серыми и коричневатыми плотными песчанистыми и известковистыми глинами с неясно выраженной слоистостью. Характерным для этого яруса является присутствие известняков-ракушечников и четырех горизонтов черных известковистых глин. В области разрывных нарушений они перематы в черную крупобразную массу. Мощность апшеронских отложений подвержена значительным изменениям по площади. По данным бурения, она достигает 540 м; в пределах восточной переклинали 410 м на северном крыле и 255 м на западной переклинали складки.

В районе древнего грязевого вулкана Алигул и ныне действующего вулкана, кратер которого занят оз. Розовый Порсугель, значительное место среди апшеронских отложений занимает грязе-вулканическая брекчия. В ее основании в урочище Алигул на породах нижнего апшеронского подъяруса несогласно залегают валуны и огромные глыбы пород, разнообразных по литологическому составу: оолитовые и кристаллические известняки, песчаники, крепкие мергели и глины палеогенового и мезозойского возраста.

Отложения акчагыльского яруса обнажаются отдельными пятнами, повторяющими кольцо апшеронских отложений, а также встречаются в виде обрывков в ряде тектонических блоков около оз. Розовый Порсугель и к северо-востоку от него. В отложениях акчагыльского яруса отсутствуют песчаные слои. Его разрез представлен слоистыми известковистыми зеленовато-серыми глинами, а в нижней части несколькими (не менее трех) прослоями белого и желтоватого вулканического пепла. Толщина слоев пепла от 3 до 15 см. Этому ярусу было дано название «рыбные пласты» (А. П. Иванов, 1901 г.) благодаря обилию позвонков рыб на выходах пластов. Мощность отложенный яруса 20—25 м, иногда она уменьшается до 3 м или возрастает до 50 м (район оз. Розовый Порсугель).

Отложения красноцветной толщи обнажаются в центральной части п-ова Челекен по простиранию складки на 16 км при ширине около 4 м. Они расположены внутри кольца, образуемого надкрасноцветными отложениями. Породы, слагающие красноцветную толщу, литологически однообразны и представлены чередованием песков, алевритов и глин. В верхах толщи имеются слои вулканического пепла. Мощность слоев этих пород колеблется от десятков метров до 1 см и менее. По простиранию они фациально изменчивы; мощные слои песков могут быстро выклиниваться, иногда же маломощные слои прослеживаются далеко по простиранию.

Подобная монотонность отложений и однообразие пластов

на фоне широкого развития дизъюнктивных дислокаций приводили к неудачам при неоднократных попытках стратиграфически расчленить и закартировать красноцветную толщу. (Иванов, 1901; Вебер, Калицкий, 1909 г.).

В 1953—1955 гг. А. Б. Вистелиусу и М. А. Романовой удалось расчленить обнаженную часть красноцветной толщи на шесть горизонтов при помощи методов крупномасштабной аэроъемки и скользящей корреляции, разработанных для этой цели А. Б. Вистелиусом, а также минералогического метода с дополнительным изучением петрографических и литологических свойств пород в выделенных горизонтах (Вистелиус, 1957; Романова, 1957; Вистелиус, Романова, 1962; Вистелиус, 1966). Были выделены (сверху вниз) шесть горизонтов.

Куртепинский горизонт представлен преимущественно песками. Пески однотипные и относятся к наиболее крупнозернистым разновидностям песков красноцветной толщи. Цвет их зеленоватый-серый. Характерно присутствие значительных количеств довольно крупных чешуек слюды. В подошве горизонта отмечается обогащение песков гальками серой глины. Мощность пород куртепинского горизонта от 29 до 70 м.

Карагельский горизонт. В верхней части горизонта преобладают глины и алевриты, а затем идет чередование песков, алевритов и глин. Мощности песчаных слоев широко варьируют (от 5 до 20 м) и по простиранию крайне непостоянны. В целом для горизонта характерно преобладание песков и алевритов над глинами. Общая мощность 114—159 м.

Кутубурунский горизонт отделяется от карагельского пачкой глин, ниже которой идут мощные слои песков и алевритов. Нижняя часть его представлена пачкой переслаивающихся глин и песков. В целом нижняя часть кутубурунского горизонта значительно более глинистая, чем верхняя. Общая мощность 116—168 м.

Кошаяусхинский горизонт характеризуется многочисленными глинистыми слоями, переслаивающимися с алевритами. Глинистость постепенно возрастает вниз и, достигнув максимума в центральной части толщи, постепенно падает. Тем не менее как в центральной (наиболее глинистой) части, так и в подошве горизонта отмечаются мощные песчаные пласты. Мощность горизонта от 45 до 71 м.

Кишмишлинский горизонт имеет в верхней части переслаивание песков, алевритов и глин; ниже повышается песчаность — отмечаются два мощных (20 м) слоя песка, разделенных пачками алевритов. Мощность отложений горизонта 54—84 м.

Кушкулзланский горизонт. Установлены только верхи, характеризующиеся резким преобладанием глин и алевритов. Видимая мощность от 5 до 39 м. Общая мощность отложений 540 м.

Верхние три горизонта обладают повышенной песчанистостью, по сравнению с тремя нижними. Верхняя часть каждого горизонта обогащена глинами, а нижняя — песчанистым материалом, за исключением куртепинского, который в целом имеет повышенную песчанистость.

Пески представлены тонкозернистыми разностями, окрашенными в зеленоватые и сероватые тона. Для красноцветной толщи также характерно широкое развитие алевритов. Они тонкозернистые и имеют белый и лиловый цвет. Пески и алевриты в большинстве случаев не сцементированы. Карбонатность несцементированных пород достигает 15—20%. Основной минеральный состав песчано-алееритовых пород следующий: кварц, полевой шпат, слюда и амфиболы. М. А. Романова (1957), проводившая минералогическое исследование этих пород, установила до 62 минералов. В тяжелой фракции песчанистых пород установлены значительные количества гранатов, циркона, ильменита и рутила. Некоторые минералы оказались важными для установления областей питания продуктами размыва, формирующих красноцветную толщу Челекена. В табл. 24 приведены результаты полуколичественного спектрального анализа некоторых минералов из песков и алевритов, заимствованные из работы А. Б. Вистелиуса (1966).

Помимо выше указанных минеральных компонентов пески и алевриты красноцветной толщи содержат значительное количество обломков пород гранитоидов, микродиабазов, плагиоклазовых и пироксеновых порфиритов, кварц-серицитовых сланцев, известняков и кремней.

Среди глин можно выделить два основных типа: шоколадно-бурые восковидного облика и кирпично-красные. На контакте глин с песками, а также в приразломной зоне некоторых разрывных нарушений они переходят в голубоватые разности. Исследования, проведенные А. Б. Вистелиусом (1966), показали примерно одинаковое содержание закисного железа в краснобурых и голубоватых глинах и резко пониженное содержание окисного железа в последних, что связано с процессами выноса железа из глин при взаимодействии их с мигрирующими водами. Этот процесс происходит и в настоящее время. В табл. 25 приведен химический состав некоторых разновидностей глин, по А. Б. Вистелиусу (1966).

Все выше сказанное о красноцветной толще относилось к верхам ее, непосредственно обнажающимся в центральной части Челекена. Породы низов красноцветной толщи исследовались по кернам, боковым грунтам и по данным электрометрических исследований скважин. Отложения нижнего красновата по своему характеру не отличаются от обнажающегося. И лишь в самом низу красноцветной толщи имеются прослои, обогащенные ангидритом и анкеритом. В целом, для всей толщи песчанистость убывает сверху вниз. При этом она равна: в верх-

Результаты спектрального анализа некоторых минералов из песков красноцветной толщи (в %). По А. Б. Вистелиусу

Элемент	Мусковит чистый	Мусковит с включениями	Циркон	Ильменит	Гранат чистый	Гранат с включениями	Рутил	Роговая обманка
Al	Преобладает	Преобладает	0,03	0,03—0,1	Преобладает	Преобладает	0,01—0,03	3—10
Mg	0,3—1	0,3—1	0,03	0,03	1—3	1—3	0,1	1—3
Ca	≤ 0,03	0,1—0,3	?	0,03—0,1	1—3	1—3	0,1	1—3
Fe	0,3—1	1—3	0,01	Преобладает	10	10	0,3—1	3—10
Mn	0,003—0,1	0,01—0,03	0,001—0,003	0,3—1	3—10	3—10	0,03—0,1	0,1—0,3
Ni	—	—	—	—	—	—	—	0,003—0,01
Co	—	Следы?	—	—	0,001?	0,001	—	0,001
Ti	0,1	0,1—0,3	0,001?	Преобладает	0,001—0,003	0,001—0,003	Преобладает	1—3
V	0,003	0,01—0,03	—	0,01—0,03	0,003—0,01	0,01?	0,1—0,3	0,001—0,03
Cr	—	?	—	0,1—0,3	0,01	—	0,03—0,1	0,1
Zr	0,001	≤ 0,01	Преобладает	0,01?	0,01—0,03	0,01—0,03	0,03—0,1	0,01
Nb	0,01	0,01—0,03	—	0,01?	—	—	0,03—0,1	—
Be	≤ 0,001	0,001	0,001?	—	—	—	—	Следы
Cu	≤ 0,001	0,001	—	0,001	Следы	0,001	0,001?	0,001
Pb	—	Следы?	0,001—0,003	0,001—0,003	0,001	0,003	0,001—0,003	0,001
Zn	—	—	—	0,1?	0,1	0,1	—	0,1?
Sn	0,003	0,003—0,01	0,003	—	—	—	0,003—0,01	0,001?
Tl	—	—	0,003—0,01	0,003	—	0,003	0,01—0,03	—
Ga	0,003	0,003—0,01	—	—	?	0,001	—	0,003
Ba	≤ 0,003	0,1—0,3	0,03—0,1	—	—	—	—	0,03
Na	0,1—0,3	0,3—1	—	—	—	—	—	0,1—0,3
K	1—3	3—10	—	—	—	—	—	—
Li	≤ 0,03	0,03	—	—	—	—	—	—
Se	≤ 0,001	0,001	0,003?	—	0,01—0,03	0,01	0,001	—
P	—	—	0,3—1	—	—	—	—	0,001
Y	—	—	0,03—0,1	—	0,03—0,1	0,03—0,1	—	0,001
Ge	—	—	—	—	0,001	0,003	—	0,001

ней части 60—62%, в средней — 50% и в нижней — 40% и менее. Общая мощность красноцветной толщи достигает 2500 м.

Таблица 25

Химический состав глин верхнего отдела красноцветной толщи (в %). По А. Б. Вистелиусу.

Компоненты	Бурая глина		Зеленовато-бурая глина		
SiO ₂	43,43	47,69	50,99	51,39	48,20
TiO ₂	0,32	0,36	0,52	0,58	0,78
Al ₂ O ₃	17,39	18,07	17,76	19,71	18,55
Fe ₂ O ₃	10,56	10,64	1,95	4,51	4,37
FeO	1,80	2,11	4,26	1,90	1,78
MnO	0,10	0,05	0,03	0,03	0,03
CaO	2,82	0,69	0,80	0,66	2,10
MgO	4,83	4,11	4,30	3,84	3,18
K ₂ O	3,70	4,20	3,94	4,51	3,56
Na ₂ O	0,34	0,22	0,36	0,00	0,60
П. п. п.	9,00	7,74	9,97	6,75	12,70
H ₂ O гигр.	5,21	3,93	5,32	6,09	4,50
С у м м а	99,50	99,81	100,20	99,97	100,35

Отложения, подстилающие красноцветную толщу в изученной части, сложены глинами, ариллитами, алевролитами и песчаниками.

В разрезе Челекена отмечаются следующие угловые и стратиграфические несогласия: 1) следы размывов в красноцветной толще; 2) стратиграфическое несогласие между красноцветной толщей и акчагылом; 3) слабое угловое несогласие в нижнем апшероне; 4) резкое угловое несогласие между нижним и средним апшероном; 5) угловое несогласие между средним и верхним апшероном; 6) резкое несогласие и крупный размыв между апшеронским и бакинским ярусами; 7) следы размыва в бакинском ярусе; 8) ряд несогласий в постплиоценовых отложениях.

Общая мощность всех изученных комплексов Челекена превышает 3000 м, из которых на долю красноцветных отложений приходится 2500 м.

Поскольку Челекенская брахиантиклиналь является одной из локальных структур Прибалханской депрессии, следует отметить, хотя бы в самых общих чертах, особенности ее строения. Тем более, что имеются достаточно аргументированные данные (Бескровный и др., 1963) о пространственном совпадении большинства локальных структур этой депрессии с зоной Центрально-Прибалханского разлома.

Прибалханская депрессия приурочена к северной части Западно-Туркменской впадины. Ее северной границей является Кубадаг-Большебалханский мегантиклинорий, а южная ориентировочно проходит по широте грязевого вулкана Гограньдаг.

Сейсмическим зондированием установлено, что кристаллический фундамент (палеозойский?) в восточной части депрессии находится на глубине 14 км и резко поднимается по направлению к Большому Балхану и более постепенно в сторону Копетдага. Подобное асимметричное строение Прибалханской депрессии подтверждается и данными гравиметрии, и к югу от Кубадага и Большого Балхана отмечается резкое падение значений силы тяжести, а к югу от оси депрессии (в сторону Копетдага) возрастание значений силы тяжести происходит постепенно. Н. С. Бескровный, С. Д. Гемпт и Т. В. Шварц отмечают, что наиболее отчетливо Прибалханская депрессия фиксируется по поверхности Мохоровичича и по кровле кристаллического фундамента. По этим данным Прибалханская депрессия является одним из тектонических элементов Апшероно-Прибалханского мобильного пояса. Этот пояс соответствует вытянутому глубокому парагеосинклинальному прогибу в земной коре. Исключительная роль в формировании Прибалханской депрессии отводится Красноводско-Балханскому глубинному шву и Центрально-Прибалханскому глубинному разлому. По данным Б. А. Петрушевского и И. А. Резанова (1954 г.), глубина заложения Красноводско-Балханского шва значительно ниже подошвы материковой коры и проникновение его в верхнюю мантию не вызывает сомнений.

Необходимо подчеркнуть, что один из крупнейших разломов, приуроченных к глубинному шву, — Балханский (с амплитудой в несколько километров) относится к ныне живущим разломам (Г. П. Горшков, 1953 г.).

Челекенская складка — крупнейшая в Прибалханской депрессии. Ее длина, по данным сейсморазведки, свыше 35 км, ширина 15 км, высота 1700 м. Она простирается с запад-юго-запада на восток-северо-восток. Складчатая структура Челекена осложнена огромным количеством (многие сотни) сбросов. Среди них можно выделить сбросы северо-западного простиранья и параллельные оси складки. Сбросы неоднородны также и по величине смещения. Имеются сбросы с амплитудой смещения до десятков и сотен метров и мелкие — со смещениями в несколько сантиметров. Среди первых выделяются несколько особенно крупных сбросов, определивших современный облик Челекена.

Наиболее существенным является система Главного Челекенского сброса (выделенная еще в 1901 г. А. П. Ивановым), протягивающаяся от восточной периклинали через весь свод на запад. Она делит складку на северо-восточное крыло, присводовую часть и юго-восточное крыло. Ею обусловлено возникновение трех грязевых вулканов (с запада на восток): Западный Порсугель, Алигул и Розовый Порсугель. Вторая система особенно ярко проявлена на западе складки и имеет северо-западное простиранье. Здесь выделяются Алигул-Куртепинский сброс,

отделяющий Западную периклиналь от остальной части складки, и Мирзабекская система сбросов, отсекающая эту периклиналь с юго-запада. В присводовой части выделяются шесть следующих районов: 1) западный Челекен; 2) район грязевого вулкана Алигул; 3) площадь между Алигулом и Чохраком; 4) возвышенность Чохрак; 5) район оз. Розовый Порсугель; 6) Восточная периклиналь.

Западный Челекен имеет сложное строение: Алигул-Куртепинская и Мирзабекская системы сбросов образуют сложный грабен. В его центре расположен грязевой вулкан Западный Порсугель, кратер которого занят озером. Это озеро находится в депрессионной воронке, отделенной от смежных тектонических блоков сбросами, образующими кольцевую систему. Внутри ее пласты погружаются к центру. Простираение пластов и сбросов в восточной части грабена северо-западное (падение пластов на северо-восток) и счет простираение складки. Этот факт объясняется деятельностью грязевых вулканов Западный Порсугель и Алигул, начавшейся после образования крупных и мелких сбросов в бакинское время. В результате было вынесено большое количество материала, что вызвало шарнирное опускание тектонических блоков и изменение падения с северо-запада на северо-восток.

Смещение отдельных блоков по сбросам сопровождалось и другими формами вторичного тектогенеза. Пласты соскальзывали друг относительно друга по падению с образованием мелких складок и разрывов, с выжиманием пластических масс в зоны пониженных давлений. Эти процессы сопровождались явлениями выполнения зияющих разрывов (нептунические дайки), расползания и раздавливания слоев, выжимания пород на поверхность, прогибания слоев и текстурных изменений слоистых отложений (Волин, 1957).

Район древнего грязевого вулкана Алигул расположен к востоку от Западного Челекена и представляет собой изрезанную оврагами столообразную возвышенность, окруженную со всех сторон относительно погруженными участками. Этот район неоднократно привлекал внимание геологов своеобразием строения и слагающими его породами. Среди пород плиоцена и постплиоцена выделяются зеленоватые породы, чуждые по своему облику Челекену и всей Прибалханской депрессии.

Исследования показали, что извержения вулкана начались в нижнем апшероне. Причиной этого явились глубокие сбросы, по которым на поверхность вырвались массы газа, воды и пород. В первые моменты на поверхность были вынесены крупные глыбы пород, за ними последовали массы сопочной брекчии, которые разносились на большие расстояния и инъецировались в трещины (нептунические дайки). В строении этого района наблюдается много общего с Западным Челекеном. Здесь также

имеется опускание тектонических блоков к Алигулу, наличие в центральных блоках падения пород к Алигулу и большое количество сбросов и трещин.

Восточнее района Алигул протягивается юго-восточное крыло складки. Большая часть его занята надкрасноцветными отложениями. В северной части резко выделяются в рельефе обнажения красноцветной толщи. Почти всегда отмечается тектонический контакт красноцветной толщи с более молодыми слоями. Площадь, занятая надкрасноцветными отложениями, нарушена сбросами в незначительной степени, причем сбросы параллельны Алигул-Куртепинскому сбросу. В них опущенными являются крылья, обращенные к Алигулу. По-видимому, сбросы этого направления образованы в результате деятельности Алигула и опускания по Алигул-Куртепинскому сбросу.

На площади между Алигулом и Чохраком обнажаются породы красноцветной толщи, контактирующие на юге по сбросам с надкрасноцветными отложениями. Для этой площади характерны продольные сбросы с небольшой амплитудой (только один сброс имеет амплитуду 300—400 м). Количество сбросов здесь уменьшается к северу. В северной части этого участка прослеживается всего несколько сбросов с амплитудой 1,5—2 м. Падение слоев здесь северо-западное.

Возвышенность Чохрак сложена породами красноцветной толщи. Для нее характерно широкое развитие продольных сбросов, большинство которых затухает с востока на запад. На крайнем юго-востоке этого участка развиты крупные разломы, сильно смещающие блоки красноцветных отложений. Падение слоев в этих блоках на юг под углом 10 и 20°. В других частях Чохрака падение пород на северо-запад.

Район оз. Розовый Порсугель расположен к северу от Чохрака и по строению во многом схож с Западным Челекеном и Алигулом. Здесь обнаруживается специфическая кольцевая структура. Слои в этой структуре многократно повторяются с сохранением падения слоев и центров кривизны сегментов полуколец, окружающих озеро. Последние располагаются в центре структуры, в котором находится озеро. По данным бурения, воронка концентрического сложения вокруг озера сохраняется только в верхней части разреза, а на больших глубинах она исчезает.

От озера Розовый Порсугель на восток протягивается грабен, переходящий в Восточную периклиналь. Опускание на юго-восток происходит по ряду сбросов, имеющих амплитуды в 100—150 м. Сбросы разбивают восточную периклиналь на узкие блоки, простирающиеся от озера на восток-северо-восток, причем чем ближе эти блоки расположены к озеру, тем более они погружены. На восток-северо-востоке многие сбросы затухают. В районе оз. Розовый Порсугель и к востоку от него

широкое распространение имеют красноцветные отложения с общим падением слоев на северо-запад.

Из всего сказанного следует, что падение пластов на площади выходов красноцветных отложений (кроме крайнего юго-востока) моноклиналиное на северо-запад.

Северо-восточное крыло складки характеризуется развитием сбросов в пределах выходов красноцветных отложений. В других частях этого крыла из-за недостаточности данных проследить тектонические нарушения не удается.

Изучение красноцветной толщи А. Б. Вистелиусом и М. А. Романовой показало чрезвычайно широкое распространение в ней разрывных нарушений, разбивающих красноцветную толщу на множество тектонических блоков. Наблюдаются все виды разрывов от крупных зон дробления и до микросбросов. Наиболее крупные разломы удается проследить на 10—15 км, но чаще они ветвятся и переходят один в другой. Широко развито оперение крупных сбросов более мелкими. Линии разрывов часто повторяют друг друга, располагаясь параллельно на расстоянии от десятков сантиметров до нескольких метров, с образованием зон разрывов до 50 м мощностью. Тектонические блоки, как правило, не деформированы. В открытые трещины часто внедряется гидропластический песок (Волин, 1957). Большая часть разрывных нарушений минерализована. Разгрузка глубинных вод по тектоническим нарушениям происходит и в настоящее время.

Исследования, проведенные В. М. Будько (1958), показали, что наибольшая густота разрывов приходится на северо-восточную часть юго-восточного крыла складки, большая часть разрывов имеет юго-юго-восточное падение и значительно меньшее количество имеет падение на северо-запад и что наиболее распространенными углами падения являются углы от 50 до 80°. Амплитуда сбросов меняется от сотен метров до сантиметров. Один и тот же разлом может формировать несколько тектонических блоков. Причем перемещение тектонических блоков в крыльях разлома происходит более или менее самостоятельно. Каждый из опущенных блоков образует как бы отдельный фестон, соединение которых друг с другом дает общую линию разлома, и фестончатые формы сброса особенно развиты на южной части складки с центром кривизны, обращенным на юг.

Количество сбросов в красноцветной толще в десятки раз превосходит количество их в апшеронских и бакинских отложениях. При этом ряд сбросов сечет одновременно и красноцветную толщу и бакинские слои. Эти сбросы имеют большую амплитуду (так как приводят в соприкосновение бакинские и красноцветные слои) и протягиваются на многие сотни метров, имея различные простирания. Из этого следует естественный вывод: эти сбросы являются характерными и основная масса

разрывов имеет послебакинский возраст (Вистелиус и Романова, 1962).

Наблюдения над сбросами позволяют заключить, что в их формировании существовало несколько этапов. При этом до начала формирования более молодых сбросов успевала произойти минерализация более древних. По исследованиям А. И. Смолко (1936), возраст новейших сбросов не старше верхнечетвертичных отложений, а М. К. Мирзаханову удалось обнаружить сброс, образование которого происходит и в настоящее время.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Челекенский п-ов изобилует высокоминерализованными термальными водами. Водопроявления многочисленны и весьма разнообразны по характеру, это источники, озера грязевых вулканов, воды буровых скважин.

Многочисленные источники представлены следующими типами: 1) высачивающимися из обнажающихся песчаных водоносных слоев; 2) приуроченными к сбросовым трещинам; 3) техногенными, возникающими около глубоких скважин, в результате их закупорки. Большое разнообразие наблюдается и в составе вод источников. Отмечаются следующие источники: термальных рассолов с повышенным содержанием железа (источники урочища Хораз); 2) многочисленные сероводородные источники Южного и Юго-Восточного Предчохрачья; углекислые источники в районе угасшего грязевого вулкана Алигул; сероводородные и водонефтяные источники в пределах Алигул-Куртепинской системы нарушений и многие другие.

Мощными водопроявлениями являются грязевые вулканы Западный и Розовый Порсугель. В результате деятельности этих вулканов разгружаются воды наиболее глубоких водоносных комплексов.

Воды, вскрываемые буровыми скважинами, приурочены к водоносным толщам, которые подразделяются на три водоносных комплекса: 1) водоносный комплекс пород Апшеронских отложений; 2) водоносный комплекс пород верхнего отдела красноцветной толщи (металлоносные рассолы); 3) водоносный комплекс пород среднего и нижнего отделов красноцветной толщи.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ АПШЕРОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Подземные воды апшеронских отложений по запасам крайне незначительны и приурочены к одному из песчаных пластов в серии пород этого возраста. Выходы на поверхность этих вод контролируются обнаженностью указанного пласта и наблюдаются в виде источников в Южном и Юго-Восточном Предчохрачье. Здесь на ровном пространстве, в южном направлении, постепенно переходящем в солончак, располагаются группы невысоких округлых бугров, на которых наблюдаются многочисленные источники. Характерно строго линейное их расположение. Преобладают многочисленные слабо сочащиеся источ-

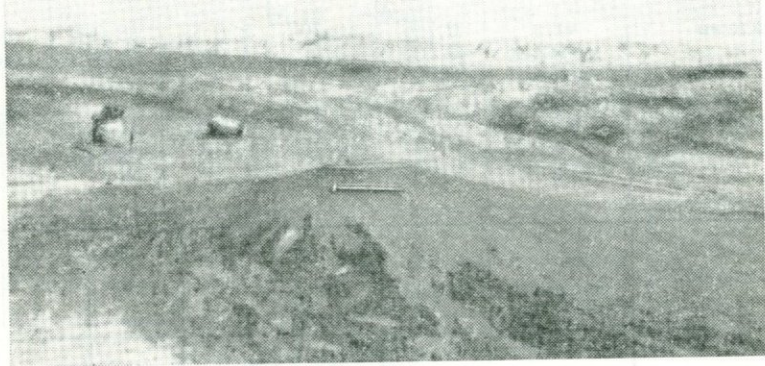


Рис. 9. Грифон с конусообразной постройкой (Юго-Восточное Предчочраче).

соответственно от 5 до 50 см в диаметре. Непрерывного излияния воды из грифонов не наблюдается. Оно происходит в периоды бурного выделения газов, в составе которых преобладают углеводороды; сероводород отсутствует. Температура вод этих источников не превышает 25—26° (при температуре воздуха 25—30°). Минерализация вод невелика (35—40 г/л). Химический состав вод апшеронских отложений приведен в табл. 26.

Воды практически не содержат металлов и поэтому детально не исследовались.

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ РАССОЛЫ

Основные водоносные горизонты на Челекене приурочены к породам красноцветной толщи. Породы нижнего и среднего отделов этой толщи, отличающиеся существенным преобладанием глин, характеризуются наименьшей обводненностью по сравнению с породами верхнего отдела толщи. По данным В. В. Семеновича, процент песков в верхнем отделе достигает 60—62, в среднем он близок к 50, а в нижнем варьирует от 40

Источники	Единицы измерения	Li	Rb	Cs	K	Na
Большой	мг/л	0,75	0,35	< 0,15	33,0	8020
	мг-экв/л	0,108	0,0	0,0	0,846	348,7
	экв. ‰	0,02	—	—	0,16	64,10
Западный	мг/л	0,725	0,70	< 0,12	33,0	9400
	мг-экв/л	0,105	0,0	0,0	0,846	408,7
	экв. ‰	0,02	—	—	0,16	74,54
Пульсирующий	мг/л	0,725	0,70	< 0,12	32,0	8840
	мг-экв/л	0,105	0,0	0,0	0,820	384,4
	экв. ‰	0,02	—	—	0,16	74,64

Источники	Единицы измерения	Сумма катионов	Cl	Br	I	SO ₄	HCO ₃
Большой	мг/л	10 944,85	17 600	66,60	21,16	4,11	116,90
	мг-экв/л	542,627	496,65	0,834	0,167	0,086	1,90
	экв. ‰	99,30	99,00	0,169	0,038	0,023	0,381
Западный	мг/л	11 816,88	20 200	69,40	21,16	4,94	131,00
	мг-экв/л	549,757	567,00	0,865	0,167	0,103	2,16
	экв. ‰	100	99,30	0,150	0,038	0,025	0,397
Пульсирующий	мг/л	11 030,62	18 450	53,40	33,80	4,93	126,88
	мг-экв/л	514,689	519,75	0,680	0,266	0,103	2,08
	экв. ‰	99,85	99,00	0,124	0,050	0,025	0,396

до 30. Как отмечалось выше, различные горизонты верхнего отдела красноцветной толщи также крайне неоднородны по соотношению песчаных и глинистых пород. Так, например, Куртепинский горизонт представлен более чем на 85% (песчанистыми породами, тогда как для Кушкузланского характерно преобладание глин и алевролитов.

Разведочными и эксплуатационными буровыми работами в верхнем отделе красноцветной толщи выделены двенадцать водоносных горизонтов, мощность которых определяется мощностью песчаных пород и варьирует от 20 до 100 м и более. Основные водоносные горизонты были обстоятельно охарактеризованы З. Я. Кравчинским (1957). Их краткая гидрогеологическая характеристика, по данным этого автора, приведена в табл. 27.

апшеронских отложений

Ca	Mg	Fe ²⁺	Fe ³⁺	As	Pb	Cu	Zn	Cd
1378	1508,0	2,31	1,44	0,05	Нет	Следы	Нет	Нет
68,85	123,93	0,118	0,075	—	—	—	—	—
12,41	22,61	—	—	—	—	—	—	—
1563,1	792,8	0,22	26,19	0,025	Нет	0,004	Нет	Нет
73,5	65,2	0,0	1,406	—	—	—	—	—
13,47	11,83	—	—	—	—	—	—	—
1472,9	673,7	5,34	5,06	0,075	Следы?	Следы	Следы	Нет
73,5	55,4	0,190	0,274	—	—	—	—	—
14,27	10,76	—	—	—	—	—	—	—

H ₂ BO ₃	Сумма анионов	CO ₂	H ₂ S	pH	Eh, мВ	t°, C
67,10	17 875,87	36,96	Не обн.			
1,105	500,742	—	—	7,50	+260	25,0
0,231	99,9	—	—			
82,40	20 508,90	42,30	Не обн.			
1,360	571,655	—	—	7,30	+340	24,0
0,235	100,6	—	—			
101,00	18 770,01	64,60	Не обн.			
1,660	524,539	—	—	7,35	+200	25,0
0,320	99,9	—	—			

В результате значительной тектонической нарушенности структуры все указанные водоносные горизонты гидродинамически взаимосвязаны. Эта взаимосвязь проявляется не только в пределах верхнего отдела толщи: посредством более глубоких нарушений термальные воды нижнего и среднего красноцвета поступают и подпитывают водоносные горизонты верхнего отдела, а также разгружаются на поверхности (грязевые вулканы Западный и Розовый Порсугель). Подобная гидродинамическая связь между водами нижнего, среднего и верхнего отделов красноцветной толщи отмечалась многократно многими исследователями. Так, В. В. Семенович (1960) отмечает фильтрацию гидрокарбонатно-натриевых вод из кратерных каналов озер в песчаные пласты верхнего отдела красноцветной толщи. Н. С. Бескровный, С. Д. Гемпт и Т. В. Шварц (1963), подчеркивая

Гидрогеологическая характеристика основных водоносных горизонтов

№ горизонта	Литология водоносного горизонта	Мощность, м	Пористость песков, %	Проницаемость, дарси	Водонасыщенность, %
1	Переслаивание светло-серых и коричневато-серых песков с плотными известковистыми глинами; пески преобладают (до 70%)	60—110	31,6	—	63—85,9
2	Светло-серый зеленоватый известковистый песок, чередующийся с маломощными прослоями серых плотных глин	53—80	31,09	0,220	73,2—89,9
3	Мелкозернистые светло-серые известковистые пески с пропластками светло-коричневых мергелистых глин	44—60	33,8	0,342	—
4	Пески от светло-серых до светло-коричневых; чередуются с красновато-коричневыми глинами	65—110	32,6	0,226—1,100	65,56—94,80
5	Два пласта мелкозернистых коричневато-серых песков, разделенных прослоем темно-коричневой глины	18—36	34,27	—	80,79—100
6	Светло-серые пески с прослоями коричневых глин	25	35,6	0,250—0,354	87,00—100
7	Пески светло-серые с зеленоватым оттенком чередуются с пропластками темно-коричневой глины; пески преобладают (до 80%)	40—50	33,9	0,278—0,363	83,92—92,6
8	Переслаивание светло-коричневых мелкозернистых песков с плотными коричневыми известковистыми глинами	25	30,9	0,149—0,870	64,3—86,09
9	Переслаивание серых и темно-коричневых известковистых песков с плотными известковистыми глинами	30	33,12	0,314	53,2—90,3
10	Чередование зеленовато-серых глинистых песков с темно-коричневой глиной	—	—	—	—

исключительно важную роль глубинных разломов в формировании нефтяных залежей Западной Туркмении, убедительно иллюстрируют закономерности миграции термальных вод из глубин в верхние структурные этажи красноцветной толщи.

Гидродинамическая связь водоносных горизонтов красноцветной толщи в различных участках Челекенской антиклинальной структуры проявляется неодинаково. Наиболее ярко она проявляется в сводовой части структуры и в районах действия граzeвых вулканов.

Для всех водоносных горизонтов верхнего отдела красноцветной толщи отмечается высокая температура подземных вод: от 40 до 80° на выходе из скважин и до 98° на глубине (XI водоносный горизонт). Наиболее высокие температуры вод (67—81°) отмечаются в скважинах, дренирующих различные водоносные горизонты в районах наиболее крупных тектонических нарушений — система Главного Челекенского сброса и Алигул-Куртепинская система.

Значения рН в водах всех горизонтов изменяются в незначительных пределах от 5,5 до 6,6; значения Eh составляют обычно +125 мВ, +175 мВ в пробах, отобранных на устье скважин, и +50, +140 мВ на глубине. Подобные значения окислительно-восстановительного потенциала свидетельствуют о слабовосстановительной среде. Это подтверждается и газовым составом вод всех горизонтов, в котором преобладают углеводороды (табл. 28). В водах многих скважин, дренирующих различные горизонты, часто присутствует сероводород, что сопровождается резким снижением значений Eh до —30 мВ, —100 мВ, т. е. отмечается более восстановительная обстановка. В ряде

Таблица 28

Общий анализ газа из вод верхнего отдела красноцветной толщи (в объем. %). Анализы выполнены в газовой лаборатории ИГЕМ АН СССР под руководством М. М. Элинсон

Место отбора	CO ₂	H ₂ S	O ₂	H ₂	CO	CH ₄	C ₂ H ₂	N ₂
Западная периклиналь, I водоносный горизонт, скв. V-1	2,7	1,3	0,0	7,2	0,0	56,0		32,2
То же, VII водоносный горизонт, скв. Г-10	1,6	—	0,0	37,6	0,0	44,6	4,2	12,0
То же, IX водоносный горизонт, скв. Р-152	1,6	—	0,0	1,2	0,0	61,6	7,2	28,4
Юго-восточное крыло, VIII водоносный горизонт, скв. 3-75	0,8	—	0,0	29,6	0,0	6,92	0,68	62,0
То же, X водоносный горизонт, скв. Э-116	1,6	—	0,0	42,0	0,0	15,12	2,88	38,4

Химический состав рассолов основных водоносных гори

№ п/п	№ скважины	Водоносный горизонт	Li			Rb	Gs
			мг/л	мг-экв/л	экв-%	мг/л	мг/л
1	Э-81	II	8,50	1,22	0,03	1,00	0,00
2	Э-99	III	6,60	0,95	0,02	0,20	0,00
3	Э-87	IV	7,00	1,01	0,02	1,00	0,00
4	Э-93	V	8,50	1,21	0,03	0,60	0,00
5	Э-105	VI	7,90	1,13	0,02	0,20	0,00
6	Э-79	VII	7,90	1,13	0,02	0,70	0,00
7	Э-75	VIII	6,42	0,92	0,02	0,50	0,00
8	Э-110	IX	8,00	1,14	0,03	0,90	0,00
9	Э-116	X	7,90	1,13	0,02	1,00	0,00
10	Г-30	XI	7,50	1,07	0,03	0,90	0,00
11	Г-37	XI	9,75	1,39	0,03	0,20	0,00

№ п/п	№ скважины	Водоносный горизонт	Ca			Sr		
			мг/л	мг-экв/л	экв-%	мг/л	мг-экв/л	экв-%
1	Э-81	II	22 942	1147,1	24,71	825	18,7	0,40
2	Э-99	III	21 898	1094,9	23,33	750	17,1	0,36
3	Э-87	IV	21 660	1083,0	22,34	745	17,0	0,35
4	Э-93	V	17 740	1088,7	23,02	758	17,3	0,37
5	Э-105	VI	22 088	1104,4	22,90	814	18,6	0,39
6	Э-79	VII	18 732	936,6	19,91	585	13,4	0,28
7	Э-75	VIII	19 410	970,5	20,33	635	14,5	0,30
8	Э-110	IX	19 930	996,5	21,97	593	13,5	0,30
9	Э-116	X	19 708	985,4	21,48	636	14,6	0,32
10	Г-30	XI	20 200	1010,1	24,16	652	14,9	0,33
11	Г-37	XI	21 006	1050,3	24,41	865	19,7	0,46

№ п/п	№ скважины	Водоносный горизонт	Mn			Ni
			мг/л	мг-экв/л	экв-%	мг/л
1	Э-81	II	48,0	1,75	0,04	<0,3
2	Э-99	III	50,5	1,84	0,04	0,80
3	Э-87	IV	43,0	1,75	0,04	0,46
4	Э-93	V	48,5	1,76	0,04	<0,3
5	Э-105	VI	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,30
6	Э-79	VII	23,0	0,83	0,02	<0,3
7	Э-75	VIII	10,8	0,39	0,01	~1,0
8	Э-110	IX	42,6	1,55	0,03	0,33
9	Э-116	X	46,5	1,70	0,04	0,33
10	Г-30	XI	42,0	1,53	0,04	0,33
11	Г-37	XI	38,8	1,41	0,03	<0,3

зонтов юго-восточного крыла Челекенской антиклинали

К			Na			Mg		
мг/л	мг-экв/л	экв-%	мг/л	мг-экв/л	экв-%	мг/л	мг-экв/л	экв-%
620	15,90	0,34	73 430	3190	68,72	3232,5	266,6	5,74
560	14,32	0,31	75 500	3280	69,89	3456,0	283,2	6,03
620	15,90	0,33	79 290	3440	70,96	3490,0	288,3	5,94
560	14,40	0,30	76 430	3320	70,23	3426,0	283,2	5,99
400	10,23	0,21	79 330	3450	71,54	2901,2	237,8	4,93
650	16,70	0,36	82 060	3520	74,82	2621,7	215,0	4,57
590	15,09	0,32	84 670	3530	73,95	2931,4	241,1	5,05
580	14,90	0,33	75 430	3280	72,33	2755,0	226,6	5,00
490	12,60	0,27	76 140	3320	72,35	3080,2	252,5	5,50
460	11,80	0,28	67 080	2920	69,86	2698,6	219,7	5,26
390	9,97	0,23	67 290	2930	68,10	3502,9	289,4	6,73

Ba	Fe ²⁺			Fe ³⁺			Al
	мг/л	мг/л	мг-экв/л	экв-%	мг/л	мг-экв/л	
18,0	18,3	0,65	0,01	1,17	0,06	0,001	0,035
15,5	16,6	0,59	0,01	3,73	0,20	0,004	0,054
14,0	24,0	0,86	0,02	1,16	0,06	0,001	0,060
7,5	22,0	0,79	0,02	1,83	0,10	0,002	0,060
25,0	10,0	0,36	0,01	1,37	0,08	0,002	0,044
25,0	22,5	0,81	0,02	1,06	0,06	0,001	0,039
25,0	20,0	0,72	0,02	2,46	0,13	0,003	0,035
25,0	11,6	0,42	0,01	1,32	0,07	0,002	0,035
22,0	11,2	0,41	0,01	2,85	0,16	0,003	0,035
20,0	16,7	0,60	0,01	1,25	0,07	0,001	0,035
22,0	7,5	0,27	0,01	1,92	0,10	0,002	0,050

Cu	Zn	Cd	Tl	Pb	As	Mo	Сумма катионов, мг-экв/л
мг/л	мг/л	мг/л	мг/л	мг/л	мг/л	мг/л	
1,67	3,06	0,50	1,80	2,54	0,60	0,030	4641,98
2,32	3,60	0,75	—	2,5	0,60	0,025	4693,10
1,83	4,16	0,47	1,70	1,25	0,70	0,020	4847,88
1,99	5,00	1,72	3,50	4,49	0,40	0,050	4727,46
1,33	4,72	0,80	2,80	2,5	0,40	0,040	4822,57
1,33	4,15	1,60	3,20	7,70	0,60	0,10	4704,53
1,33	5,00	1,00	0,73	2,10	0,06	He обн.	4773,35
1,33	4,44	0,60	—	<2	0,50	0,04	4534,68
1,41	3,06	1,66	1,90	9,20	0,03	0,03	4588,50
1,67	2,36	4,50	2,30	1,07	0,02	0,10	4179,77
8,34	2,50	1,00	0,93	3,08	0,03	0,06	4302,54

№ п/п	№ скважины	Водоносный горизонт	Cl		
			мг/л	мг-экв/л	экв-%
1	Э-81	II	160 000	4512	99,59
2	Э-99	III	162 000	4570	99,67
3	Э-87	IV	160 000	4512	99,53
4	Э-93	V	161 000	4541	99,66
5	Э-105	VI	160 000	4512	99,63
6	Э-79	VII	165 000	4654	99,63
7	Э-75	VIII	164 000	4625	99,60
8	Э-110	IX	156 000	4400	99,71
9	Э-116	X	157 000	4425	99,66
10	Г-30	XI	146 000	4117	99,62
11	Г-37	XI	148 000	4175	99,52

№ п/п	№ скважины	Водоносный горизонт	SO ₄		
			мг/л	мг-экв/л	экв-%
1	Э-81	II	370	7,7	0,17
2	Э-99	III	247	5,2	0,11
3	Э-87	IV	576	12,0	0,26
4	Э-93	V	247	5,2	0,11
5	Э-105	VI	370	7,7	0,17
6	Э-79	VII	370	7,7	0,16
7	Э-75	VIII	433	9,1	0,20
8	Э-110	IX	370	5,2	0,12
9	Э-116	X	309	6,4	0,14
10	Г-30	XI	288	6,0	0,15
11	Г-37	XI	474	9,9	0,24

№ п/п	№ скважины	Водоносный горизонт	H ₂ SiO ₃		
			мг/л	мг-экв/л	экв-%
1	Э-81	II	Не опр.		
2	Э-99	III	То же		
3	Э-87	IV	1,0	0,02	0,0004
4	Э-93	V	Не опр.		
5	Э-105	VI	То же		
6	Э-79	VII	1,0	0,02	0,0004
7	Э-75	VIII	Не опр.		
8	Э-110	IX	То же		
9	Э-116	X	" "		
10	Г-30	XI	" "		
11	Г-37	XI	" 2,1	0,03	0,0007

Br			I		
мг/л	мг-экв/л	экв-%	мг/л	мг-экв/л	экв-%
499,0	6,25	0,14	20,9	0,16	0,004
656,5	8,23	0,18	23,8	0,19	0,004
618,1	7,73	0,17	23,2	0,18	0,004
649,3	8,12	0,18	23,2	0,18	0,004
506,6	6,35	0,14	24,1	0,19	0,004
622,8	7,80	0,17	30,5	0,24	0,005
576,8	7,24	0,16	29,8	0,23	0,005
473,8	5,95	0,13	30,5	0,24	0,005
526,5	6,60	0,15	31,7	0,25	0,006
590,4	7,40	0,18	26,0	0,20	0,005
646,2	8,11	0,19	25,4	0,20	0,005

HCO ₃			H ₂ BO ₃		
мг/л	мг-экв/л	экв-%	мг/л	мг-экв/л	экв-%
17,0	0,28	0,006	265,0	4,36	0,096
18,3	0,30	0,006	83,0	1,36	0,030
15,8	0,26	0,006	77,5	1,27	0,028
15,8	0,26	0,006	92,6	1,52	0,033
32,0	0,52	0,012	122,0	2,01	0,045
13,7	0,22	0,005	75,0	1,23	0,026
18,3	0,30	0,006	83,0	1,36	0,029
31,8	0,52	0,012	65,0	1,07	0,024
31,8	0,52	0,012	84,5	1,39	0,031
25,0	0,41	0,010	101,0	1,66	0,040
34,0	0,56	0,013	109,0	1,79	0,043

Сумма анионов, мг-экв/л	CO ₂	H ₂ S	pH	Eh, мВ	t, °C
	мг/л	мг/л			
4530,75	74,80	Нет	6,00	+150	58,0
4585,28	76,00	"	5,75	+125	65,0
4533,46	68,10	"	5,80	+118	70,0
4556,28	72,30	"	6,00	+120	71,0
4528,77	113,00	"	6,15	+129	56,0
4671,21	67,10	"	5,80	+160	76,0
4643,23	77,00	"	5,80	+135	69,0
4412,98	81,50	"	5,95	+142	64,0
4440,16	71,00	"	6,00	+112	70,0
4132,67	79,50	"	5,95	+170	75,4
4195,59	87,00	"	6,00	+150	71,0

Химический состав рассолов основных вод

№ п/п	№ скважины	Водонос- ный горизонт	Li			Rb	Cs
			мг/л	мг-экв/л	экв-%	мг/л	мг/л
1	К-5	I	8,25	1,19	0,030	< 0,4	< 0,12
2	Р-6	II	7,25	1,04	0,024	< 0,35	< 0,15
3	Г-6	IV	7,90	1,13	0,025	< 0,4	< 0,12
4	Г-22	V	9,75	1,40	0,027	< 0,4	< 0,12
5	Г-3	VI	7,75	1,12	0,024	< 0,25	< 0,2
6	Р-175	VII	6,58	0,95	0,039	< 0,4	< 0,12
7	Г-48	VIII	7,25	1,04	0,023	< 0,35	< 0,15
8	Р-152	IX	9,75	1,41	0,034	< 0,4	< 0,12
9	Г-14	X	7,35	1,06	0,024	< 0,25	< 0,2

№ п/п	№ скважины	Водонос- ный горизонт	Ca			Sr		
			мг/л	мг-экв/л	экв-%	мг/л	мг-экв/л	экв-%
1	К-5	I	20 196	1009,80	22,89	660	15,1	0,37
2	Р-6	II	16 432	821,02	19,27	587	13,4	0,28
3	Г-6	IV	18 260	918,00	20,37	712	16,4	0,34
4	Г-22	V	19 779	988,25	19,14	742	17,0	0,35
5	Г-3	VI	19 358	967,22	20,83	739	16,9	0,34
6	Р-175	VII	7 375	368,47	15,27	267	6,2	0,12
7	Г-48	VIII	19 138	956,23	20,95	753	17,1	0,36
8	Р-152	IX	18 938	946,24	23,21	762	17,3	0,37
9	Г-14	X	18 496	924,15	20,96	728	16,7	0,35

№ п/п	№ скважины	Водонос- ный горизонт	Mn			Ni
			мг/л	мг-экв/л	экв-%	мг/л
1	К-5	I	10,40	0,19	—	0,30
2	Р-6	II	14,30	0,27	—	0,52
3	Г-6	IV	13,55	0,25	—	0,27
4	Г-22	V	12,80	0,23	—	0,30
5	Г-3	VI	13,60	0,25	—	0,87
6	Р-175	VII	4,76	0,09	—	1,20
7	Г-48	VIII	11,15	0,20	—	0,42
8	Р-152	IX	11,25	0,20	—	0,33
9	Г-14	X	13,20	0,24	—	1,10

носных горизонтов Западной периклинали

К			Na			Mg		
мг/л	мг-экв/л	экв-%	мг/л	мг-экв/л	экв-%	мг/л	мг-экв/л	экв-%
410	10,51	0,240	71 410	3104,8	70,40	3450	284,58	6,45
380	9,74	0,230	73 060	3176,5	74,57	3050	250,82	5,89
420	10,77	0,240	76 680	3333,9	73,99	2940	242,00	5,37
390	10,00	0,193	90 000	3913,0	75,77	3052	250,98	4,86
480	12,30	0,260	78 420	3409,6	73,43	3064	251,97	5,42
170	4,36	0,181	44 350	1932,6	80,14	1270	104,44	4,33
570	14,60	0,320	77 780	3381,7	74,10	2553	209,95	4,60
480	12,31	0,300	66 640	2897,4	71,07	2554	218,87	5,37
580	14,90	0,338	75 620	3287,8	74,58	2176	178,94	4,06

Ba	Fe ²⁺			Fe ³⁺			Al
мг/л	мг/л	мг-экв/л	экв-%	мг/л	мг-экв/л	экв-%	мг/л
8,00	0,90	0,050	—	0,02	0,000	0,000	0,022
17,50	25,00	0,865	—	1,20	0,060	—	0,320
He опр.	7,40	0,265	0,006	2,16	0,118	0,003	0,080
49,50	8,00	0,286	0,006	≤ 0,02	—	—	0,048
12,00	17,00	0,609	0,130	1,60	0,086	0,002	0,060
He опр.	14,81	0,530	—	3,30	0,180	0,007	0,020
26,50	13,30	0,470	—	0,43	0,020	—	0,060
25,00	12,00	0,430	—	0,77	0,040	—	0,080
29,50	24,00	0,859	—	1,05	0,059	0,001	0,052

Cu	Zn	Cd	Tl	Pb	As	Mo	Сумма катионов, мг-экв/л
мг/л	мг/л	мг/л	мг/л	мг/л	мг/л	мг/л	
0,008	Нет	Нет	2,00	Следы	0,50	< 0,02	4426,22
0,63	0,80	Следы	3,20	0,30	0,01	≤ 0,02	4273,71
1,18	0,28	Нет	1,10	0,40	0,01	< 0,02	4522,82
1,32	2,67	0,68	1,10	5,78	0,30	0,04	5181,15
1,00	0,89	0,23	3,00	0,48	0,025	Нет	4659,85
0,88	0,80	Следы	1,10	1,20	0,04	< 0,02	2417,82
1,20	2,48	0,38	0,80	1,00	0,30	0,05	4581,31
1,60	2,70	0,80	2,40	5,40	0,95	0,30	4094,20
0,88	0,30	Следы	0,83	Нет	0,025	≤ 0,02	4425,71

№ п/п	№ скважины	Водоносный горизонт	Cl		
			мг/л	мг-экв/л	экв-%
1	К-5	I	160 000	4504,5	99,48
2	Р-6	II	176 100	4111,8	99,60
3	Г-6	IV	162 500	4573,8	99,56
4	Г-22	V	168 000	4750,0	99,81
5	Г-3	VI	163 000	4585,3	99,68
6	Р-175	VII	88 400	2489,3	99,57
7	Г-48	VIII	158 000	4425,6	99,66
8	Р-152	IX	143 500	4042,5	99,57
9	Г-14	X	156 000	4377,4	99,62

№ п/п	№ скважины	Водоносный горизонт	SO ₄		
			мг/л	мг-экв/л	экв-%
1	К-5	I	617,3	12,90	0,285
2	Р-6	II	285,6	5,95	0,144
3	Г-6	IV	354,7	7,40	0,161
4	Г-22	V	314,1	7,10	0,150
5	Г-3	VI	329,2	6,85	0,149
6	Р-175	VII	7,4	0,16	0,006
7	Г-48	VIII	313,5	6,52	0,147
8	Р-152	IX	344,0	7,26	0,180
9	Г-14	X	358,9	7,46	0,169

№ п/п	№ скважины	Водоносный горизонт	H ₂ SiO ₃		
			мг/л	мг-экв/л	экв-%
1	К-5	I	13,50	0,16	0,003
2	Р-6	II	16,20	0,21	0,005
3	Г-6	IV	7,27	0,09	—
4	Г-22	V	15,80	0,20	0,004
5	Г-3	VI	16,20	0,21	0,005
6	Р-175	VII	16,20	0,21	0,005
7	Г-48	VIII	19,50	0,25	0,006
8	Р-152	IX	14,30	0,18	0,003
9	Г-14	X	23,20	0,29	0,007

Br			I		
мг/л	мг-экв/л	экв-%	мг/л	мг-экв/л	экв-%
696,0	8,72	0,193	38,0	0,300	0,007
525,0	6,54	0,158	33,8	0,266	0,006
590,0	7,38	0,160	40,2	0,318	0,007
572,1	7,19	0,151	26,0	0,206	0,004
438,9	5,49	0,119	26,7	0,211	0,005
238,0	2,98	0,119	29,6	0,234	0,009
532,8	6,66	0,150	29,6	0,234	0,005
564,0	7,02	0,173	29,6	0,234	0,006
540,0	6,72	0,153	27,4	0,216	0,005

HCO ₃			H ₂ BO ₃		
мг/л	мг-экв/л	экв-%	мг/л	мг-экв/л	экв-%
33,50	0,55	0,012	85,10	1,40	0,031
42,60	0,70	0,017	171,50	2,82	0,068
53,00	0,92	0,023	134,00	2,20	0,048
36,60	0,60	0,013	114,50	1,88	0,040
32,10	0,52	0,012	98,10	1,61	0,035
57,95	0,95	0,038	396,00	6,50	0,260
29,28	0,48	0,011	89,10	1,47	0,033
52,12	0,92	0,023	104,20	1,72	0,042
31,75	0,52	0,012	110,00	1,81	0,041

Сумма анионов, мг-экв/л	CO ₂	H ₂ S	pH	Eh, мВ	t, °C
	мг/л	мг/л			
4528,53	112,70	14,84	5,30	-100	61,0
4128,29	99,50	Нет	6,20	+90	70,5
4592,11	88,00	"	6,10	+120	57,0
4767,18	145,00	"	6,20	+170	53,0
4600,19	98,70	"	6,10	+210	74,0
2500,33	35,10	"	6,55	+100	38,0
4441,21	75,76	"	5,95	+140	73,0
4059,83	146,00	"	6,00	+150	79,0
4394,42	93,00	"	6,20	+165	53,0

проб в значительных количествах отмечается водород, появление которого связано, очевидно, с глубинными тектоническими разломами.

Химический состав рассолов

Термальные рассолы всех водоносных горизонтов отличаются хлоридным кальциево-натриевым составом, общей минерализацией 230—290 г/л, повышенными содержаниями иода и брома (соответственно 25 и 450 мг/л) и значительной металлоносностью.

Химический состав рассолов основных водоносных горизонтов юго-восточного крыла Челекенской антиклинали и ее Западной периклинали приведен в табл. 29 и 30. Пробы отбирались на устье скважин. Анализы выполнены аналитиком Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР И. Б. Никитиной. В целом анализ вод проводился в лаборатории, за исключением таких компонентов, как H_2S , HCO_3^- , CO_2 , Fe^{2+} , Fe^{3+} и As, которые определялись непосредственно у скважин, сразу же после отбора проб. Свинец, цинк, кадмий и медь определялись методами полярографии и колориметрии (аналитики И. Б. Никитина и Л. А. Бурмистрова). Редкие щелочи и стронций определялись методом пламенной спектро-фотометрии Г. Е. Каленчук и А. В. Волковым.

Из аналитических данных следует, что хлоридные натриево-кальциевые термальные рассолы верхнего отдела красноцветной толщи характеризуются, помимо высоких содержаний иода и брома, не менее высокими концентрациями бора, стронция, свинца, меди, цинка, кадмия и таллия.

При рассмотрении основного солевого состава вод одиннадцати горизонтов отмечаются некоторые различия в поведении отдельных компонентов с глубиной, в пределах определенного района. Заметные отличия в величине общей минерализации вод отмечаются в различных участках структуры.

Необходимо отметить, что в пределах юго-восточного крыла складки существенных изменений в основном солевом составе рассолов с глубиной не происходит. И лишь для наиболее глубоких водоносных горизонтов верхнего красноцвета отчетливо намечается подток хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых вод, характерных для среднего и нижнего отделов красноцветной толщи.

Для рассолов Западной периклинали так же, как и для рассолов юго-восточного крыла, характерно постоянство минерализации, в количественном отношении близкой к таковой для рассолов юго-востока. Существенным является заметное повышение содержания бикарбонат-иона во всех водоносных горизонтах этого участка. Следует отметить, что для рассолов некоторых скважин Западной периклинали отмечается значительное понижение общей минерализации. Как правило, это отмечается

в скважинах, расположенных на берегу моря (скв. Р-175, см. табл. 30) или вблизи грязевого вулкана Западный Порсугель (Семенович, 1960).

В пределах Западной периклинали многими скважинами вскрываются сероводородсодержащие рассолы. Сероводород обнаруживается, как правило, в рассолах практически всех водоносных горизонтов, от I (скв. К-5, V-1 и др.) до XI (скв. Р-166). Сероводородное заражение рассолов носит явно локальный характер и контролируется тектоническими нарушениями. Это подтверждается также и тем, что две удаленные одна от другой на 165 м скважины К-5 и К-10 и дренирующие один водоносный горизонт вскрывают тем не менее различные типы вод: скв. К-5 — сероводородные рассолы (H_2S 15 мг/л; Fe^{2+} 0,9 мг/л; Fe^{3+} 0; Eh 50 мВ), а скв. К-10 — рассолы, не содержащие сероводород (Fe^{2+} 20,6 мг/л; Fe^{3+} 0,3 мг/л; Eh +135 мВ). Более детальная характеристика сероводородсодержащих рассолов будет дана ниже.

Рассолы верхнего отдела красноцветной толщи, вскрываемые скважинами на своде антиклинальной структуры, значительно

Таблица 31

Химический состав рассолов скв. Р-390

Компоненты	мг/л	мг-экв/л	экв-%
Na	42 540,0	1850,0	78,62
K	230,0	5,9	0,25
Li	7,25	1,045	0,044
Rb	<0,40	0,00	—
Cs	0,12	0,00	—
Ca	7 350,0	367,2	15,61
Mg	1 550,0	128,0	5,44
Fe^{2+}	16,0	0,573	0,024
Fe^{3+}	1,15	0,059	—
As	0,025	—	—
Pb	Нет	—	—
Cu	0,70	—	—
Zn	0,008	—	—
Cd	Нет	—	—
Tl	1,60	—	—
Сумма катионов	51 697,253	2352,78	99,98
Cl	85 130,0	2400,0	99,63
Br	252,0	3,15	0,13
I	25,40	0,20	0,008
SO_4	14,70	0,308	0,013
HCO_3	42,70	0,70	0,029
H_2BO_3	340,0	5,6	0,23
Сумма анионов	85 804,80	2409,26	100,04
CO_2	—	—	—
H_2S	Нет	—	—
pH	6,25	—	—
t °C	58,0	—	—

отличаются от рассолов этого же водоносного комплекса на ее юго-восточном крыле и Западной периклинали. Главным отличием является резкое понижение общей минерализации, иногда более чем втрое. Наряду с этим значительно повышается содержание бикарбонат-иона и резко падают концентрации рудных компонентов. Приведенный в табл. 31 химический состав рассолов скв. Р-390 является типичным (и в своем роде усредненным) для вскрываемых на своде вод. Отклонения в общей минерализации вод от этого усредненного состава определяются значениями 35—40 г/л, как в ту, так и в другую сторону.

Отмечается определенная взаимосвязь в понижении общей минерализации вод и повышении содержания бикарбонат-иона в них (табл. 32). Это обусловлено энергичным подтоком слабо-

Таблица 32

Общая минерализация, содержание бикарбонат-иона и металлов в рассолах различных скважин на своде Челекенской антиклинали.
Аналитики И. Б. Никитина, В. М. Степашкина и Л. А. Бурмистрова

Компоненты	Э-157	Э-172	Э-152	Э-151	Э-146	Э-147	Э-466	Э-149
Общая минерализация, г/л	135,7	136,7	125,9	119,3	101,6	98,8	99,8	95,5
Содержание HCO_3^- , мг/л	46,2	53,3	63,4	92,1	104,8	103,5	106,5	114,9
Содержание Рb, мг/л	Нет	Следы	0,006	Нет	Нет	Нет	0,09	Нет
Содержание Zn, мг/л	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,20	0,02

минерализованных хлоридно-бикарбонатно-натриевых вод из отложений среднего и нижнего отделов красноцветной толщи. Причины резкого падения концентраций тяжелых металлов в водах этого типа являются предметом специального рассмотрения.

Металлоносность термальных рассолов

Термальные рассолы верхнего отдела красноцветной толщи характеризуются высокими содержаниями тяжелых металлов, сопоставимых с концентрациями таковых в рассолах оз. Солтон-Си (США) и Красного моря. В процессе разгрузки этих рассолов происходит образование рудных минералов, причем в весьма значительных масштабах. Распространение термальных металлоносных рассолов на значительной территории в пределах Челекенской антиклинальной структуры и активное гидротермальное минералообразование, связанное с ними, потребовало детального изучения металлоносности этих рассолов.

Изучение металлоносности термальных рассолов было начато в 1966 г. (Лебедев, Бугельский, 1967) проведением массового

гидрогеохимического опробования месторождения на свинец, цинк и мышьяк. Анализы на свинец, цинк и мышьяк проводились непосредственно в поле химиками-аналитиками В. В. Лупановой и Е. М. Нактинас. Цинк и свинец определялись дитизионовым методом, мышьяк — колориметрически, по интенсивности окрашивания бумаги, пропитанной сулемой. Пробы отбились на устье скважин.

Из 140 опробованных скважин более чем в 50 содержания свинца превышали 0,1 мг/л, в 14 скважинах было обнаружено больше 1 мг/л свинца при максимальных содержаниях до 6 мг/л. Аномальные количества цинка в водах встречаются значительно чаще. В 45 скважинах он был обнаружен в количествах свыше 1 мг/л, максимально достигающих 4,5 мг/л. Больше половины опробованных скважин содержат свыше 0,1 мг/л цинка. В пробах с повышенными концентрациями цинка и свинца почти всегда отмечаются высокие содержания мышьяка, предельно достигающие 1 мг/л. Сравнение распределения указанных выше элементов не позволило установить приуроченности аномальных содержаний к какому-либо определенному водоносному горизонту. Воды одного и того же горизонта, обладая сходным химическим и газовым составом, часто имеют самые различные содержания металлов от 0,00 л до нескольких миллиграммов в литре. В то же время при рассмотрении схемы гидрогеохимического опробования видно, что аномальные содержания металлов приурочены к двум определенным участкам (рис. 10). Первый из них расположен на западной периклинали Челекенской брахиантиклинальной структуры и приурочены к Алигул-Куртепинской системе сбросов. Площадь этого участка около 4 км². Вторая гидрогеохимическая аномалия расположена в пределах юго-восточного крыла складки, имеет площадь около 7,5—8 км² и приурочена к системе продольных ступенчатых нарушений, параллельных оси складки, образующих главный Челекенский сброс. Площади гидрогеохимических аномалий с повышенными содержаниями цинка и мышьяка почти совпадают и значительно превышают площади с повышенными содержаниями свинца. Тем не менее контуры аномалий по свинцу повторяют контуры цинковых аномалий и также вытянуты вдоль указанных тектонических зон. Сопоставляя карту гидрогеохимического опробования со структурной картой подошвы красной толщи (рис. 11), составленной В. В. Семеновичем (1957), есть все основания утверждать, что выявленные аномалии приурочены к двум системам наиболее глубоких разломов (Лебедев, Бугельский, 1967).

Весьма интересной представляется выявленная коррелятивная зависимость между содержаниями металлов и температурой подземных вод, которая особенно резко наблюдается для свинца, менее отчетливо для цинка (Лебедев, Бугельский, 1967). На приведенных графиках (рис. 12, а, б) видно, что в водах скважин

с температурой 45—55°С содержится свинец в тысячных долях миллиграммов в литре. С увеличением температуры вод содержание свинца также возрастает и при температурах свыше 70°С

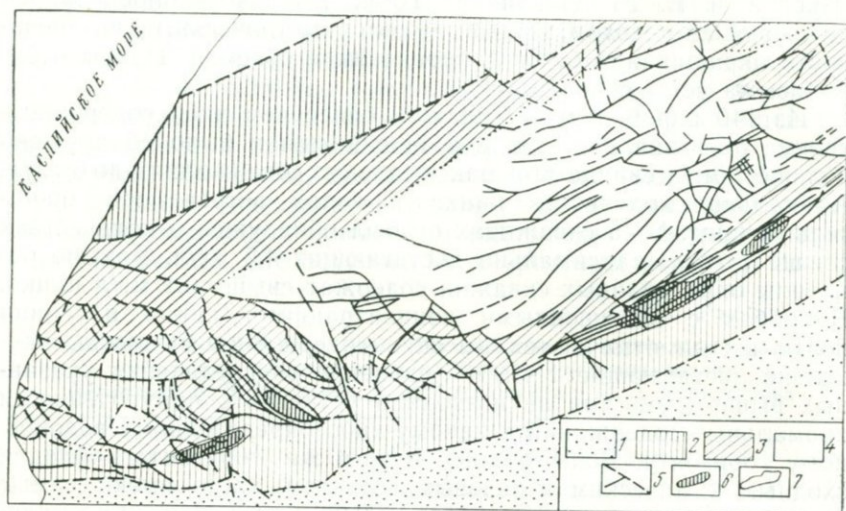


Рис. 10. Схема гидрогеохимических аномалий на п-ове Челекен. На геологической основе А. С. Архипченко и др.

1 — хазарский ярус; 2 — бакинский ярус; 3 — апшеронский и ачкагыльский ярусы; 4 — красноцветная толща; 5 — сбросы. Гидрогеохимические аномалии: 6 — с содержанием свинца 1 мг/л; 7 — с содержанием цинка 1 мг/л

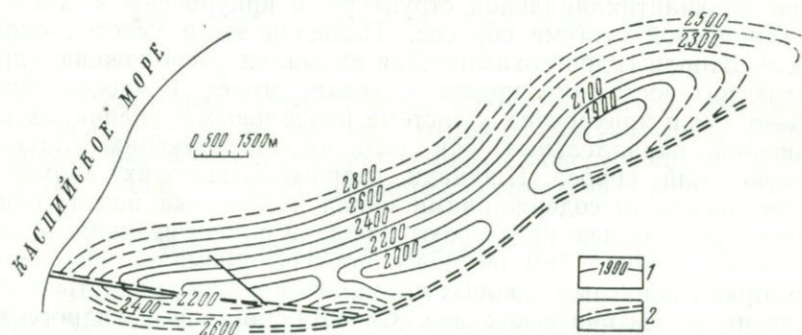


Рис. 11. Структурная карта Челекена по подошве красноцветной толщи. По В. В. Семеновичу (1957).

1 — изогипсы подошвы красноцветной толщи; 2 — сбросы

оно значительно превышает 1 мг/л. Аналогичная закономерность наблюдается и для цинка, правда, при более значительном разбросе точек.

Дальнейшими исследованиями (1967—1971 гг.) проводилось гидрогеохимическое опробование месторождения на медь, кад-

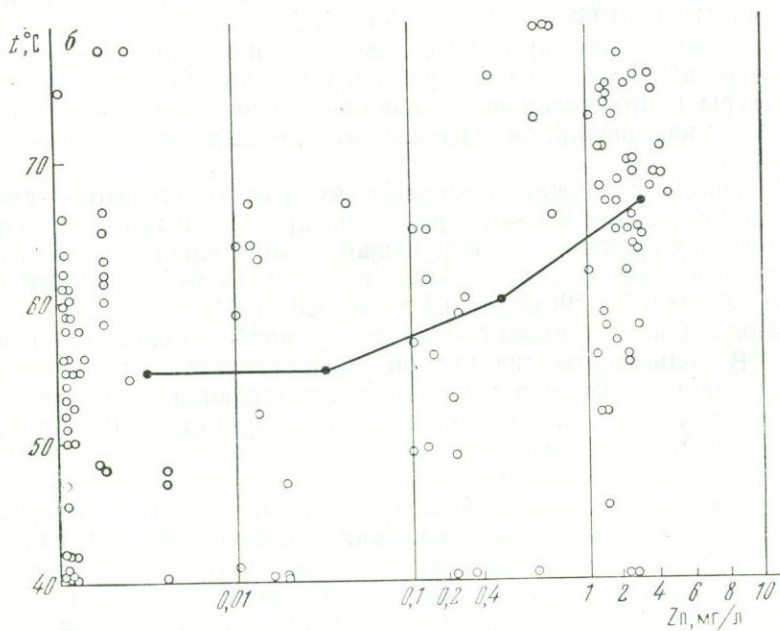
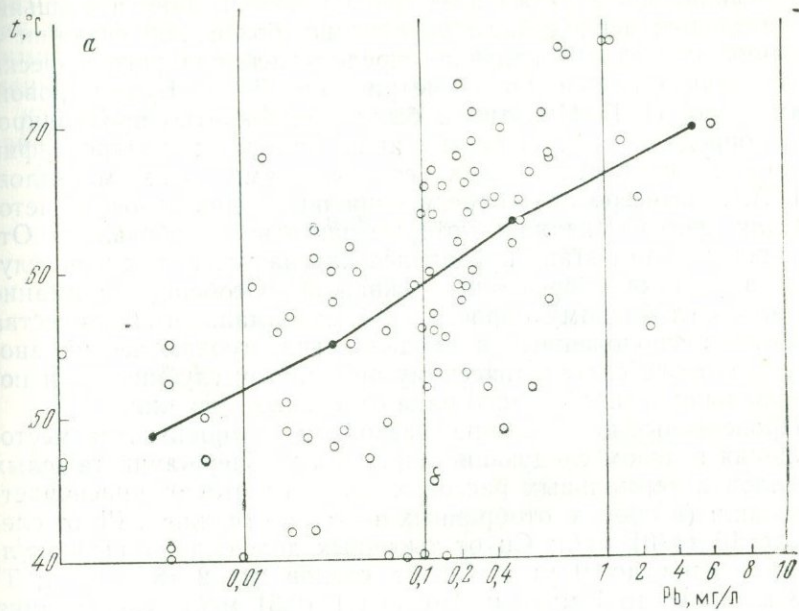


Рис. 12. Зависимость содержания свинца (а) и цинка (б) от температуры рассолов.

мий и молибден, а также повторно на свинец, цинк и мышьяк. За указанный период было опробовано более 250 скважин и источников. Медь и кадмий определялись полярографически И. Б. Никитиной и колориметрически Л. А. Бурмистровой. Кроме того, И. Б. Никитиной были неоднократно продублированы определения свинца и цинка методами полярографии в пробах с повышенными содержаниями этих металлов, а Л. А. Бурмистровой — определения цинка дитизионовым методом для проб из скважин, которые ранее не опробовались. Отбор проб на этом этапе проводился как на устье, так и на глубине в участках перфорации скважин. Особенное внимание уделялось глубинному опробованию максимального количества скважин, расположенных в пределах гидрогеохимических аномалий, а также систематическому режимному глубинному и интервальному опробованию ряда отдельных скважин.

Проведенные исследования позволили установить для месторождения в целом следующие вариации в содержании тяжелых металлов в термальных рассолах верхнего отдела красноцветной толщи (в пробах, отобранных на устье скважин): Pb от следов до 10 (140) мг/л; Cu от тысячных долей до 3 (15) мг/л; Zn от следов до 9 мг/л; Cd от следов до 2 (8,5) мг/л; Tl до 3 мг/л; As до 1 мг/л и Mo до 0,1 (0,3) мг/л. Содержания тяжелых металлов, приведенные в скобках, отмечались в рассолах ряда скважин не постоянно, а лишь в определенный период (1966—1968 гг.) исследований.

Следует подчеркнуть отчетливые закономерные повышения содержаний Mo, Cu и Cd в рассолах в зависимости от их температуры и приуроченности скважин к основным зонам тектонических нарушений, аналогичные отмеченным выше для свинца и цинка.

Вариации содержаний основных рудных компонентов — свинца, цинка, кадмия и меди в рассолах, дренируемых скважинами в пределах указанных нарушений, значительно отличаются от таковых для месторождения в целом (в мг/л): Pb от 0,5 до 10; Zn от 0,7 до 9; Cu от 0,3 до 3 и Cd от 0,3 до 2.

Молибден был проанализирован в пробах более 100 скважин. В большинстве из них он присутствовал в количествах $\leq 0,02$ мг/л и только в скважинах, дренирующих наиболее горячие рассолы, его концентрации варьировали около 0,05, достигая 0,3 мг/л (табл. 33).

Медь и кадмий анализировались многократно в пробах более 250 скважин. Более половины проб (около 140 скв.) содержат медь в количествах, не превышающих 0,05—0,1 мг/л, и кадмий от следов до 0,1 мг/л, другая, меньшая, часть характеризуется содержаниями меди от 0,2 до 1 мг/л и более и кадмия от 0,2 до 1,5—2 мг/л. При этом максимальные содержания как меди, так и кадмия отмечены в скважинах, дренирующих различные водоносные горизонты в районах Алигул-Куртепинского и глав-

ного Челекенского сбросов (рис. 13). Таким образом, как медь, так и кадмий аналогично свинцу и цинку образуют гидрогеохимические аномалии в районах указанных тектонических нарушений. Как по площади, так и по контурам аномалии меди и кадмия практически полностью совпадают с аномалиями свинца и цинка.

Таблица 33

Содержание молибдена в рассолах термоаномальной зоны. Аналитики И. В. Мишин и Л. А. Бурмистрова

№ скважины	Водоносный горизонт	Мо, мг/л	t, °C, на устье
Г-30	XI	0,10	75,0
Э-122	IX	0,05	67,5
Э-116	X	0,05	70,0
Э-110	IX	0,04—0,05	64,0
Э-75	VIII	0,04—0,05	69,0
Э-79	VII	0,07—0,10	76,0
Э-93	V	0,05—0,07	71,0
Э-83	I	0,05	64,5
Р-152	IX	0,30	79,5

Приуроченность аномальных содержаний металлов к высокотемпературным водам позволяет предположить наличие разгрузки глубинных металлоносных вод из более глубоких водо-

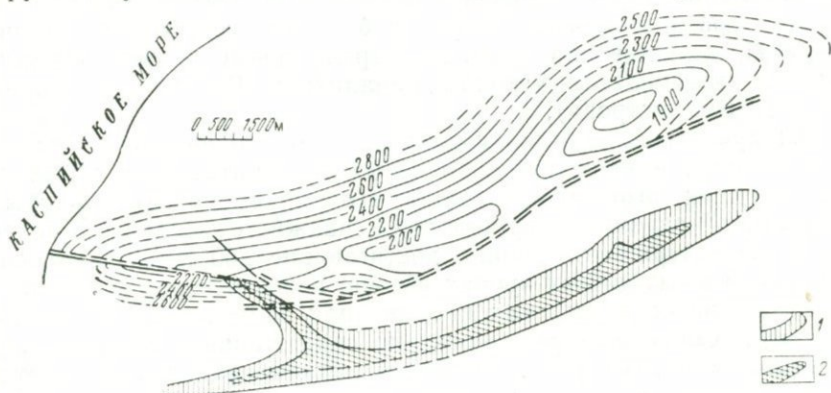


Рис. 13. Схема гидрогеохимических аномалий по меди (1) и кадмию (2). На структурной основе В. В. Семеновича.

носных горизонтов по зонам мощных тектонических разломов. Это предположение в известной мере объясняет пространственную локализацию гидрогеохимических аномалий вдоль региональных тектонических нарушений.

В пределах выявленных гидрохимических аномалий в скважинах, воды которых характеризовались повышенным

содержанием металлов, происходит интенсивное выделение свинца из растворов и накопление его в элементарной форме в стволах скважин, иногда в весьма значительных количествах, измеряемых тоннами. Естественно, что факт сбрасывания свинца растворами в процессе их движения по стволу скважины из фильтров к устью свидетельствует о том, что аналитические данные по концентрациям свинца в пробах рассолов, отобранных на устьях скважин, не характеризуют таковые на глубине в водоносных горизонтах. Отсюда также следует, что выделенные гидрохимические аномалии свинца, по данным содержания его в устьевых пробах, носят приближенный характер. Площади и контуры аномалий свинца могут быть уточнены только глубинным опробованием.

Одновременно со свинцом в скважинах накапливается и элементарная медь, но в количественном отношении она резко подчинена свинцу, составляя в среднем не более 2—3% от общей массы новообразований.

Для выявления истинных концентраций рудных компонентов в термальных рассолах различных водоносных горизонтов проводилось глубинное опробование скважин, пробуренных в пределах гидрогеохимической аномалии, приуроченной к Главному Челекенскому сбросу, и дренирующих различные водоносные горизонты. Кроме того, были опробованы некоторые скважины, пробуренные в районе Алигул-Куртепинской системы нарушений. Определение содержаний металлов в глубинных пробах проводилось сразу же после отбора проб полярографически (аналитики И. Б. Никитина и Л. А. Бурмистрова) и колориметрически, дитизиновым методом (аналитики В. М. Степашкина и Л. А. Бурмистрова).

Полученные данные показали, что содержания свинца на глубине, в пределах водоносных горизонтов, как правило, на порядок выше содержаний его в пробах, отобранных на устье. В глубинных пробах ряда скважин отмечались и более высокие содержания свинца, достигающие 200 мг/л. Содержания меди в глубинных пробах обычно вдвое и втрое превышает содержание ее в устьевых пробах, при максимальном — около 10 мг/л. Сопоставление данных по содержаниям цинка и кадмия в глубинных и устьевых пробах показывает, что они практически одинаковы и лишь для кадмия отмечается ничтожное уменьшение его в устьевых пробах.

В табл. 34 приведены данные по содержанию свинца, цинка, кадмия и меди в рассолах, отобранных одновременно на устье и в области перфорации в скважинах, расположенных в пределах гидрогеохимической аномалии Главного Челекенского сброса.

При сопоставлении концентраций свинца в различных водоносных горизонтах в пределах этой гидрогеохимической аномалии отмечается некоторая тенденция в возрастании его концентраций с глубиной отбора проб. Для цинка, кадмия и меди

Содержание Pb, Zn, Cd и Cu в рассолах основных водоносных горизонтов верхнего отдела красноцветной толщи
(по данным глубинного опробования)

Показатели	Скв. Г-37	Г-37	Г-37	Г-37	Г-37	Г-30	Э-114	Э-114
Водоносный горизонт	XI	XI	XI	XI	XI	XI	XI	XI
Глубина опробования, м	1450	1400	1450	1450	1410	1000	1200	1200
Дата опробования	15/V 1969	16/VII 1969	20/VIII 1969	7/X 1969	25/X 1969	10/VIII 1960	10/VIII 1969	17/IX 1969
Температура, °С								
на устье	70	70	69	70	69,5	76	72	69
на глубине	97,5	—	96	97,5	—	—	—	—
Содержание элементов, мг/л:								
свинец								
на устье	5,08	2,80	2,54	3,76	2,08	2,08	3,52	2,60
на глубине	60,0	31,10	31,80	43,40	20,0	25,0	40,0	23,20
цинк								
на устье	2,30	2,50	2,45	2,58	2,18	3,5	4,0	3,85
на глубине	2,40	2,54	2,45	2,60	2,20	3,5	4,0	3,90
кадмий								
на устье	0,60	0,65	0,68	0,92	0,60	0,60	0,92	0,90
на глубине	0,85	0,79	0,87	1,27	0,76	0,70	1,20	1,18
медь								
на устье	1,90	1,04	1,10	1,39	0,92	1,60	1,30	1,03
на глубине	8,78	4,95	5,40	6,73	3,32	2,25	2,54	2,20

Показатели	Э-119	Э-119	Э-116	Э-116	Э-116	Э-116	Э-116	Э-110
Водоносный горизонт	X1	X1	X	X	X	X	X	IX
Глубина опробования, м	1200	1200	1380	1400	1400	1400	1400	1270
Дата опробования	20/VIII 1969	7/X 1969	20/IV 1968	25/X 1968	20/V 1969	25/X 1969	2/VI 1970	10/VII 1968
Температура, °C								
на устье	71	70	68	69	68,5	69	69,5	69
на глубине	—	68	—	—	—	—	—	—
Содержание элементов, мг/л:								
свинец								
на устье	2,78	3,12	2,80	2,97	2,86	3,04	3,62	1,0
на глубине	32,0	36,50	27,0	32,80	32,0	36,0	42,0	14,70
цинк								
на устье	2,70	2,82	3,06	3,15	3,20	3,18	3,43	2,60
на глубине	2,70	2,87	3,60	3,76	3,60	3,52	3,43	2,76
кадмий								
на устье	1,03	1,10	He опр.	0,93	0,70	0,79	0,96	1,10
на глубине	1,22	1,28	" "	1,00	0,83	1,02	1,14	1,22
медь								
на устье	2,20	2,37	" "	1,35	1,30	1,27	1,85	1,30
на глубине	9,40	9,98	" "	5,25	6,36	6,00	6,97	5,87

Показатели	Э-110	Э-111	Э-111	Э-111	Э-111	Э-75	Э-79	Э-79
Водоносный горизонт	IX	IX + VIII	IX + VIII	IX + VIII	IX + VIII	VIII	VII	VII
Глубина опробования, м	1270	1270	1320	1270	1320	1220	1250	1270
Дата опробования	19/IV 1969	10/VII 1968	10/VII 1968	14/X 1968	14/X 1968	20/V 1969	4/IX 1969	22/IV 1970
Температура, °C								
на устье	63,5	75	75	72	72	67	76	75
на глубине	70	96	97,5	94	95	87	95	—
Содержание элементов, мг/л:								
свинец								
на устье	0,75	4,98	6,76	3,00	3,00	3,20	2,10	3
на глубине	5,60	100,0	200,0	26,40	88,0	24,0	30,0	11,20
цинк								
на устье	3,0	2,75	2,75	1,95	1,95	2,38	4,15	4,40
на глубине	3,30	2,75	2,82	1,97	2,06	2,40	4,20	4,60
кадмий								
на устье	0,95	2,31	2,32	0,65	0,65	1,60	1,05	0,60
на глубине	1,0	2,90	3,30	0,68	0,81	1,70	1,10	0,75
медь								
на устье	1,28	2,84	2,85	1,43	2,06	1,30	1,60	1,33
на глубине	5,68	7,76	8,54	2,66	9,39	3,07	3,22	2,89

Показатели	Э-106	Э-93	Э-87	Э-99	Э-83	Э-86	Г-12	Р-54	Г-36	Э-29	Э-10
Водоносный горизонт	VI	V	IV	III	II	I	VIII	VIII	IX + VIII	VII + VI	VII
Глубина опробования, м	1050	1150	550	810	475	800	1100	1050	1300	1050	1300
Дата опробования	14/VI 1970	24/IV 1968	20/IV 1969	20/IV 1969	20/IV 1969	1/IX 1969	1/IX 1969	1/IX 1969	29/IV 1970	28/IV 1970	14/VI 1970
Температура, °С											
на устье	66	70	70	65	64,5	65	69	64,5	68	59	60
на глубине	73	—	—	72	—	—	—	—	—	—	—
Содержание элементов, мг/л:											
свинец											
на устье	2,96	1,83	1,25	2,50	0,70	0,20	2,10	1,57	0,60	0,40	0,54
на глубине	37,0	12,0	10,0	5,60	3,0	2,0	20,0	10,0	12,0	2,0	4,0
цинк											
на устье	2,50	3,8	—	3,60	2,0	1,10	2,80	3,10	2,30	5,60	2,90
на глубине	2,50	4,0	3,60	3,60	2,0	2,20	2,87	3,42	2,30	5,60	2,92
кадмий											
на устье	0,70	1,0	He опр.	1,26	0,52	0,42	1,04	0,93	0,82	0,99	0,45
на глубине	0,87	1,25	" "	1,49	0,64	0,57	1,30	1,18	0,98	1,15	0,47
медь											
на устье	1,03	1,40	" "	1,11	0,73	0,65	1,23	0,92	1,00	0,79	1,07
на глубине	1,79	2,55	" "	2,36	1,42	1,08	4,61	2,06	1,28	1,36	1,88

каких-либо закономерных изменений в их концентрациях в зависимости от глубины водоносного горизонта не отмечается.

Для рассолов большинства скважин, расположенных в зонах гидрогеохимических аномалий, характерны высокие содержания свинца на глубине, в пределах водоносных горизонтов. В целом содержания тяжелых металлов в рассолах на глубине в пределах гидрогеохимических аномалий варьируют (в мг/л): Pb от 10 до 200; Zn от 2 до 9; Cd от 0,7 до 6 и Cu от 1,5 до 15. При этом вариации в содержаниях указанных металлов проявляются в одном и том же водоносном горизонте, дренируемом различными скважинами, а также и во времени, в одной скважине. Режимные наблюдения не выявили сезонных вариаций. Напротив, в течение 2—3 месяцев одного сезона содержание свинца может понизиться от 60 до 8 мг/л и снова повыситься до 30 мг/л. Более того, значительные колебания содержания свинца в рассолах одной скважины отмечались в течение одного месяца. Так, в скважине Г-37 с 7/X-1969 г. по 25/X-1969 г. содержание свинца понизилось на 23 мг/л, а в скважине Э-116 с 25/X-1969 по 5/XI-1969 г. — на 9 мг/л и, напротив, с 20/XII-1969 по 28/XII-1969 г. содержание свинца повысилось с 10 до 21,6 мг/л, т. е. больше чем вдвое. Подобные колебания концентраций свинца и других тяжелых металлов в рассолах систематически фиксировались для двух скважин (Г-37 и Э-116) в течение 2,5 лет.

Таблица 35.

Содержание свинца в рассолах, отобранных на устье скважин в период с 20/IV по 19/IX 1966 г.

№ скважины	Дата отбора	Pb, мг/л	№ скважины	Дата отбора	Pb, мг/л
Г-40	20/IV	77*	Г-49	16/IX	100
Р-152	20/IV	3,58*	Р-152	16/IX	44*
У-1	20/IV	3,60*	Г-16	16/IX	75
Э-75	20/IV	10,70*	Г-22	16/IX	15
Р-152	6/VII	125	Г-18	16/IX	125
Г-22	6/VII	100	Э-115	19/IX	37
Г-40	6/VII	60	Э-108	19/IX	12
Э-120	6/VII	50	Э-86	19/IX	25
Э-87	6/VII	75	Э-110	19/IX	15
Э-75	6/VII	18	Э-83	19/IX	50
Г-53	16/IX	18	Э-111	19/IX	25

* Данные полярографии (аналитик И. Б. Никитина); все остальное — данные количественного спектрального анализа (аналитик А. С. Дудыкина).

В свете этого интересно явление резкого повышения концентраций свинца в рассолах, отобранных на устье ряда скважин в 1966 г. (табл. 35). Помимо высоких концентраций свинца в большей части исследованных проб рассолов отмечались также и большие содержания Cd до 8 мг/л и Cu до 15 мг/л,

превышающие для некоторых скважин содержание этих элементов в последующие годы в глубинных пробах. Среди приведенных в табл. 35 данных особенный интерес представляет высокое содержание свинца в сероводородсодержащих рассолах скважины У-1.

Таким образом значительное повышение концентраций тяжелых металлов произошло за период с конца апреля до ноября. В июле концентрации свинца резко возрастают до десятков и сотен миллиграммов на литр. В сентябре и октябре высокие концентрации сохраняются, а в феврале 1967 г. содержание металлов в этих скважинах приходит в норму. И в последующие годы вплоть до мая 1971 г. при систематических режимных наблюдениях подобных явлений не отмечалось. В целом создается впечатление о своеобразной «вспышке» металлоносности рассолов в указанный период.

Приуроченность рассолов с высокими концентрациями тяжелых металлов к зонам тектонических нарушений и геотермических аномалий, периодические колебания концентраций металлов в водоносных пластах (не связанные с сезонными изменениями) и отмеченная выше вспышка металлоносности свидетельствуют о глубинных источниках рудного вещества, поступление которого в рассолы регулируется новейшими тектоническими процессами.

В течение июня 1966 г. в районах, близких к Челекену, зарегистрировано три землетрясения высокого энергетического класса: 1) 6 июня Красноводское, силой в 5 баллов, К-12, с эпицентром в пределах Красноводского плато; 2) 8 июня в Каспийском море, в районе Огурчинской структуры, К-10; 3) 29 июня в районе Небит-Дага в 4—5 баллов, К-11, с эпицентром в районе хр. Большой Балхан.

Не исключено, что эти события послужили причиной последующей за ними вспышки металлоносности.

Одной из интереснейших геохимических особенностей изучаемых рассолов является необычайно высокое содержание в них кадмия. По данным П. А. Удодова и Ю. С. Парилова (1961), кадмий в природных водах встречается очень редко, даже при содержаниях его в количестве десятитысячных долей миллиграмма в литре. А. Мукерджи (А. Mookherjee, 1962 г.), отмечая практически полное отсутствие данных о содержании кадмия в термальных водах, подчеркивает, что концентрации его в этих водах настолько низки, что не могут быть проанализированы существующими аналитическими методами. В этом свете содержания кадмия в термальных рассолах Челекена, варьирующие от десятых долей миллиграмма до нескольких миллиграммов в литре (см. табл. 29 и 34), должны рассматриваться как уникальные.

Необычными в исследуемых рассолах являются и отношения цинка к кадмию. Различными исследователями, изучавшими те

или иные аспекты геохимии кадмия, приводятся следующие данные по отношению $Zn : Cd$. По А. П. Виноградову (1962), для основных пород оно равно 700, а для кислых — 600. По данным В. В. Иванова (1964 г.), эти отношения соответственно равны 900 и 745. В среднем для изверженных пород отношение $Zn : Cd$ составляет, по данным одних исследователей, 638:1 (Виноградов, 1962), а по данным А. Мукерджи (1962 г.), это отношение колеблется для различных типов пород от 1000:1 до 722:1.

Отношение $Zn : Cd$ в гидротермальных месторождениях варьирует от 650 до 130 (А. Мookherjee, 1962 г.). В сфалерите Каджаранского месторождения оно изменяется от 185:1 до 97:1; в вюртците из Пришибрама $\sim 12:1$.

В рудничных водах Силезско-Краковских свинцово-цинковых месторождений (W. Zabinske, 1960 г.) отношение $Zn : Cd$ близко к 400.

На основании более тысячи определений цинка и кадмия в термальных рассолах Челекена установлено, что отношение цинка к кадмию варьирует от 3:4 до 10:1. Вариации этих отношений распределяются следующим образом: 3:4 — 2%; 1:1 \sim 15%; 2:1 — 30%; 5:1 — 50% и 10:1 \sim 3%. В период отмечавшейся выше вспышки металлоносности распределение этих отношений несомненно было сдвинуто в левую сторону.

Такие необычайно высокие концентрации кадмия в рассолах Челекена накладывают отпечаток своеобразия на всю гидротермальную систему в целом.

Другой, не менее интересной особенностью термальных рассолов Челекена является значительное содержание в них таллия. По ряду причин массовые определения таллия не проводились и особенности его распределения до конца не изучены. Тем не менее в пробах, где он анализировался, постоянно отмечалось его присутствие в количествах от 0,80 до 3,9 мг/л, причем максимальные его количества отмечаются, как правило, в сероводородсодержащих рассолах. Гелеобразные осадки новообразованных сульфидов также характеризуются очень высоким содержанием таллия.

Изучая геохимию таллия на сульфидных месторождениях Большого Кавказа, Н. Т. Воскресенская (1961) показала, что таллий является характерным элементом для низко- и средне-температурных неметаморфизованных полиметаллических месторождений альпийского металлогенеза. Отмечая приуроченность наиболее высоких содержаний таллия к метаколлоидным разностям дисульфидов железа и сфалерита, она подчеркивает, что таллий не характерен для колломорфных дисульфидов железа осадочного генезиса в исследуемом районе.

Учитывая значительные концентрации таллия в термальных рассолах и исключительно высокое его содержание в новообразованных дисульфидах железа, следует считать, что он является

крайне характерным элементом для современного металлогенеза.

На основании многочисленных определений свинца, цинка, меди, кадмия, мышьяка, бора и стронция в термальных рассолах большинства скважин месторождения, исходя из среднегодового дебита этих скважин, были получены следующие данные о количествах указанных элементов, выносящихся термальными рассолами Челекена за один год, как минимум (в т): Pb 300—350; Zn ~ 50; Cu 24—35; Cd 18—24; As 6—8; B ~ 1200 и Sr ~ 7200.

В целом за период с начала эксплуатации месторождения и до настоящего времени гидротермами Челекена было вынесено (в т): Pb ~ 10 000; Zn более 1000; Cu более 700; Cd более 500; As ~ 200; B — 26 000 и Sr более 130 000.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ СРЕДНЕГО И НИЖНЕГО ОТДЕЛОВ КРАСНОЦВЕТНОЙ ТОЛЩИ

Породы среднего и нижнего отделов красноцветной толщи Челекена, несмотря на пониженную песчанность (30—50%), характеризуются значительными запасами термальных вод. В настоящее время естественная разгрузка этих вод осуществляется по кратерным каналам грязевых вулканов Западный и Розовый Порсугели, а также в виде малодобитных, угасающих источников в районе вулкана Алигул. Кроме того, эти воды вскрываются рядом глубоких разведочных скважин.

Воды по своему составу хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые. Минерализация их низкая, от 20 до 45 г/л, рН варьирует от 7,5 до 8,5. Значения Eh колеблются в еще более широком диапазоне — от +70 до —140 мВ. Хлоридные бикарбонатно-натриевые воды в исследованных скважинах и водах грязевых вулканов не содержали заметных концентраций тяжелых металлов, но следует отметить, что в пределах гидрогеохимических аномалий не пробурено ни одной скважины, дренирующей воды среднего и нижнего отделов красноцветной толщи. Поэтому есть ли тяжелые металлы в хлоридно-бикарбонатно-натриевых водах в пределах этих аномалий или также отсутствуют — вопрос остается открытым. Тем более, что в пробах воды, отобранных осенью 1966 г. в озерах Розовый и Западный Порсугели, были зафиксированы повышенные содержания тяжелых металлов (Лебедев, Никитина, 1968).

Поскольку указанные озера грязевых вулканов являются в настоящее время наиболее значительными очагами разгрузки хлоридно-бикарбонатно-натриевых вод, остановимся на их краткой характеристике.

Озеро Западный Порсугель расположено в западной части полуострова, во впадине, между грядами барханных песков. Оно вытянуто в широтном направлении, достигая

в длину около 180 м, а в ширину в среднем 75—80 м. Озеро представляет собой две глубокие воронки, разделенные одна от другой подводным барьером. Глубина одной воронки 31 м, другой — 33 м. На поверхности озера и особенно в центральных частях воронок происходит периодическое и довольно интенсивное выделение газов. Температура воды на поверхности соответствует температуре воздуха. На глубине 30 м она превышает 50° С.

Озеро имеет непрерывный сток в акары с восточной и южной сторон. В руслах ручьев формируются коры арагонита. Особенно мощные коры наблюдались нами в русле южного ручья.

В табл. 36 приведены данные по химическому составу вод оз. Западный Порсугель.

Таблица 36

Химический состав воды оз. Западный Порсугель.
Аналитик И. Б. Никитина

Компоненты	мг/л	мг-экв/л	экв-%
Na	12 040,0	520	95,80
K	98,0	2,54	0,50
Li	—	—	—
Rb	—	—	—
Cs	—	—	—
Ca	34,04	1,70	0,20
Mg	51,20	4,23	0,82
Sr	Нет	—	—
Fe ²⁺	<0,02	—	—
Fe ³⁺	<0,02	—	—
Pb	Нет	—	—
Zn	0,08	—	—
Cd	Следы	—	—
Cu	0,11	—	—
As	0,09	—	—
Сумма катионов	12 223,52	—	—
Cl	16 900,0	475	89,85
Br	69,20	0,9	0,20
I	32,70	—	—
HCO ₃	3 140,0	51,10	9,80
CO ₃	224,0	3,60	0,70
SO ₄	16,46	—	—
Сумма анионов	20 382,36	—	—
H ₂ BO ₃	1 500,0	—	—
CO ₂	16,79	—	—
pH	8,46	—	—

Озеро Розовый Порсугель расположено в Зачохрачье, у западной границы Дагаджикского грабена. Берега озера сложены отложениями бакинского яруса, на поверхности которых широко развиты пластичные массы кировых покровов. Озеро правильной округлой формы, диаметром около 150 м,

представляет собой кратер грязевого вулкана. Глубина воронки около 30 м. В центре озера происходит непрерывное бурное выделение газов, среди которых преобладают углеводороды, углекислый газ и сероводород. Температура воды на глубине 29 м 58°С. Отличительной особенностью этого озера является розовый цвет воды, который некоторыми авторами объясняется присутствием пурпурных бактерий, но выделения их как таковых и определения вида не приводится. Автор скептически относится к подобному объяснению окраски воды в озере и склонен связывать ее с оптическим эффектом, обусловленным тончайшей взвесью зеленовато-серого глинистого вещества. Тем более, что отобранная в стакан проба воды этого озера остается розовой не более 8—10 ч и после выпадения взвешенного осадка становится бесцветной.

Таблица 37

Химический состав воды оз. Розовый Порсугель.
Аналитик И. Б. Никитина

Компоненты	мг/л	мг-экв/л	экв-%
Na	10 830,0	471	93,64
K	100,0	2,56	0,51
Li	1,15	0,166	0,033
Rb	0,35	—	—
Cs	<0,15	—	—
Ca	147	7,35	1,46
Mg	268	22,05	4,38
Sr			
Fe ²⁺	<0,02	—	—
Fe ³⁺	<0,02	—	—
Mn			
Pb	<0,5	—	—
Zn	0,211	—	—
Cu	<0,5	—	—
Cd	0,20	—	—
As	0,025	—	—
Сумма катионов	11 346,936		
Cl	15 900,0	448	88,89
Br	79,92	1	0,20
I	35,90	0,284	0,056
HCO ₃	2 140,0	35,0	6,98
CO ₃	444,0	7,40	1,47
SO ₄	28,60	0,60	0,119
Сумма анионов	18 628,42		
Недиссоциированные молекулы			
H ₂ BO ₃	786,28		
CO ₂	Не обн.		
pH	8,4		

С западной стороны из озера вытекает ручей, в русле которого, так же как и в ручьях Западного Порсугеля, формируются плотные коры серовато-зеленого арагонита. В табл. 37 приводится химический состав воды этого озера.

С разгрузкой хлоридно-бикарбонатно-натриевых вод связаны интенсивные процессы карбонатизации пород, образование значительных травертиновых покровов, а в каптажных сооружениях скважин — образование мощных современных кор кальцита и арагонита. Некоторые особенности современного минералообразования, связанного с этими водами, будут освещены ниже.

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ТЕРМАЛЬНЫХ РАССОЛАХ

Внутренняя структура гидротермальных рассолов остается пока одной из основных неразрешенных проблем в современной теории рудного переноса и отложения.

Г. Хелгесон

Одной из важнейших проблем в области гидротермального рудообразования является проблема внутреннего строения гидротермальных растворов, проблема качественного состояния растворенных компонентов. Решение этой проблемы предопределяет успешное решение таких важнейших вопросов, как формы переноса рудных компонентов и факторы рудоотложения. Без достаточно полной информации о качественном состоянии растворенных веществ в природных многокомпонентных растворах невозможно проведение физико-химического анализа явлений взаимодействия между растворенными компонентами, как при неизменных, так и при меняющихся параметрах систем. Л. Н. Овчинников (1967) отмечает, что основной закономерностью растворенного вещества в водных растворах электролитов является его стремление к ассоциации, агрегированию при повышении как температуры, так и давления, приводящее к комплексообразованию и полимеризации, что в свою очередь влечет за собой резкое повышение растворимости металлов и термической устойчивости растворов. При изменениях концентрационных условий в сторону повышения концентрации растворенных веществ явления ассоциации и комплексообразования проявляются все в большей и большей степени. В рассолах степень взаимодействия растворенных компонентов настолько велика, что, по-видимому, становится возможным говорить о некоторых новых состояниях системы, занимающей промежуточное положение между растворами и кристаллогидратами. Р. М. Гаррелс и Ч. Л. Крайст (1968 г.) пишут: «В плотных рассолах взаимодействие проявляется достаточно широко и следует принимать во внимание комплексные частицы более высоких порядков, чем ионные пары. Взаимодействие является настолько сильным, что для некоторых рассолов эффективная ионная сила составляет, вероятно, лишь около половины ионной силы, рассчитанной

в предположении полной диссоциации». И далее: «Значительная роль взаимодействия растворенных частиц, наблюдаемая в концентрированных солевых рассолах, указывает на столь заметные различия в химизме рассолов и разбавленных поверхностных или грунтовых вод, что, вероятно, правильнее считать эти различия качественными, а не просто количественными» (с. 111) (*подчеркнуто нами, Л. М. Л.*).

Исследованиям комплексных соединений тяжелых металлов и их роли в гидротермальном рудообразовании уделяется в настоящее время большое внимание. Еще в 1956 г. В. В. Щербиной были обстоятельно рассмотрены вопросы о формах переноса и концентрации химических элементов в процессах минералообразования и показана при этом значительная роль комплексных соединений. Большое значение комплексов при переносе металлов в гидротермальных растворах отмечается Л. Н. Овчинниковым (1968). Изучению различных по составу комплексов и их роли в процессах переноса тяжелых металлов посвящены работы Н. И. Хитарова и др. (1962, 1965), В. Л. Барсукова и др. (1966), Н. Н. Барановой (1965, 1967, 1971), Г. Б. Наумова, О. Ф. Мироновой (1965 г.), И. Л. Ходаковского (1966), Н. Н. Колпаковой (1971) и многих других исследователей. Из зарубежных исследований значительный интерес представляют работы Х. Л. Барнса (H. L. Barnes, 1956 г., 1962 г.), в которых парагенетические ассоциации сульфидов тяжелых металлов и зональное распределение их на месторождениях связывается с устойчивостью комплексов. Анализ возможного механизма рудоотложения и причин зональности в месторождениях долины Миссисипи на основе дифференциального комплексообразования свинца и цинка в растворах был проведен Р. М. Гаррелсом (R. M. Garrels, 1941 г.). Серьезным вкладом в рассматриваемую проблему является монография Г. К. Хелгесона (H. Helgeson, 1967), в которой глубоко рассмотрены термодинамические параметры гидротермального комплексообразования в системе $PbS-NaCl-HCl-H_2O$, а также освещена роль хлоридных комплексов в процессах переноса и рудоотложения. Значительная роль комплексных соединений в гидротермальном рудообразовании отмечается в работах П. Б. Бартона (P. V. Barton, 1959 г., 1960 г.), К. В. Краускопта (K. V. Krauskopt, 1951 г.; 1951 г.) и др.

При изучении современного минералообразования в сероводородных средах (скв. У-1; распределительный чан $P=152$, $\Gamma=18$, $У=1$) было замечено, что растворенный свинец обнаруживает исключительную инертность к сероводороду (Лебедев, 1967; Бугельский и др. 1969; Лебедев, 1970). Подобное поведение свинца в сероводородных средах свидетельствует о том, что он находится в рассолах не в катионных, а в более сложных формах. Высокая минерализация рассолов, способствующая процессам ассоциации ионов, предопределяет нахождение

свинца в виде комплексных соединений, а большая концентрация хлора указывает на возможность преимущественного нахождения свинца в виде хлоридных комплексов.

В связи с этим возникла необходимость изучения форм нахождения тяжелых металлов в исследуемых рассолах. В основу экспериментальных исследований были положены методы: 1) ионного обмена, позволяющие однозначно определять знак ассоциата $Me-Cl$; 2) диализа; 3) аналитические, позволяющие определять катионные формы. Для свинца и цинка были проведены расчеты количественных соотношений между возможными комплексами этих металлов в рассолах.

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ СВИНЦА И ЦИНКА В ТЕРМАЛЬНЫХ РАССОЛАХ В УСЛОВИЯХ ПОВЕРХНОСТИ

Рассолы, отобранные на устье скважин, дренирующих различные водоносные горизонты в пределах гидрогеохимических аномалий, характеризуются высокими температурами, варьирующими от 60 до 80°. Содержание свинца в пробах этих рассолов колеблется от десятых долей миллиграмма до 10 мг/л; цинка от 0,1 до 8—9 мг/л. Значения рН рассолов, отобранных на устье скважин, изменяются в незначительных пределах — от 5,75 до 6,50; Ен по отношению к нормальному водородному электроду колеблется обычно от +120 до +150 мВ.

Для решения вопроса о возможной коллоидной форме нахождения свинца в рассолах были проведены эксперименты по диализу. В полупроницаемые мешки из целлофана (целлулозная мембрана толщиной 0,05 мм с радиусом пор 16—20 Å) заливалась дистиллированная вода, а мешки погружались в исследуемые рассолы, характеризующиеся повышенными концентрациями металлов (скв. Р-152, Э-116, Г-40). Через 5 дней в растворах, находящихя за пределами мешка и внутри его, определялся свинец. Во всех случаях было зафиксировано полное выравнивание концентраций свинца в диализате и исходном рассоле. Последнее исключает возможность миграции свинца в коллоидной форме и делает маловероятной — в виде органических комплексных соединений, которые обычно имеют значительные размеры. Наиболее вероятно, что свинец в исследуемых рассолах находится в виде одноядерных комплексных ионов с небольшим радиусом.

Экспериментальные данные по разделению отрицательных и положительных комплексов свинца и цинка

При разделении отрицательно заряженных комплексов свинца и цинка от положительно заряженных ионов и комплексов этих металлов применялись ионообменные смолы (Бугельский, Лебедев, Никитина и др., 1969). Для экспериментов были подоб-

раны пары колонок катионитов и анионитов. В качестве катионитов использовались КУ-2 и Дауэкс-50 (в натриевой форме), в качестве анионитов — АВ-17 и Дауэкс-1 (в хлор-форме). Смолы предварительно отмывались 3N HCl от железа (проба роданидом калия) и свинца (проба на дитизон) и далее водой до нейтральной реакции. Катиониты затем переводились в натриевую форму путем многократной и продолжительной обработки раствором хлористого натрия также до нейтральной реакции.

Через каждую колонку было пропущено по 50 мл рассолов, отобранных на устье скважин Р-152, Г-18, Э-75, Э-116 и Г-37. Фильтрация рассолов через колонки с ионитами протекала со скоростью примерно одна капля в 10 сек. В фильтрах рассолов, пропущенных через колонки с катионитами, концентрации свинца и цинка почти не изменяются по отношению к исходным. Отмечается сорбция свинца в количествах, не превышающих 5—7% и цинка 5—10% от первоначального его содержания в рассолах. В фильтрах рассолов, пропущенных через аниониты, отмечаются лишь незначительные концентрации этих металлов. Основные количества их сорбируются анионитами (табл. 38 и 39).

Таблица 38

Поглощение свинца из поверхностных проб рассолов анионитом АВ-17.
Аналитик В. М. Степашкина

Показатели	Скв. Г-37	Э-116	Э-75	Р-152	Г-18
Содержание Pb на устье, мг/л	4,40	2,98	2,70	5,40	1,4
Пропущено через анионит, мкг	220	149	135	270	70
Содержание Pb в фильтрате, мкг	12	15	20	24	10
Количество отрицательно заряженных комплексов, %	94,5	90	85	91	85,5

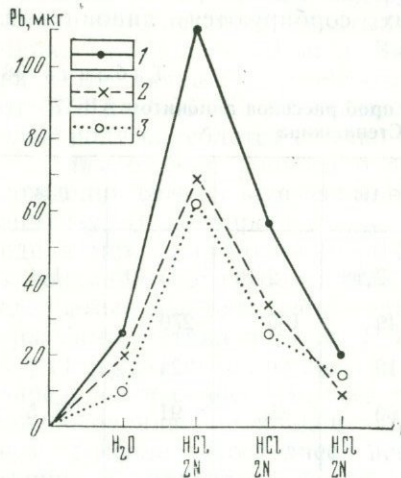
Подобное поведение свинца и цинка при фильтрации рассолов через ионнообменные смолы свидетельствует о том, что свинец в челекенских рассолах находится в форме отрицательно заряженных комплексных ионов. В силу этого дальнейшие экспериментальные исследования по изучению форм нахождения рудных компонентов в рассолах проводились с применением одних анионитов.

Для проб рассолов, отобранных на устье скважин Г-37, Э-116, Э-75, были изучены особенности десорбции свинца, поглощенного анионитом АВ-17. Вымывание свинца с анионита проводилось фракционно, сначала дистиллированной водой (три фракции по 20 мл), а затем 2N HCl (три-четыре фракции

Поглощение цинка из поверхностных проб рассолов анионитом АВ-17.
Аналитик В. М. Степашкина

Показатели	Скв. Г-37	Э-116	Э-75	Р-152	Г-18
Содержание Zn на устье, мг/л	2,8	2,4	3,0	2,7	4,2
Пропущено через анионит, мкг	140	120	150	135	210
Содержание Zn в фильтрате, мкг	6	12	12	9	18
Количество отрицательно заряженных комплексов, %	95,7	90	92	94,3	91,5

по 20 мл). Две первые фракции воды были отброшены, так как использовались для вытеснения рассолов из межзернового пространства анионитов, третья — анализировалась. Смывы 2N HCl также были проанализированы. Во всех случаях практически полное вымывание свинца из анионитов осуществлялось после пропускания трех фракций 2N HCl (рис. 14).



Резкое преобладание отрицательно заряженных комплексов свинца и цинка в рассолах свидетельствует также об отсутствии значительных количеств органических комплексных соеди-

Рис. 14. Вымывание соединений свинца из анионитов. Пробы отобраны на устье скв. Г-37 (1), Э-116 (2), Э-75 (3).

нений этих металлов. Подтверждением этому служат работы В. Г. Залетова (1969), показавшего, что с органическими соединениями, наиболее часто встречаемыми в водах, металлы образуют комплексы состава 1:1 или 1:2, т. е. катионные (положительные) или молекулярные, нейтральные.

Расчетные данные по распределению свинца и цинка в рассолах между различными комплексными ионами

Данные по концентрации и анионному составу челекенских рассолов позволяют говорить о возможности нахождения свинца и цинка в них в форме комплексных ионов с Cl, Br, I, HCO₃⁻,

ОН⁻ и SO₄²⁻-ионами в качестве лигандов. На основе данных по константам устойчивости комплексов представляется возможным рассчитать количественные соотношения между всеми комплексными ионами, в виде которых Pb и Zn находятся в растворе. Выбор констант устойчивости для комплексов Pb и Zn с указанными выше лигандами проведен на основе имеющихся литературных данных. Концентрационные условия существования комплексных ионов показывают, что содержания таких ионов, как Br, I, OH⁻ и SO₄²⁻, в исследуемых рассолах обуславливают образование только простейших комплексов как для свинца — PbBr⁺ (Кульба, Миронов, 1961), PbI⁺ (Biggs e. a., 1955), PbSO₄⁰ (Коренман, 1961), PbOH⁺ (Olin, 1960), так и для цинка — ZnBr⁺ (Миронов и др., 1965), ZnI⁺ (Миронов, 1967), ZnSO₄⁰ (Izatt e. a., 1969) и ZnOH⁺ (Parrin, 1962). Экспериментальные исследования по комплексообразованию Pb и Zn с HCO₃⁻-ионами, при концентрациях последних 3·10⁻⁴ г-ион/л, отсутствуют и поэтому эти комплексы опущены при общем рассмотрении. Весьма значительные содержания Cl-ионов в рассолах обеспечивают существование большого разнообразия в составе хлоридных комплексов: для свинца от PbCl⁺ до PbCl₄²⁻ (Миронов и др.; 1963) и для цинка от ZnCl⁺ до ZnCl₃⁻ (Миронов и др., 1964). Поскольку челекенские термальные рассолы имеют весьма высокую ионную силу, равную 6,5, то для тех случаев, когда константы устойчивости комплексов имелись лишь для разбавленных растворов, проведен их пересчет на ионную силу 6,5 по методу В. П. Васильева (1962). Подавляющая часть от общего количества как свинца (93,3%), так и цинка (84,7%) находится в форме анионных комплексов состава PbCl₃⁻, PbCl₄²⁻ и ZnCl₃⁻ соответственно. Остальное количество свинца связано в комплексы PbCl₂⁰ (4,7%) и PbSO₄ (2,0%), а цинка — в комплексы ZnCl⁺ (0,84%), ZnCl₂⁰ (1,9%), ZnSO₄⁰ (7,8%) и ZnOH⁺ (4,76%) (Лебедев, Баранова и Никитина, 1971).

Таким образом, изложенные выше результаты экспериментов по разделению комплексов Pb и Zn на ионитных смолах и сорбция практически всего количества свинца и цинка анионитами хорошо объясняются проведенными расчетами.

О ВОЗМОЖНЫХ ФОРМАХ НАХОЖДЕНИЯ СВИНЦА В ТЕРМАЛЬНЫХ РАССОЛАХ В ГЛУБИННЫХ УСЛОВИЯХ

На основании изложенных выше экспериментальных и расчетных данных можно считать установленным, что подавляющие количества свинца и цинка в термальных рассолах Челекена в условиях поверхности находятся преимущественно в форме

отрицательно заряженных хлоридных комплексов: $PbCl_3^-$, $PbCl_4^{2-}$ и $ZnCl_3^-$.

Сопоставление данных по содержанию свинца на глубине (в пределах водоносных горизонтов) и в пробах, отобранных на устье скважин, показывает, что при движении термальных рассолов по скважине из пласта на поверхность они теряют значительную часть растворенного свинца, который быстро и в больших количествах накапливается в скважинах, отлагаясь в виде самородного свинца. В связи с этим есть основания полагать присутствие на глубине других, не устойчивых в условиях поверхности комплексов свинца.

Возможно, что стабильные в условиях поверхности комплексы $PbCl_4^{2-}$ и $PbCl_3^-$ ассоциируют на глубине с другими (преобладающими) комплексами или являются вторичными, возникшими при распаде более сложных комплексов.

Для выяснения форм миграции свинца на глубине были отобраны глубинные пробы с трех скважин, дренирующих различные водоносные горизонты.

Скважина Г-37 вскрывает XI водоносный горизонт и перфорирована в интервале 1437—1476 м. Давление на глубине 1400 м 161,6 атм. Температура 97,5°С, рН¹ 6,17 и Eh²+65 мВ. Проба отобрана из области перфорации скважины с глубины 1450 м. Содержание свинца 60 мг/л.

Скважина Э-116 дренирует X водоносный горизонт; перфорирована в интервале 1360—1429 м. Давление на глубине 1350 м 146,2 атм. Температура 96°С, рН 6,0, Eh+112 мВ. Проба отобрана из области перфорации с глубины 1380 м. Содержание Pb 32 мг/л.

Скважина Э-75 вскрывает рассолы VIII водоносного горизонта: перфорирована в интервале 1184—1246 м. Давление на глубине 1170 м 136,3 атм. Температура 87°С, рН 5,8, Eh+140 мВ. Проба отобрана в области перфорации с глубины 1220 м. Содержание свинца 24 мг/л.

Рассолы глубинных проб из указанных скважин немедленно после отбора были пропущены через колонки ионообменных смол: катионитов — КУ-2 и Дауэкс-50 (в натриевой форме) и анионитов — АВ-17 и Дауэкс-1 (в хлор-форме). Через каждую колонку было пропущено по 50 мл рассола, со скоростью одна капля в 8—10 сек. При этом в фильтраатах рассолов, пропущенных через катиониты, были зафиксированы практически исходные концентрации свинца. В фильтраатах рассолов, пропущенных через аниониты, свинец отмечался, как правило, в виде следов

¹ рН и Eh измерялись в пробе, поднятой глубинным пробоотборником.

² Значения Eh приводятся по отношению к нормальному водородному электроду.

(дитизон) и в отдельных случаях до 0,3—0,4 мг, т. е. практически полностью сорбировался ими (табл. 40).

Таблица 40

Поглощение свинца из рассолов, отобранных на различных глубинах анионитом АВ-17. Аналитик В. М. Степашкина

Показатели	Скв. Г-37; 1450 м	Э-116; 1380 м	Э-75; 1220 м
Содержание Pb в исходной пробе 50 мл, мг	3	1,6	1,2
Содержание Pb в фильтрате 50 мл, мг	0,34	0,22	0,40
Сорбировано, мг	2,66	1,38	0,80

Таким образом, свинец в глубинных условиях также мигрирует в виде отрицательно заряженных комплексных ионов.

Известный интерес представляет собой характер десорбции свинца из анионитов. В ранее проведенных экспериментах (для условий поверхности) по десорбции свинца с анионитов АВ-17 и Дауэкс-1 было установлено, что свинец, сорбированный в формах $PbCl_4^{2-}$ и $PbCl_3^-$, полностью десорбируется тремя-четырьмя фракциями 2N HCl.

Десорбция свинца глубинных проб с анионитов АВ-17 и Дауэкс-1 несколько отличается от десорбции свинца поверхностных проб, хотя и проводилась по одной и той же схеме.

Десорбция свинца глубинных проб проводилась следующим образом. Первые два смыва водой (по 25 мл) были отброшены, так как их целью было вытеснение рассолов из межзернового пространства анионитов; третий смыв водой (10 мл) анализировался. Дальнейшая десорбция проводилась 2N HCl фракционно по 25 мл. При этом было обнаружено, что интенсивное вымывание свинца происходит при пропускании первых двух фракций 2N HCl, в последующих трех фракциях 2N HCl свинец фиксируется в ничтожных количествах. Процесс десорбции фактически прекращался, несмотря на то что в смолах оставались еще значительные количества свинца. Продолжение десорбции с применением в качестве десорбента 6N HCl приводит снова к энергичному вымыванию свинца из анионитов (рис. 15, а, б, в).

Сопоставление количеств десорбируемого с анионита свинца 2N HCl и 6N HCl показывает, что десорбция его для указанных проб протекает неодинаково. Свинец, сорбированный из рассолов VIII водоносного горизонта (скв. Э-75), десорбируется практически полностью (более 90%) 2N HCl, т. е. аналогично десорбции свинца, сорбированного из проб рассолов, отобранных на устье скважин, и лишь около 8% сорбированного свинца этой пробы десорбируется 6N HCl. Для свинца из рассолов X водоносного горизонта (скв. Э-116) наблюдается иная картина десорбции. Двунормальной HCl десорбируется лишь 60%

сорбированного из данной пробы свинца, остальные 40% десорбируются 6N HCl. Свинец, сорбированный из рассолов XI водоносного горизонта, лишь в незначительных количествах десорбируется 2N HCl и основная часть его (более 80%) десорбируется шестинормальной HCl.

Подобный характер десорбции свинца, сорбированного из проб рассолов, отобранных на глубине, подтверждает, по мне-

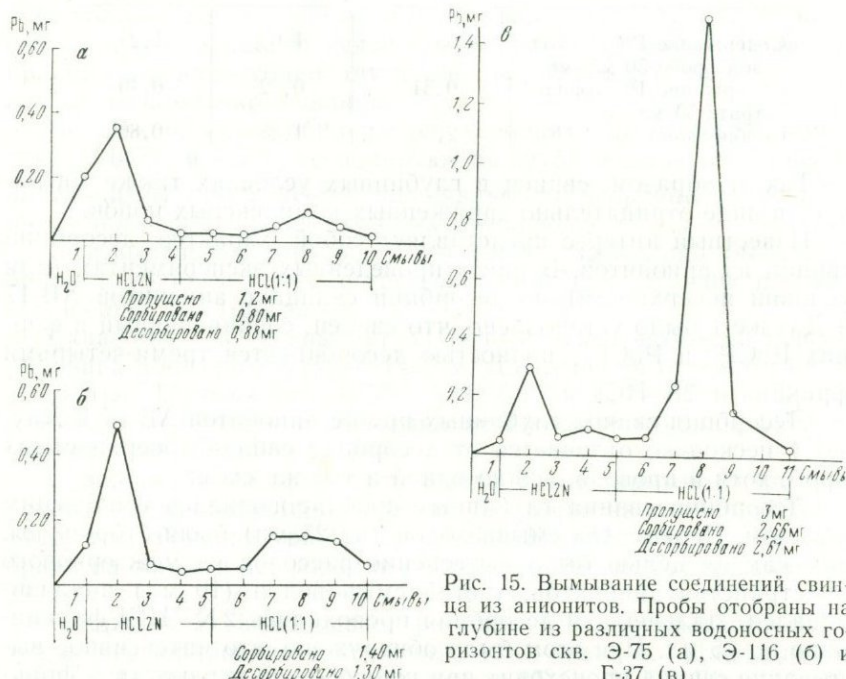


Рис. 15. Вымывание соединений свинца из аннионитов. Пробы отобраны на глубине из различных водоносных горизонтов скв. Э-75 (а), Э-116 (б) и Г-37 (в).

нию автора, присутствие третьего (помимо $PbCl_3^-$ и $PbCl_4^{2-}$), неустойчивого в условиях поверхности комплекса. Благодаря повышенным концентрациям CO_2 и HCO_3^- в рассолах на глубине, вероятно присутствие карбонатно-хлоридных $Pb(CO_3)_2Cl^{3-}$ и карбонатных $Pb(CO_3)_2^{2-}$ комплексов свинца.

Н. Н. Баранова на основании многочисленных экспериментов по изучению комплексообразования свинца в растворах состава Na_2CO_3-NaCl при ионной силе $\mu=1$ доказала возможность существования смешанного карбонатно-хлоридного комплекса свинца $Pb(CO_3)_2Cl^{3-}$. Константа устойчивости этого комплекса равна $(2,8 \pm 0,5) \cdot 10^{10}$, что свидетельствует о его большей прочности по сравнению с однородным карбонатным комплексом $Pb(CO_3)_2^{2-}$, константа устойчивости которого равна $(1,2 \pm 0,2) \times 10^9$. Н. Н. Баранова полагает, что смешанный карбонатно-хло-

ридный комплекс свинца может оказаться весьма устойчивым при повышенных температурах, а следовательно, играть заметную роль в миграции свинца.

О ФОРМАХ НАХОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗА, МЕДИ И КАДМИЯ В РАССОЛАХ

Помимо исследований форм нахождения главных рудных компонентов — свинца и цинка были получены данные, позволяющие судить о формах нахождения в рассолах железа, кадмия и меди.

Изучение форм нахождения железа, меди и кадмия проводилось путем разделения положительно заряженных комплексов и ионов от анионных комплексов этих металлов на анионите АВ-17 (в хлор-форме). Методическая часть экспериментов аналогична таковой по разделению отрицательных и положительных комплексов свинца и цинка.

Для исследования форм нахождения железа были отобраны пробы рассолов как на устье скважин (Р-152, Р-175, Э-116), так и на глубине (в зоне перфорации скв. Э-116 и Э-75). Через колонки с анионитом АВ-17 было пропущено по 25 мл рассола каждой пробы. Результаты эксперимента приведены в таблице 41, из которой видно, что подавляющее количество (от 86 до 96%) железа присутствует в рассолах в виде отрицательно заряженных комплексов.

Таблица 41

Поглощение железа из рассолов некоторых скважин анионитом АВ-17.
Аналитик И. Б. Никитина

Показатели	Скв. Р-152	Р-175	Э-116	Э-116 *	Э-75 *
Содержание Fe, мг/л	22,0	24,0	10,4	11,6	22,0
Пропущено через анионит, мкг	550	600	260	290	550
Содержание Fe в фильтрате, мкг	22	70	29	28	75
Количество отрицательно заряженных комплексов, %	96,5	91	89	90	86

* Пробы, отобранные на глубине, в области перфорации скважин.

Суждения о формах нахождения меди в термальных рассолах базировались на применении различных, но проводившихся параллельно аналитических методов ее определения. Применяя колориметрический метод (с диэтилдитиокарбаминатом свинца), разработанный во ВСЕГИНГЕО А. И. Марковой (1961 г.), определялась двухвалентная медь, находящаяся в катионной форме. Параллельно методами полярографии проводилось определение общей меди. Сопоставление данных (табл. 42) показывает что,

количество катионных форм меди ничтожно и большая часть ее находится в рассолах в виде комплексных соединений. Высокие концентрации Cl^- -иона в рассолах позволяют предполагать преобладание хлоридных анионных комплексов меди типа CuCl_3^{2-} и CuCl_2^- . Преобладание отрицательно заряженных хлоридных комплексов меди подтверждается экспериментально. Фильтрацией рассолов через анионитные смолы (АВ-17 в хлор-форме) устанавливается, что около 90% меди находится в виде отрицательно заряженных комплексов (табл. 43). Сопоставление данных по содержанию меди в фильтраатах после анионита и содержанию катионной меди в рассолах из скважин Г-37, Э-116 и Э-75 показывает, что некоторое количество (5%) меди находится в виде нейтральных комплексов (CuCl).

Таблица 42

Содержание общей и катионной меди в рассолах Челекена (мг/л).
Аналитики И. Б. Никитина и Л. А. Бурмистрова

№ скважины	Общее содержание меди (полярография)	Содержание катионных форм меди (колориметрия)
Э-116*	2,94	0,14
Г-37 *	5,30	0,29
Э-75 *	8,34	0,35
Э-106	1,40	0,10
Г-18	1,40	0,08
Э-81	1,0	0,20
Г-30	1,0	0,16
Э-133	1,0	0,06
Э-87	0,70	0,08
Э-112	0,69	0,075

* Пробы, отобранные на глубине, в области перфорации скважин.

Таблица 43

Поглощение меди из рассолов некоторых скважин (глубинные пробы) анионитом АВ-17. Аналитик И. Б. Никитина

Показатели	Скв- Г-37	Э-116	Э-75
Содержание Cu в исходных рассолах, мг/л	5,30	2,94	8,34
Глубина отбора, м	1425	1350	1225
Содержание Cu в фильтрате, мг/л	0,60	0,30	0,73
Количество отрицательно заряженных комплексов, %	89	89,5	91

Исследование форм нахождения кадмия в рассолах проводилось также путем разделения различно заряженных комплексов на анионите АВ-17 (в хлор-форме). Полученные результаты показывают, что резко преобладающими (94—100%) являются

отрицательно заряженные комплексы (табл. 44). Исключительно важная роль хлоридных комплексов кадмия в гидротермальном рудообразовании отмечается А. Мукерджи (Mookherjee, 1962). Им были рассчитаны константы устойчивости для комплексов $CdCl_3^-$ и $CdCl_4^{2-}$.

Таблица 44

Поглощение кадмия из рассолов скважин анионитом АВ-17

Показатели	Скв. Э-75 ** (устье)	Э-75 ** (1220 м)	Э-116 * (устье)	Г-37 * (устье)
Содержание Cd в исходной пробе, мг/л	0,80	1,60	0,67	1,27
Содержание Cd в 100 мл, мкг	80	160	67	127
Содержание Cd в фильтрате, мкг	5	10	Не обн.	Следы
Количество отрицательно заряженных комплексов, %	94	94	100	100

* Полярография, аналитик И. Б. Никитина.

** Колориметрия, аналитик Л. А. Бурмистрова.

В исследованных рассолах высокие концентрации хлора (резко преобладающий анион) и отсутствие сероводорода создают благоприятные условия для образования отрицательно заряженных хлоридных комплексов кадмия типа $CdCl_3^-$ и $CdCl_4^{2-}$.

Таким образом, рудные компоненты в исследованных рассолах находятся преимущественно в виде отрицательно заряженных хлоридных комплексов: $PbCl_4^{2-}$ (55,7%), $PbCl_3^-$ (37,6%), $ZnCl_3^-$ (84,7%), $CdCl_4^{2-}$ и $CdCl_3^-$ (95—100%), $CuCl_3^{2-}$ и $CuCl_2^-$ (90%), $FeCl_4^{2-}$ и $FeCl_3^-$ (86—96%). Если для свинца и цинка стехиометрия комплексов получена расчетным путем, то для кадмия, меди и железа она дается предположительно, хотя, как это указывалось ранее, отрицательные заряды комплексов этих металлов определяют и их стехиометрию. Это могут быть комплексы 1 : 3, 1 : 4 и т. д.

Количество нейтральных хлоридных комплексов этих металлов невелико и варьирует от 2 до 5%. Для свинца и цинка установлены нейтральные сульфатные комплексы, а для цинка — гидроксильные (около 5%).

В более глубоких горизонтах, где преобладают хлоридно-бикарбонатно-натриевые воды, не исключено нахождение тяжелых металлов в виде более сложных хлоридно-карбонатных, а в зонах сероводородного заражения — в виде гидросульфидных или сульфидных комплексов.

СОВРЕМЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ

Процессы современного минералообразования на Челекене, связанные с техногенной разгрузкой термальных вод и рассолов, осуществляются в широких масштабах и протекают весьма интенсивно. Главной особенностью образующихся минеральных фаз является их сугубая современность. Для большинства изучавшихся минеральных агрегатов известны даты начала их формирования. Образование некоторых из них начиналось на глазах автора и прослеживалось на протяжении двух—шести месяцев, а иногда до полутора—двух и более лет. Большинство описываемых минеральных агрегатов являются датированными, причем периоды формирования одних определяются несколькими месяцами, других — годами, не превышая, как правило, пяти-шести лет. Лишь для некоторых новообразований отсутствует точное датирование начала их образования.

Если при изучении древних минеральных агрегатов одной из основных задач является реконструкция процессов их образования — выяснение состава минералообразующей среды, ее физико-химических параметров, динамики формирования агрегатов и т. д., то при изучении современных минеральных агрегатов исследователь начинает с изучения минералообразующей среды — ее состава и динамики; качественного состояния растворенных веществ; с выяснения факторов, обуславливающих нарушение равновесий в растворах, и непосредственного наблюдения за динамикой образования минеральных агрегатов. То, что долго остается *terra incognita* при реконструкциях древних процессов, полностью раскрывает себя в современных. Поэтому далее описанию образующихся минералов и минеральных агрегатов в большинстве случаев предшествует характеристика условий их образования.

Выше было показано, что в пределах Челекенской антиклинальной структуры преобладают три типа вод: 1) высококонцентрированные хлоридные натриево-кальциевые рассолы, не содержащие сероводород и зараженные им; 2) хлоридно-бикарбонатно-натриевые; 3) сульфатно-натриевые воды. В связи с этим изложение результатов изучения процессов современного минералообразования, связанных с этими водами, приводится по типам вод.

ОТЛОЖЕНИЕ САМОРОДНЫХ СВИНЦА, МЕДИ И СЕРЕБРА ИЗ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ХЛОРИДНЫХ НАТРИЕВО-КАЛЬЦИЕВЫХ РАССОЛОВ

В многочисленных скважинах, вскрывающих водоносные горизонты верхнего отдела красноцветной толщи, происходит интенсивное отложение свинца. Скорость отложения его настолько велика, что многие скважины в результате образования песчано-свинцовых пробок перестают изливаться буквально через 2—2,5 года после пробуривания. Количества отлагающихся меди и серебра несопоставимо малы, и лишь в единичных скважинах элементарная медь составляет от 7 до 15% отложившегося вещества. Элементарное серебро, как правило, составляет в среднем около 0,05% от новообразованных фаз, лишь в единичных случаях достигая 0,25—0,30%.

Как отмечалось, концентрация свинца и меди в пробах рассолов, отобранных на устье скважин, в среднем на порядок ниже концентраций их на глубине, в условиях водоносного горизонта.

В связи с отложением в скважинах свинца и меди из рассолов при перемещении их из водоносного горизонта на поверхность определенный интерес представляло проведение поинтервального опробования скважин. Проводилось оно с помощью глубинного пробоотборника Приз-II последовательным отбором проб с глубин 300, 700, 1000 м и более. Были опробованы режимы спуска и подъема с тем, чтобы пробоотборник не касался внутренней поверхности труб и не разрушал накопившихся на них новообразований. Как последовательный ход отбора проб от поверхности в глубину, так и отработка режима опробования были необходимы для предотвращения, с одной стороны, перемешивания рассолов в скважине, с другой — отрыва новообразованных отложений со стенок скважины, так как при этом происходит образование тонких минерально-нефтяных взвесей, сильно искажающих результаты исследований, особенно при измерении значений Eh. На примере подобного рода искажений остановимся при характеристике новообразований в скв. Г-37.

Поинтервальное глубинное опробование скважин показало, что по мере движения рассолов в скважине из области перфорации к устью концентрации свинца и меди в них последовательно уменьшаются, что обусловлено выделением этих металлов из рассолов (табл. 45 и 46). Особенно резкий скачок в понижении концентраций свинца и меди отмечается в интервале 1400—1000 м. затем, как правило, фиксируется более постепенное понижение концентраций. Содержание кадмия на устье также несколько ниже, чем в области перфорации, но это понижение незначительно и варьирует в пределах точности анализа. Для цинка практически не отмечается изменений в концентрациях от зоны перфорации до устья скважины.

Глубинное поинтервальное опробование скв. Э-116

Глубина отбора проб, м	Eh	pH	Pb	Zn	Cd	Cu
Устье	+140	6,10	2,85	3,8	0,62	1,28
300	+135	6,10	4,0	3,8	0,62	1,85
700	+120	6,0	10,0	3,9	0,68	2,24
1000	Не опр.	Не опр.	16,0	4,0	0,70	3,45
1400	+112	6,0	36,0	4,0	0,78	7,60

Заметные изменения отмечаются в значениях окислительно-восстановительного потенциала (Eh) рассолов. Самые низкие его значения отмечаются в зоне перфорации и постепенно возрастают по направлению к устью скважины. Величины pH заметных изменений не испытывают.

Таблица 46

Глубинное поинтервальное опробование скв. Г-37

Глубина отбора проб, м	Eh	pH	Pb	Zn	Cd	Cu
Устье	+135	6,0	3,10	2,2	0,76	2,15
300	+125	6,0	8,0	2,2	0,79	2,48
700	+110	6,10	9,0	2,3	0,80	3,20
1100	+100	6,10	12,0	2,3	0,84	4,78
1400	+65	6,17	20,0	2,3	0,84	8,24

Таким образом, отложение и накопление самородных свинца и меди в скважинах хорошо согласуется с полученными данными по уменьшению концентраций этих металлов в рассолах по мере движения их в стволе скважины.

Количество скважин, в которых за короткое время накапливаются сотни и тысячи килограммов самородного свинца, насчитывается многими десятками. Остановимся на характеристике скоплений новообразованных свинца и меди в некоторых скважинах.

Скв. Р-152 расположена на южном крыле Челекенской антиклинали, в пределах Западной периклинали. Пробурена она с целью разведки на нефть в 1957 г. до глубины 2678 м. Перфорирована в интервале 885—914 м. В июле 1965 г. при проверке сообщения оператора Химзавода И. С. Зябко о «металлическом засаливании» манометров при замерах забойного давления в крестовине этой скважины были обнаружены натечные, почковидные коры элементарного свинца (рис. 16).

Химический состав рассолов этой скважины приведен в табл. 30.

Самородный свинец в естественной среде (в рассоле) характеризуется голубовато-серой окраской и довольно сильным металлическим блеском. Будучи изъят из рассола, на воздухе тускнеет, покрываясь тонкой пленкой окислов.

Изучение натечных образований самородного свинца под микроскопом показало, что они представляют собой очень пористые, губчатые агрегаты (рис. 17), сложенные дендритовидными скелетными кристалликами (рис. 18). В отдельных случаях в пористой массе свинца наблюдаются редкие округлые включения самородного серебра.

Свинец, отлагающийся в трубах скв. P-152, ассоциирует, как правило, с карбонатами кальция и магния. Примесь их к натечным образованиям самородного свинца незначительна (не более 3 вес. %). В очищенном от карбонатов свинце химически установлены примеси (в %): As 0,60; Cu 0,49; Ag 0,08 и Sb 0,02. Кроме того, полуколичественным спектральным анализом отмечаются (в %): Zn от 0,0п до 0,п Cd ~ 0,2; Mo ~ 0,1; Sr 0,0п и Ga 0,000п.

Межплоскостные расстояния самородного свинца этой скважины приведены в табл. 47. Параметры элементарной ячейки $a = 4,93 \text{ \AA}$.

При неоднократных промывках этой скважины выносились многие сотни килограммов тонкопорошкового свинца.

Таблица 47

Межплоскостные расстояния самородного свинца скв. P-152

№ п/п	hkl	1		2		№ п/п	hkl	1		2	
		l	d/n	l	d/n			l	d/n	l	d/n
1	—	1	5,62	—	—	16	222	4	1,426	5	1,430
2	—	2	3,57	—	—	16	400	1	1,367	1	1,366
3	111	3	3,12	3	3,158	18	—	1	1,303	—	—
4	111	7	2,84	9	2,860	19	331	2	(1,250)	4	1,256
5	200	1	(2,711)	3	2,738	20	400	3	1,233	4	1,238
6	—	1	1,604	—	—	21	420	2	1,217	4	1,222
7	200	6	2,465	8	2,480	22	331	9	1,133	10	1,138
8	—	1	2,206	—	—	23	422	1	1,110	2	1,117
9	—	1	2,073	—	—	24	420	9	1,104	10	1,108
10	220	3	1,922	3	1,933	25	—	1	1,060	—	—
11	—	1	1,845	—	—	26	—	3	1,048	—	—
12	220	7	1,745	9	1,753	27	—	1	1,025	—	—
13	311	3	(1,641)	4	1,648	28	422	10	1,008	10	1,011
14	222	2	(1,571)	2	1,580	29	—	5	1,007	—	—
15	311	8	1,486	10	1,494	—	—	—	—	—	—

1 — самородный свинец Челекенского месторождения (скв. P=152); 2 — свинцовая проволока (данные В. И. Михеева; $a = 4,955 \text{ \AA}$). Условия съемки: Fe-излучение; $2R = 57,3 \text{ мм}$; напряжение 35 кВ; сила тока 10 мА.

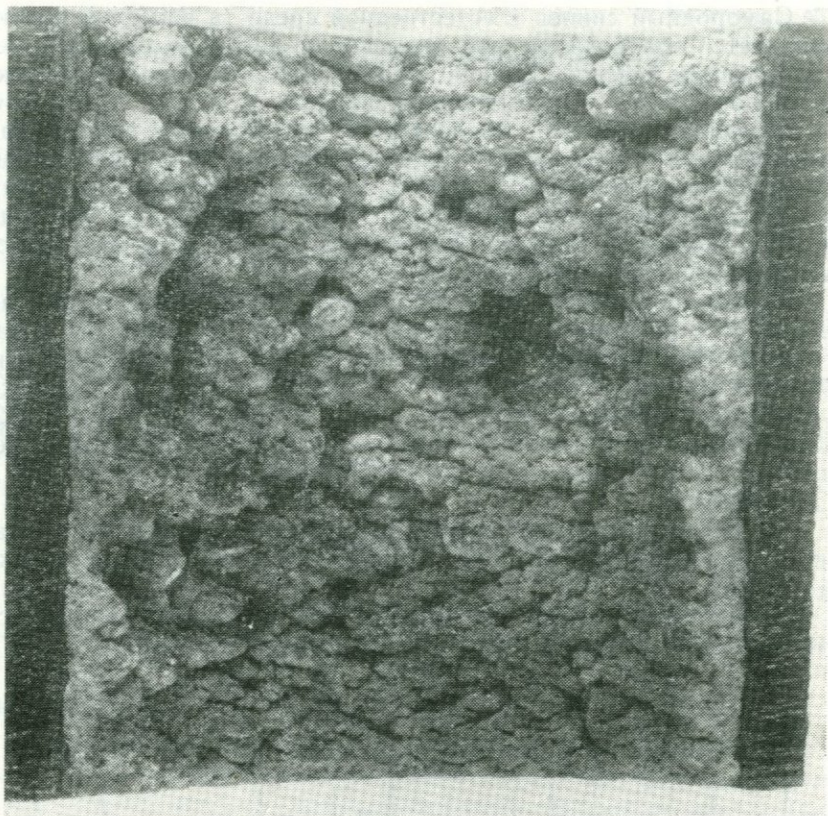


Рис. 16. Почковидные образования самородного свинца в трубах скв. Р-152. Период образования 2,5 года. Увел. 1,5.

Скв. Э-111. Характерным примером интенсивного отложения самородного свинца в стволах скважин является скв. Э-111. Она вступила в эксплуатацию 29 июня 1964 г. Глубина забоя при ее пробуривании составляла 1351 м. Скважина была перфорирована в интервале 1348—1261 м. Начальный дебит скважины составлял 406 м³ в сутки. Через год дебит скважины резко уменьшился до 200 м³ в сутки, а произведенными замерами было установлено, что в интервале 1351—1279 м образовалась пробка, заполнившая $\frac{3}{4}$ перфорированного интервала скважины. К июню 1966 г. дебит скважины снизился до 100 м³ в сутки, а в сентябре она была поставлена на ремонт. Была раздроблена пробка, произведена промывка скважины и заменена подвесная колонна.

В трубах поднятой подвесной колонны был установлен самородный свинец, образующий на внутренней поверхности труб корочки толщиной от 1 до 7 мм.

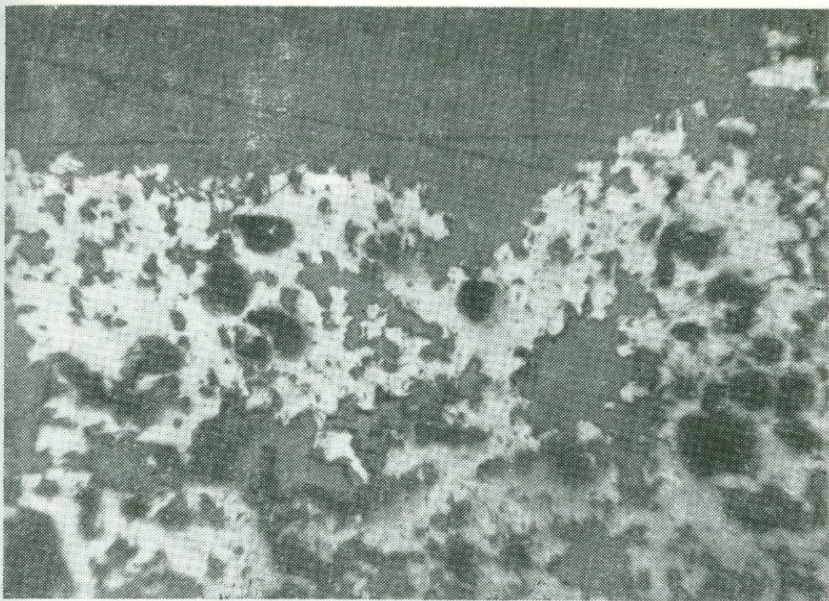


Рис. 17. Губчатое сложение почковидных образований самородного свинца. Отраженный свет. Увел. 10.

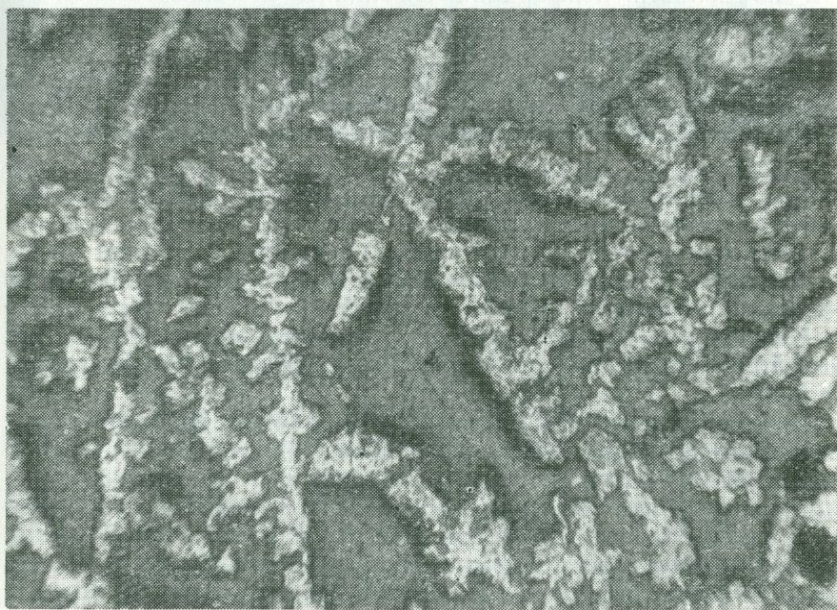


Рис. 18. Скелетные кристаллы самородного свинца. Отраженный свет. Увел. 200.

Произведенные подсчеты показали, что за два года на внутренней поверхности труб 1000-метровой подвесной колонны отложилось около 1 т свинца. Еще более значительные количества самородного свинца были вынесены при промывке скважины (вымывалось вещество разрушенной пробки). В русле ручья протяженностью около 10 м (между скважиной и котлованом, в который сбрасывалась вода), образовавшемся в процессе промывки, отложилось более 2,5 т порошковатого самородного свинца. Подсчет количества свинца, унесенного в котлован, произведенный после его осушения, показал, что в нем накопилось 2,5—3 т тонкопорошковатого свинца. В целом при промывке скважины было вынесено более 5 т самородного свинца.

Вынесенный тонкопорошковатый свинец представлен мельчайшими (от 0,05 до 0,5 мм) пластинчатыми частицами. При значительных увеличениях под биноклем устанавливается, что эти частицы представляют собой плоско развитые дендритные формы. В виду значительного окисления материала методами оптической микроскопии он не исследовался. Следует отметить, что в агрегатах свинца этой скважины, подвергшихся значительному окислению, наблюдается большое количество тончайших пленочных образований ярко-зеленого и грязно-голубого цвета (вероятно, оксихлориды меди, а также свинца и меди).

Спектральным анализом в порошковатом свинце, вынесенном из области перфорации скважины, отмечаются (в %): Cu 2,5; As ~ 1; Cd 0,3; Mg 0,05; Ag 0,2; Zn 0,03; Mo 0,04 и Sb ~ 0,01.

Коры самородного свинца, образующиеся в трубах подвесной колонны, характеризуются бугорчатой поверхностью. Толщина коры варьирует от 7 мм (на глубине 800—900 м) до 0,5 мм (у поверхности). Изучение под микроскопом показывает, что свинец, слагающий коры, образует пористые дендритовидные агрегаты пластинчатых индивидов (рис. 19). На отдельных индивидах отмечаются характерные признаки скелетного роста. В лапчатых, дендритовидных образованиях свинца постоянно отмечаются точечные включения самородной меди.

Спектральным анализом в этом свинце отмечаются (в %): Ca 0,75; Cu 0,60; As 0,22; Mg 0,15; Ag 0,08; Zn 0,03; Mo 0,01 и Sb 0,005.

Скв. Э-116, пробуренная до глубины 1457 м, вступила в эксплуатацию 30 марта 1964 г. Скважина перфорирована в интервале 1450—1371 м и дренирует X водоносный горизонт. Химический состав рассолов, вскрытых этой скважиной, приведен в табл. 29. Начальный дебит ее составлял 435 м³ в сутки. В марте 1965 г. при промере глубины забоя было установлено, что в области фильтров образовалась пробка (95 м) и дебит скважины несколько снизился. В январе 1966 г. пробка была зафиксирована в интервале 1450—1250 м; дебит скважины сни-

зился до 205 м^3 в сутки. В феврале 1967 г. дебит упал до 145 м^3 в сутки, и скважина была поставлена на ремонт.

В поднятых трубах подвесной колонны были установлены значительные скопления самородного свинца, образующего совместно с песчано-глинистым материалом пробки в области фильтров и патечные коры на внутренней поверхности труб.

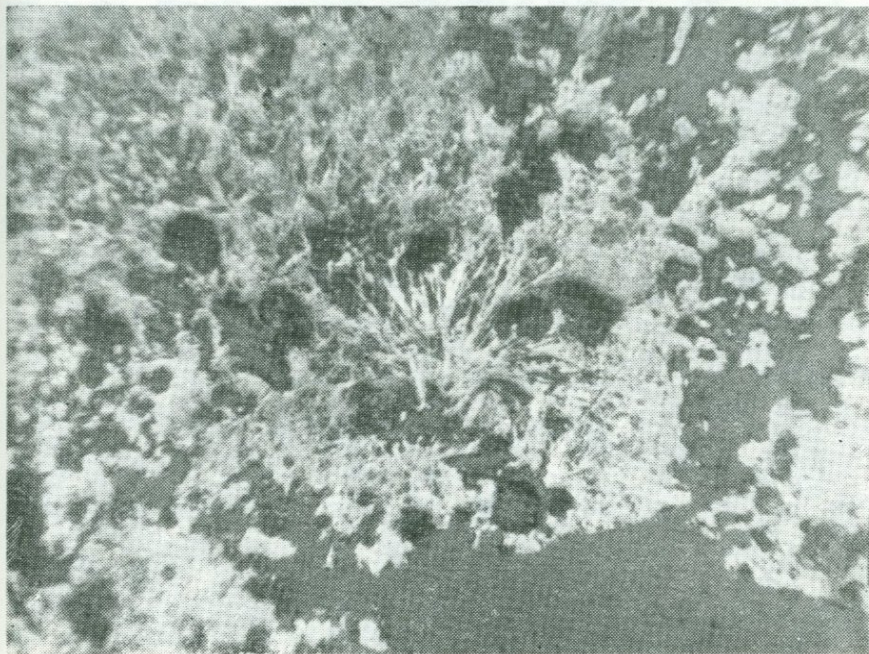


Рис. 19. Пластинчатые агрегаты самородного свинца из труб скв. Э-111. Отраженный свет. Увел. 90.

В общей сложности в трубах поднятой подвесной колонны было обнаружено более 6 т самородного свинца; около 1 т было вынесено при промывке скважины и отложилось в виде тонкого порошкового материала в русле ручья в непосредственной близости от скважины.

В целом за три года эксплуатации в скважине накопилось 7,15 т самородного свинца. Исходя из этих данных, можно провести расчеты для выяснения исходных концентраций свинца в рассолах X водоносного горизонта и, сопоставив их с данными по содержанию свинца в этом горизонте, полученными в результате глубинного опробования, оценить достоверность подсчетов отложившегося свинца.

С начала эксплуатации по февраль 1967 г. суммарный дебит скважины составил немного более 300 тыс. м^3 . Если из этого

количества рассола отложилось 7,15 т свинца, то из каждого литра отлагалось 23,8 мг. Учитывая, что в рассоле в растворенном состоянии остается свинец в количестве 2,8 мг/л, можно считать, что исходное содержание его было 26,6 мг/л. Прямое определение свинца в пробе, отобранной в области перфорации (глубинное опробование от 20/IV 1968 г.) дает цифру 27,0 мг/л.

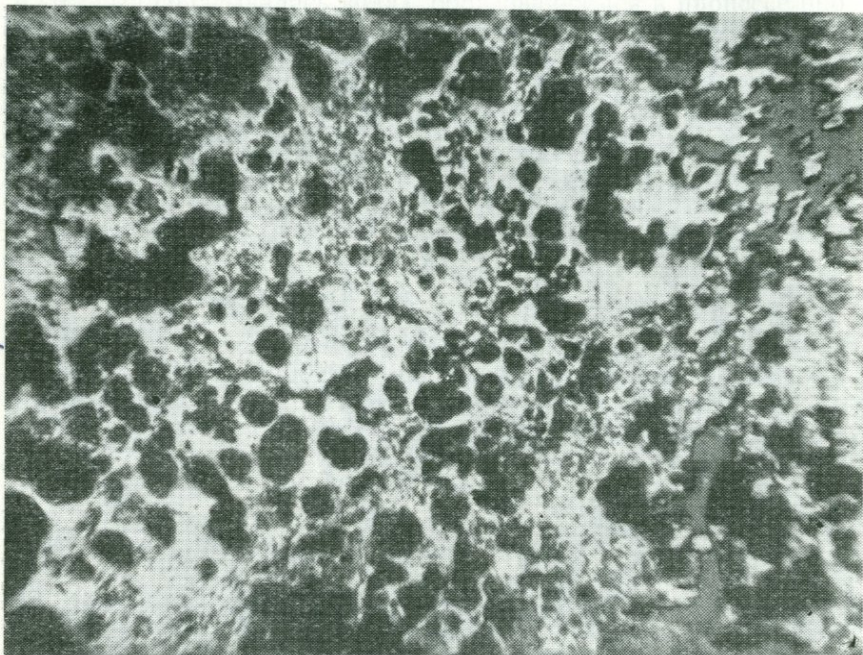


Рис. 20. Тонкокристаллический самородный свинец, цементирующий комковатые агрегаты глины в стволе скв. Э-116. Период образования 3 года. Увел. 45.

И если исходить из этого содержания свинца, то за вычетом 2,8 мг/л из 300 тыс. м³ рассола должно было отложиться 7,26 т самородного свинца.

Трубы подвесной колонны, поднятые из области перфорации, практически полностью заполнены плотными агрегатами тонкокристаллического рудного материала. Это так называемые пробки, образующиеся в области фильтров. Они состоят из комочков глины и песчинок, сцементированных тонкокристаллическим самородным свинцом (рис. 20). Под микроскопом видно, что свинцовый цемент характеризуется неоднородным строением. Местами он представлен очень плотными агрегатами мельчайших зернистых частиц, в других участках он порист и сложен пластинчатыми, иногда радиально ориентированными, индивидулами. Среди последних часто отмечают точечные и пленочные

выделения самородной меди. Изредка она наблюдается в виде единичных, дендритовых образований. И совсем редко в описываемом свинце отмечаются единичные округлые зернышки самородного серебра.

Количественным спектральным анализом в исследуемом свинце установлены примеси (в %): Cu 2,8; As 0,52; Ag 0,35; Mo 0,018; Sb 0,012; Cd 0,008; Zn 0,001 и Sn 0,001.

В табл. 48 приведены значения межплоскостных расстояний этого свинца.

Таблица 48

Межплоскостные расстояния самородного свинца скв. Э-116

№ п/п	Скв. Э-116		L. G. Berry а, R. M. Thompson (1962)		
	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>hkl</i>
1	4	3,17	—	—	—
2	9	2,86	10	2,86	111
3	1	2,73	—	—	—
4	4	2,49	7	2,49	0,02
5	2	1,937	—	—	—
6	7	1,754	6	1,755	022
7	2	1,651	—	—	—
8	2	1,579	—	—	—
9	8	1,498	9	1,495	113
10	7	1,433	2	1,427	222
11	3	1,255	—	—	—
12	3	1,240	1	1,241	004
13	3	1,222	—	—	—
14	10	1,137	3	1,135	133
15	2	1,114	—	—	—
16	10	1,108	3	1,109	024
17	4	1,052	—	—	—
18	10 дв.	1,011 1,009	2	1,011	224

Скв. Г-37 пробурена в марте 1960 г. на глубину 1520 м. Перфорирована в интервале 1437—1476 м и дренирует XI водоносный горизонт. Химический состав рассолов этого горизонта приведен в табл. 29. В течение эксплуатации в скважине периодически образовывались свинцово-песчаные пробки, которые необходимо было удалять для нормального функционирования скважины. Количество выносающегося свинца при промывках измеряются тоннами.

Рассолы скважины по отводной трубе сбрасываются в ручей, впадающий в искусственное озеро (водохранилище Алигул). В отводной трубе и в русле ручья на протяжении 5—6 м отлагается тонкопорошковатый свинец. В бортах ручья, чуть ниже уровня рассолов, наблюдаются натечные гребневидные коры его (рис. 21). Образование кор подобного типа обусловлено

седиментацией тончайших взвешенных частиц вещества в направленном токе растворов. В центральной части русла ручья, среди скоплений тонкопорошкового самородного свинца, наблюдаются тонкие псевдоморфозы облекания свинца по волокнам обрывков размочаленных канатов (рис. 22).

Спектральным анализом в свинце, слагающем гребневидные коры, отмечаются (в %): Cu 2,20; As ~ 1,0; Ag 0,45; Mo 0,05; Sb 0,025; Zn 0,01; Cd следы.

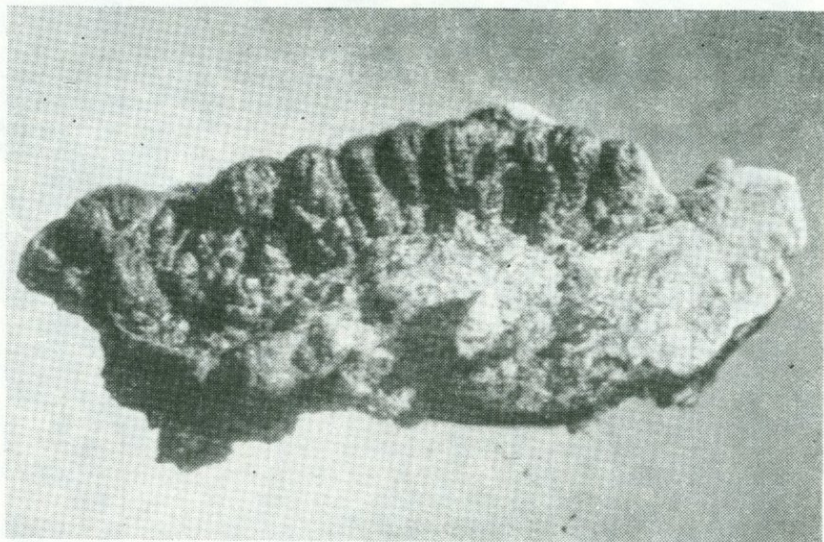


Рис. 21. Натечные гребневидные коры самородного свинца. Ручей от скв. Г-37. Натур. вел.

В табл. 49 приведены значения межплоскостных расстояний самородного свинца, слагающего гребневидные коры.

Порошковатый свинец, выносящийся при промывке скважины, представлен в основном неправильными комковатыми агрегатами пластинчатых индивидов свинца. В их массе нередко отмечаются пленочные выделения самородной меди и единичные дендритные образования серебра. Помимо комковатых агрегатов около 15—20% порошковатой массы составляют мельчайшие (от сотых долей до 0,2 мм) идеальные сферолиты самородного свинца.

Состав элементов-примесей в комковатых образованиях несколько отличен от таковых в свинце из русла ручья. Спектральным анализом в нем обнаружены (в %): Cu ~ 5,5; As 2,2; Ag 0,5; Mo 0,07; Sb 0,032; Zn 0,01; Bi 0,001; Sn 0,001; Be — следы.

При проведении глубинного опробования этой скважины на пробоотборнике, поднятом с глубины 1450 м, были обнаружены единичные крупные (до 3 мм в диаметре) сферолиты самородного свинца. Специально проведенным отбором, с помощью пробоотборника типа желонки, с глубины 1460 м было поднято

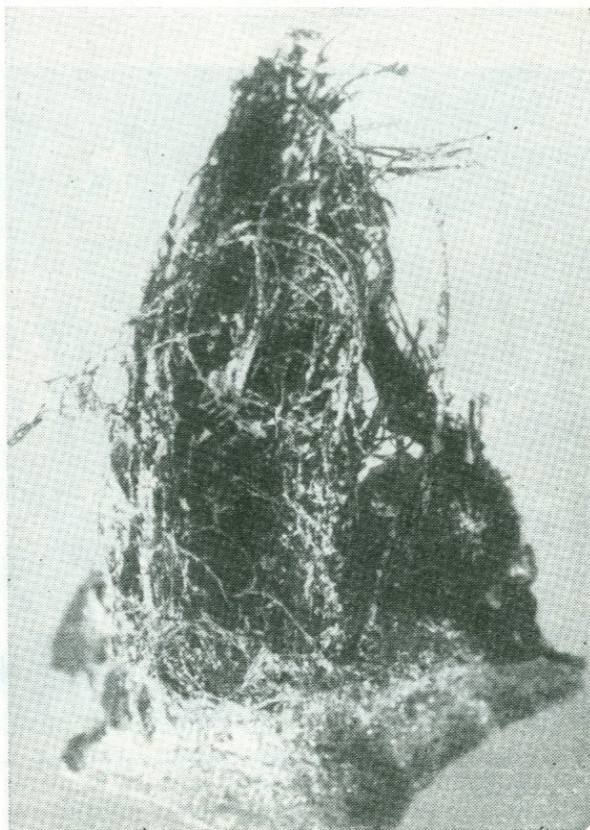


Рис. 22. Псевдоморфозы облекания самородного свинца по волокнам целлюлозы. Ручей от скв. Г-37. Увел. 2.

около 600 г самородного свинца. Он преимущественно был представлен сферолитами идеальной шарообразной формы (рис. 23). Размер сферолитов варьирует от 0,1 до 4,5 мм в диаметре. Поверхность сферолитов окристаллизована. Кристаллические индивиды представлены кубическими формами, радиально ориентированными по оси третьего порядка. Под микроскопом радиальная ориентировка образующих сферолит индивидов отмечается

слабо, ввиду размазывания свинца из-за его низкой твердости.

Таблица 49

Межплоскостные расстояния самородного свинца скв. Г-37 (коры в ручье)

№ п/п	Скв. Г-37		L. G. Berry a R. M. Thompson (1962 г.)		
	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>hkl</i>
1	1	3,17			
2	10	2,86	10	2,86	111
3	1	2,66			
4	4	2,48	7	2,49	002
5	1	2,11			
6	2	2,01			
7	1	1,943			
8	1	1,891			
9	6	1,759	6	1,755	022
10	2	1,655			
11	7	1,498	9	1,495	113
12	3	1,435	2	1,427	222
13	1	1,257			
14	2	1,241	1	1,241	004
15	1	1,224			
16	9	1,138	3	1,135	133
17	9	1,108	3	1,109	024
18	1	1,052			
19		1,011			
20	10	1,009	2	1,011	224

Спектральным анализом в сферолитовых образованиях свинца отмечаются (в %): Cu 0,37; As 0,35; Ag 0,25; Mo 0,01, Sb 0,0055; Sn, Bi и Cd — следы линий.

После четырехкратного опускания пробоотборника на глубину 1450—1460 м для отбора самородного свинца из области перфорации скважина стала изливать рассолы черновато-бурого цвета. Этот цвет обусловлен образованием плотной взвеси тонкодисперсного вещества новообразований, срываемого пробоотборником со стенок обсадных труб скважины.

Измерения значений окислительно-восстановительного потенциала этого черного рассола показали, что Eh варьирует от —120 до —140 мВ (по отношению к нормальному водородному электроду). После отстаивания взвеси и приобретения раствором полной прозрачности (около 3 часов) значения Eh изменились, но оставались тем не менее отрицательными, варьируя от —80 до —60 мВ (при обычном значении Eh на устье +140—+150 мВ).

Вещество, образующее взвесь в подсушенном состоянии, рыжеватобурого цвета, пудрообразно, сильно магнитно. Полуколичественным спектральным анализом отмечаются (в %): Fe —

n^+ ; Zn — n ; Al ~ 1 ; Pb ~ 1 ; MgO — n^+ ; MnO — n^+ ; SiO — n^- ; MoO — n^- ; Cu 0,01; Sn 0,01; Ga 0,000 n^- и Be — следы.

Изучение методами рентгенометрии показало, что исследуемое вещество является цинксодержащим магнетитом, с параметрами элементарной ячейки, равными $8,37 \pm 0,02 \text{ \AA}$.

В табл. 50 приведены значения межплоскостных расстояний исследуемого цинкового магнетита.

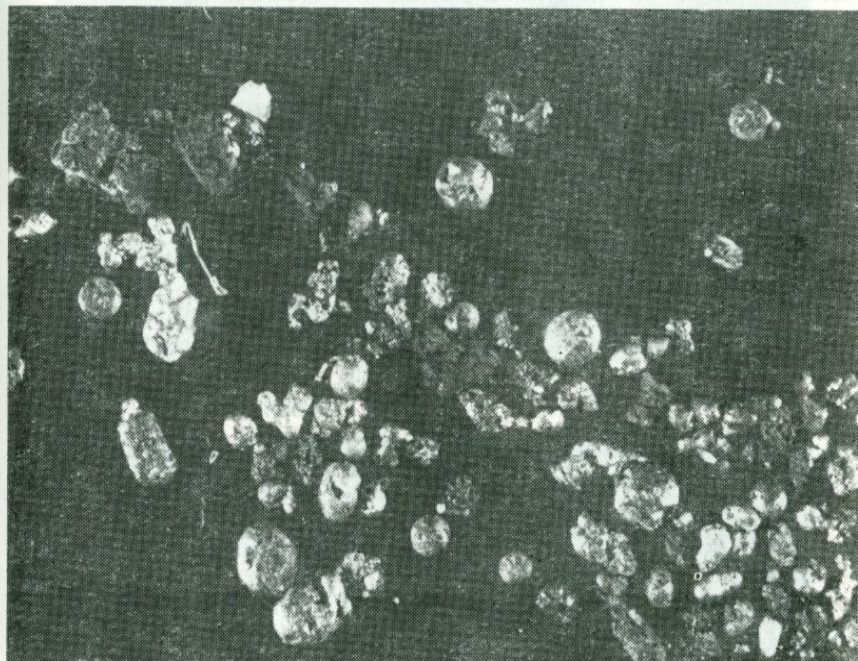


Рис. 23. Сферолиты самородного свинца, поднятого из скв. Г-37 с глубины 1460 м. Увел. 10.

Таблица 50

Значения межплоскостных расстояний новообразованного цинксодержащего магнетита из скв. Г-37

№ п/п	I	d/n	hkl	№ п/п	I	d/n	hkl
1	2	3,39	—	7	6	2,082	400
2	6	3,00	220	8	2	1,902	—
3	5	2,957	—	9	3	1,858	—
4	3	2,857	—	10	3	1,709	422
5	10	2,518	311	11	9	1,482	440
6	2	2,265	—	12	5	1,093 _{нн}	553

Условия съемки: камера РКД, Fe-излучение; напряжение 35 кВ; сила тока 12 мА. Относительная интенсивность отражений оценивалась визуально по 10-балльной шкале.

Пудрообразная масса тонкодисперсного цинксодержащего магнетита в значительной степени пропитана нефтяными битумами, составляющими около 1,5% от общего веса осадка. Бензиновая вытяжка желтовато-коричневого цвета.

Отрицательные значения окислительно-восстановительного потенциала (Eh) рассолов после многократных опусканий пробоотборника в скважину обусловлены образованием тонкой взвеси минерально-нефтяной эмульсии в скважине.

Скв. Э-119 расположена на юго-восточном крыле складки, в пределах западной части гидрогеохимической аномалии и дренирует XI водоносный горизонт. При проведении глубинного опробования из области фильтров было поднято небольшое количество самородного свинца, среди которого наблюдались отчетливые выделения элементарной меди. Специально проведенный отбор из призабойной части скважины позволил получить около 300 г скопившегося там осадка.

Поднятый материал представлен гранулированными образованиями самородного свинца и элементарной меди. Размеры гранул варьируют от 0,3 до 1,5 мм в диаметре. Гранулы состоят из мельчайших частиц терригенного материала, сцементированных самородным свинцом. Поверхность большинства таких гранул покрыта тончайшими пленками самородной меди. Значительное количество меди (до 25%) ассоциирует со свинцом в основной массе гранул. Реже наблюдаются гранулы, сложенные одной самородной медью. Наиболее характерными для выделений меди являются неравномерно распределенные в основной свинцовой массе гранул тонкокристаллические скопления. На рис. 24 а, б приведены данные сканирования небольшого участка свинцовой гранулы, которые иллюстрируют характер распределения тонкокристаллической меди. В основной свинцово-медной массе гранул изредка отмечаются единичные, округлой или неправильной формы, выделения самородного серебра (рис. 25). В табл. 51 приведены значения межплоскостных расстояний самородного свинца с примесью самородной меди.

Среди преобладающих гранулированных образований самородных свинца и меди наблюдаются мельчайшие комковатые глинистые частицы, на поверхности которых располагаются плоско развитые дендриты элементарной меди (рис. 26 и 27). Иногда дендриты меди образуют сплошные оторочки вокруг глинистых частиц, которые в свою очередь перекрываются тонкими дендритными корочками самородного серебра (рис. 28). Иногда наблюдаются своеобразные кокардовые образования — на поверхности глинистой частицы располагается корочка самородного свинца, которая перекрывается зоной дендритной меди, покрытой в свою очередь корочкой самородного серебра (рис. 29).

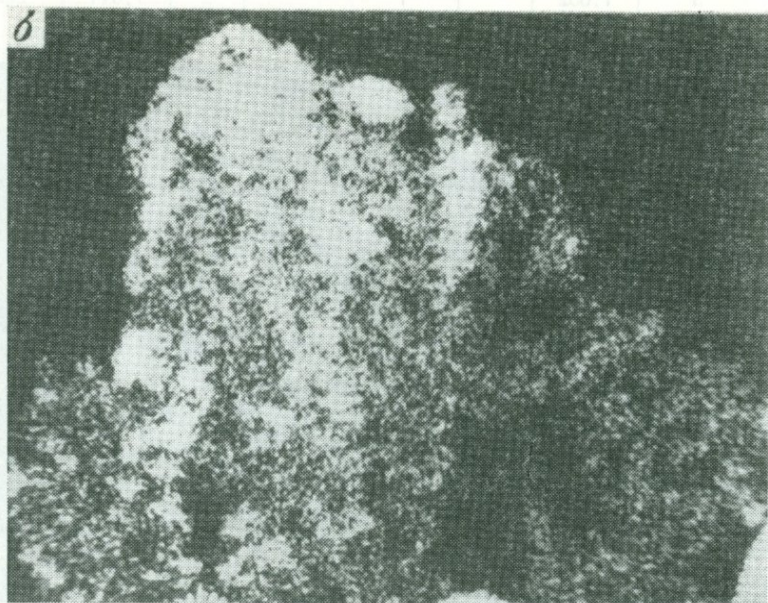
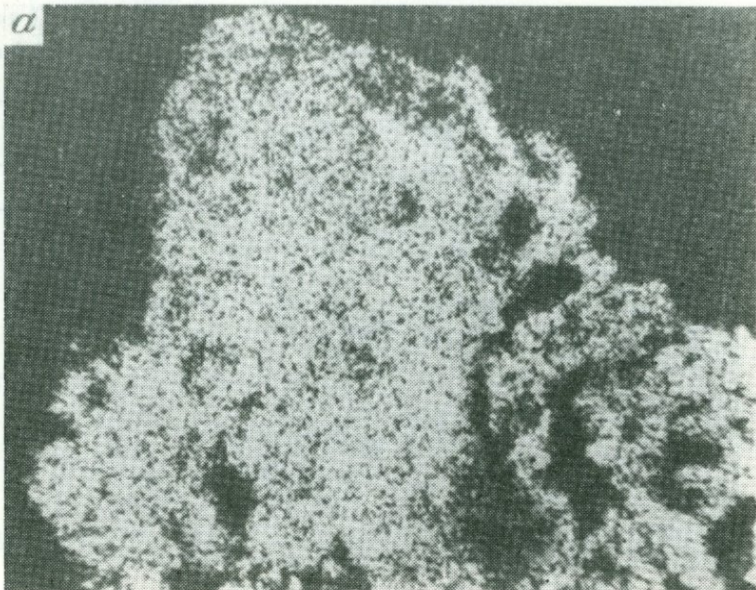


Рис. 24. Распределение свинца (а) и меди (б) в краевом участке ($200 \times 150 \mu$) свинцовой гранулы. Снято на микроанализаторе MS—46. Рентгеновское излучение.

Межплоскостные расстояния самородного свинца с примесью самородной меди (скв. Э-119)

№ п/п	Свинец + медь, скв. Э-119		Свинец, L. G. Berry a, R. M. Thompson, 1962 г.			Медь, L. G. Berry a, R. M. Thompson, 1962 г.		
	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>hkl</i>
1	1	3,21						
2	7	2,92	10	2,86	111			
3	1	2,79						
4	7	2,50	7	2,49	002			
5	0,5	2,11				10	2,09	111
6	1	1,952						
7	7	1,766	6	1,755	022	6	1,810	002
8	2	1,659						
9	1	1,594						
10	10	1,506	9	1,495	113			
11	1	1,490						
12	4	1,440	2	1,427	222			
13	1	1,375						
14	2	1,260				4	1,279	022
15	3	1,245	1	1,241	004			
16	2	1,225						
17	10 _{II}	1,138	3	1,135	133			
18	10 _{II}	1,109	3	1,109	024	5	1,090	113
19	3	1,052				2	1,044	222
20	10 _{III}	1,009	2	1,011	224			



Рис. 25. Выделение самородного серебра (белое) в основной свинцово-медной массе гранул (светло-серое). Отраженный свет. Увел. 45.

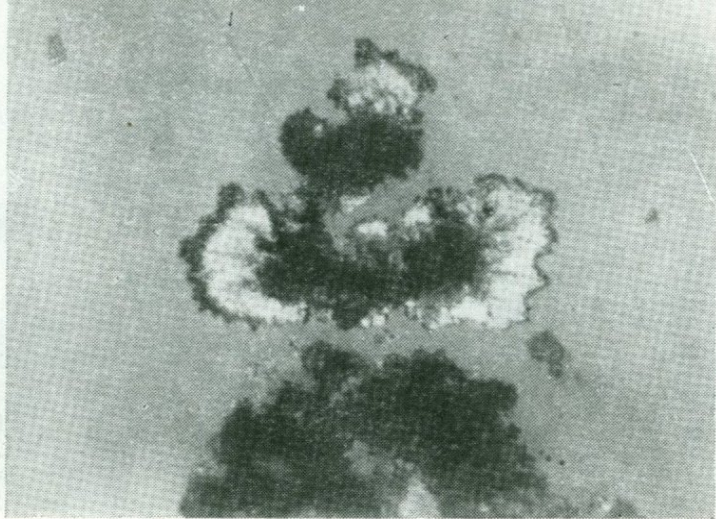


Рис. 26. Дендриты самородной меди на поверхности глинистых частиц. Отраженный свет. Увел. 90.



Рис. 27. Дендриты самородной меди, местами перекрывающиеся тонкой корочкой самородного серебра. Отраженный свет. Увел. 165.

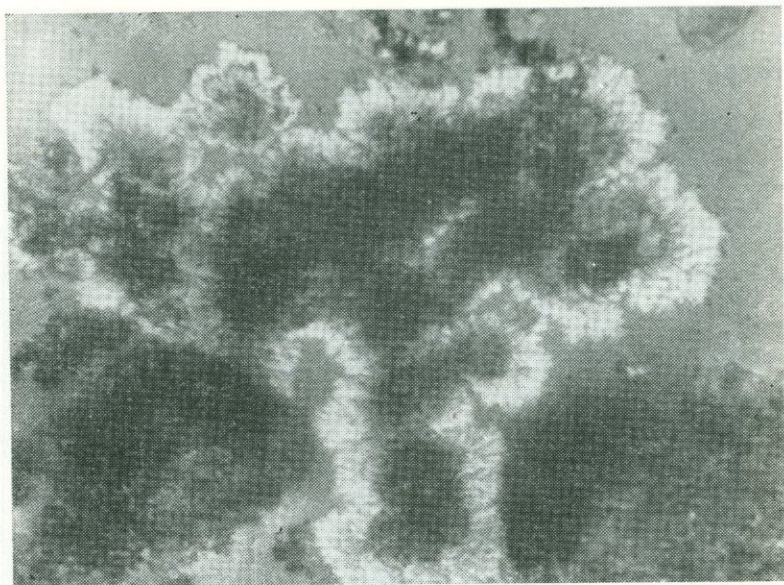


Рис. 28. Оторочки самородной меди на глинистых частицах, перекрытых тонкими дендритными корочками самородного серебра. Отраженный свет. Увел. 90.

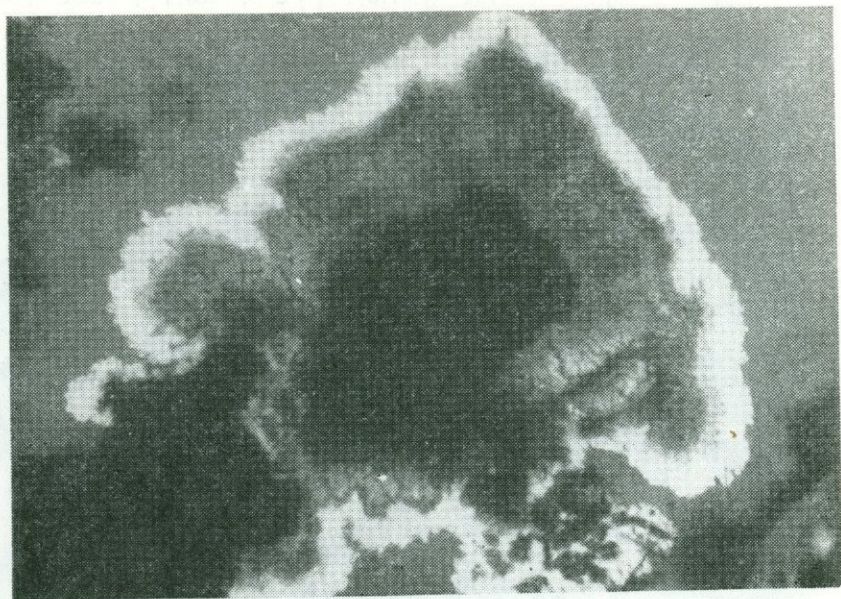


Рис. 29. Кокардовая текстура выделений самородных свинца (темно-серое), меди (светло-серое) и серебра (белое). Увел. 320.

Спектральным анализом в свинцово-медных гранулах отмечаются (в %): Ag ~ 1; As 0,75; Sb 0,25; Mo 0,15; Cd 0,04; Zn 0,02; Sn 0,002.

В заключение следует отметить своеобразие новообразованного самородного свинца из скв. Э-110. Вынесенный при промывке свинец был представлен преимущественно мельчайшими (доли миллиметра) очень плотными сферолитами. Количественным спектральным анализом в этом свинце установлены следующие элементы-примеси (в %): Cu 2,5; As 0,30; Ca 0,50; Mg 0,20; Sb 0,18; Mo 0,06; Zn 0,03; Cd 0,03; Sn 0,01; Bi 0,006. В табл. 52 приведены значения межплоскостных расстояний этого свинца.

Таблица 52

Межплоскостные расстояния самородного свинца скв. Э-110

№ п/п	Скв. Э-110		Свинец, L. G. Berry a R. M. Thompson, 1962 г.		
	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>hkl</i>
1	3	3,17			
2	1	2,94			
3	7	2,87	10	2,86	111
4	1	2,77			
5	4	2,48	7	2,49	002
6	0,5	2,15			
7	1	2,01			
8	2	1,943			
9	7	1,759	6	1,755	022
10	2	1,651			
11	1	1,579			
12	8	1,498	9	1,495	113
13	5	1,437	2	1,427	222
14	2	1,256			
15	1	1,241	1	1,241	004
16	2	1,224			
17	10	1,138	3	1,135	133
18	1	1,115			
19	10	1,108	3	1,109	024
20	3	1,052			
21		1,011	2	1,011	224
22	10	1,009			

Кроме того, самородные свинец и медь обнаруживались постоянно при промывках многих скважин, особенно расположенных в пределах юго-восточного крыла Челекенской антиклинали. Количества выносящегося свинца не всегда поддаются учету, но, как правило, измеряются тоннами или многими сотнями килограммов. Самородная медь постоянно сопутствует свинцу, но все же является резко подчиненным минералом. Среди элементов-примесей (табл. 53) в самородном свинце наиболее характерными являются мышьяк и серебро; в повышенных

Элементы-примеси (в %) в самородном свинце. Аналитик А. С. Дудькина

№ скважины	As	Sb	Sn	Nb	Mo	Cu	Ag	Cd	Zn	Ca	Mg
Г-22	0,35	0,002	—	—	0,01	0,37	0,03	0,02	—	0,60	0,35
Г-49	0,25	0,002	—	—	0,017	0,08	0,20	0,03	0,01	0,70	0,28
Э-106	0,20	0,004	—	—	0,03	0,65	0,05	—	0,04	0,03	0,01
Э-113	0,19	0,015	—	—	0,030	0,30	0,06	0,01	0,02	0,30	0,06
Э-113*	1,0	0,20	—	—	0,25	5,30	0,10	0,03	0,03	0,30	0,05
Э-73	0,30	0,003	—	0,002	0,20	1,0	0,07	—	Следы	1,25	0,07
Э-80	1,3	0,02	—	0,003	0,05	0,70	0,08	—	—	2,10	0,20
Э-88	0,10	—	—	0,003	0,001	0,60	0,06	0,007	0,02	1,50	0,15
Э-105	0,70	0,03	—	0,001	0,06	1,0	0,10	—	—	1,80	0,20
Э-99	0,65	0,10	—	—	0,055	0,75	0,25	—	—	1,10	0,15
Э-79	0,50	0,10	—	—	0,040	1,60	0,15	0,02	—	0,50	0,10
Э-75	1,0	0,04	—	—	0,045	0,60	0,07	0,03	—	0,80	0,08
Э-78	0,12	0,002	—	—	0,047	0,04	0,10	0,01	—	0,05	0,01
Г-30	0,25	0,015	—	—	0,07	0,60	0,10	0,02	Следы	0,75	0,08
Э-74*	0,30	0,0013	—	—	0,04	0,50	0,03	Следы	—	2,20	0,10
Э-74	0,72	0,015	—	—	0,09	0,80	0,14	0,04	0,01	3,0	0,18
Э-123	0,30	—	0,002	0,001	0,003	1,80	0,10	0,007	0,05	1,0	0,15
Э-125	0,075	0,004	—	—	0,0006	0,29	0,01	—	—	0,75	0,12
Э-133	0,09	—	—	—	0,002	0,15	0,02	0,002	—	1,0	0,05
Э-134	0,10	0,05	0,002	—	0,008	4,70	0,30	0,005	Следы	1,20	0,07
Гаурдак	0,05	—	0,003	—	0,007	0,03	0,01	—	0,01	0,30	0,01

* Свинец, слагающий коры.

количествах (0,01—0,20%) постоянно присутствуют сурьма и молибден; кадмий и цинк не характерны, количества их невелики; изредка в отдельных пробах отмечаются олово и ниобий и совсем редко — висмут. Содержание ртути в самородном свинце, по данным Н. А. Озеровой (1972 г.), варьирует от $1 \cdot 10^{-6}$ до $4,5 \cdot 10^{-3}\%$.

Изотопный состав самородного свинца

Изотопный состав свинца изучался в Лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР. Исследовались два образца элементарного свинца из различных скважин. По данным В. И. Виноградова и др. (1969), для этих образцов свинцовые изотопные отношения совпали и в среднем равны: $Pb^{206/207} = 1,195$; $Pb^{206/208} = 0,483$; $Pb^{206/204} = 18,83$.

Полученный изотопный состав отвечает понятию нормального свинца с молодым возрастом.

Изотопный состав элементарного свинца из скважин Э-105, Э-110, Э-111, Э-75 и Р-152 был любезно исследован Б. М. Найденовым (КазНИИМС), который получил данные (табл. 54), близкие к вышеуказанным данным В. И. Виноградова. Сопоставление изотопного состава самородного свинца Челекена и свинца из горячих рассолов впадины Атлантис-II, в Красном море, показывает, что свинцы этих гидротермальных систем по своему изотопному составу чрезвычайно близки.

Таблица 54

Изотопный состав самородного свинца из термальных рассолов Челекена

№ скважин	Изотопы			
	204	206	207	208
Э-105	1,00	18,88	15,73	39,54
Э-111	1,00	18,84	15,65	39,27
Э-110	1,00	18,85	15,72	39,27
Э-75	1,00	18,67	15,61	38,72
Р-152	1,00	18,73	15,62	38,96

В. И. Виноградов, И. В. Чернышов и Л. Л. Шанин отмечают, что молодой возраст свинца заставил бы искать его источники в глубинах мантии (в соответствии с основной моделью свинцового возраста) или считать, что свинец извлекается из рассеянного состояния из пород земной коры, где он находится в кларковом соотношении с содержаниями урана и тория.

Поскольку проблема металлоносности для термальных рассолов Челекена не может быть сведена к вопросу появления лишь одного свинца в них, а требует также решения вопроса об источниках цинка, меди, кадмия и таллия, то в дилемме — мантия или рассеянное кларковое состояние, автор склонен отдать предпочтение глубинным мантийным источникам.

С сероводородсодержащими рассолами на Челекене связано образование различных сульфидов железа. Наиболее распространенным минералом, образующимся в результате разгрузки этих рассолов, является пирит. Он наблюдается в многочисленных источниках Чохрака, Алигул-Куртепинской и Мирзабекской нарушенных зон, а также в каптажных сооружениях скважин, дренирующих зараженные сероводородом рассолы.

Первые наиболее обстоятельные сведения по источникам Челекена были даны В. В. Вебером и К. К. Калицким в работах, посвященных геологическому изучению тогда о-ва Челекена (1909, 1911).

Из 156 описанных ими источников около одной трети — сероводородные, подавляющее количество которых наблюдалось В. В. Вебером и К. К. Калицким в Юго-Восточном Предчохранье и на Восточном Чохраке. В некоторых источниках они отмечают отложение сульфурита. Большую часть описанных источников они считают «разломными».

В настоящее время некоторые из описанных В. В. Вебером и К. К. Калицким сероводородных источников иссякли, но в большинстве случаев на месте их проявления сохраняются полуразрушенные грифоны с хорошо сохранившимися корами пирита. Большая группа иссякших сероводородных источников отмечалась нами на бугре Кур-Тепе, а также в урочищах Еке-Сентля и Гяур.

Большая часть действующих сероводородных источников наблюдается в юго-восточном Предчохранье, где они проявляются в пределах относительно узкой зоны, протягивающейся от Дагаджика до Алигула более или менее параллельно оси складки. По форме проявления источники этой зоны многообразны — от слабо сочащихся, трещинных до значительных размеров провальных котлов с дебитом до 1 м³ и более в час. Чаще это небольшие округлые одиночные грифоны или линейно расположенные группы грифонов.

Для целого ряда источников, приуроченных к руслам ручьев, питающихся скважинами, пробуренными на своде, было установлено, что зараженные сероводородом газифицирующие грифоны являются в действительности выходами только газовых струй. Это легко устанавливается осушением зараженных сероводородом грифонов путем отвода ручейков из основного русла. Содержащие железо рассолы ручьев являются своего рода фиксаторами выходов газовых струй с сероводородом, который, реагируя с железом рассолов, образует моносльфид железа, черная окраска которого и фиксирует участки с сероводородным заражением. Нередко в каньонообразных сухих акарах Восточного и Центрального Чохрака ощущается сильная зараженность воздуха сероводородом, по-видимому, в результате выделения

газовых струй непосредственно в атмосферу. Свидетельством длительной разгрузки подобных сероводородных струй являются небольшие серные бугры, формирующиеся на месте их выхода за счет окисления сероводорода и наблюдающиеся на склонах ряда водоразделов в пределах Центрального Чохрака.

В. М. Будько (1958), занимавшийся изучением минерализации сбросов на Челекене, отмечает, что сероводород на Челекене — неперенный спутник нефти; образование серы в нарушенных зонах он также связывает с окислением на воздухе сероводорода, поступающего из глубоких горизонтов красноцветной толщи по трещинам сбросов.

Вода ручейков в грифонах, возникающих в местах выхода газовых струй с сероводородом, содержит растворенный сероводород. Как правило, содержание его в воде зараженных ореолов невелико и редко превышает 3 мг/л. Так, в воде многочисленных грифонов в русле ручья И-4 содержание сероводорода варьирует от 0,8 до 2,4 мг/л. Лишь в одном, наиболее мощном выходе газовых струй его содержание увеличилось до 3,7 мг/л.

Помимо выходов газовых струй с сероводородом, отмечается также и разгрузка собственно сероводородных вод, содержащих более высокие концентрации растворенного сероводорода. В воде трещинного источника И-2 содержание сероводорода варьирует от 17,0 до 19,5 мг/л, а в воде провального котла Н-11, находящегося в системе Алигул-Куртепинских нарушений, его содержание достигает 36,46 мг/л.

Сероводородсодержащие рассолы обнаруживаются бурением на различных глубинах и различных участках челекенской антиклинальной структуры. На западной периклинали складки, в пределах урочища Бакульджа и центральной части мирзабекской системы сбросов они выявлены группой скважин на глубинах от 70 до 257 м (скв. К-5, К-6, К-9, К-35 и др.), в урочище Кыр-Кызыл-Тепе (скв. У-1) сероводородсодержащие рассолы вскрыты на глубине 311 м. Скважиной Э-63, пробуренной на юго-восточном крыле складки, они вскрыты на глубине 475 м. В урочище Тоюнлы, скв. Р-166, сероводородсодержащие рассолы обнаружены на глубине 795 м, а скв. Р-200 (северное крыло складки) дренирует содержащие сероводород хлоридно-бикарбонатно-натриевые воды нижнего отдела красноцветной толщи.

Таким образом, зараженные сероводородом рассолы отмечаются в различных водоносных горизонтах, в широком диапазоне глубин и не приурочены только к поверхностным водоносным горизонтам, как это принималось ранее (Л. М. Лебедев, Ю. Ю. Бугельский, 1968 г.). Сероводородное заражение любого водоносного пласта носит локальный характер и контролируется структурными факторами более чем какими-либо другими. Новейшие и современные дизъюнктивные нарушения являются

путями миграции газов и в том числе сероводорода из глубоко расположенных нефтяных залежей.

Установление локальности сероводородного заражения в водоносных горизонтах, связи этих сероводородных участков с современными тектоническими нарушениями имеют далеко идущие последствия в понимании современных рудообразующих процессов на Челекене.

Сероводородсодержащие рассолы как по основному солевому составу, так и по концентрационным особенностям не отличаются от металлоносных рассолов. Химический состав сероводородсодержащих рассолов, дренируемых скважиной К-5, приведен в табл. 30.

Основным отличием этих рассолов является содержание сероводорода, а также отсутствие или очень низкие содержания тяжелых металлов. Главной отличительной чертой является коллоидная природа сероводородсодержащих рассолов — они всегда характеризуются желтовато-серой окраской, заметной опалесценцией и ярко выраженным эффектом Тиндаля. Дисперсной фазой является моносουλфид железа. В целом сероводородсодержащие рассолы могут рассматриваться как сильно разбавленные золи. На выходе из скважин происходит их коагуляция, коалесценция частиц дисперсной фазы (FeS) обуславливает в конечном счете осаждение аморфного сульфида железа. Последний при раскристаллизации и последующих преобразованиях переходит в разнообразные сульфиды железа, из которых стабильным является только пирит.

Образование современных сульфидов железа

Изучение условий образования сульфидов железа в различных каптажных сооружениях скважин, вскрывающих зараженные сероводородом рассолы, проводилось преимущественно на скважинах У-1, К-6, К-5 и К-35.

В силу некоторого своеобразия в каптировании оголовка скв. У-1 оказалась наиболее удобной для проведения исследований и основной материал был получен главным образом с нее.

Скв. У-1 расположена в пределах урочища Кыр-Кызыл-Тепе в 170 м западнее одноименного разлома. Пробурена она в 1903 г. до глубины 311 м и дренирует I водоносный горизонт. Вступила в эксплуатацию в 1935 г., с 1903 по 1935 г. вода скважины не использовалась. В 1949 г. для повышения дебита скважины было проведено снижение уровня разлива на 3,2 м. Оголовок скважины был оборудован в виде квадратного зацементированного бассейна размером 1,70×1,65 м. В начале 1962 г. внутренние стенки бассейна были обшиты досками.

Хлоридные натриево-кальциевые рассолы этой скважины представляют собой сильно разбавленные золи, дисперсной фа-

зой которых является моносульфид железа. Коллоидная природа растворов подтверждается исключительно ярко проявляющимся эффектом Тиндалля. При поступлении золь из водоносного горизонта на поверхность, в каптажный бассейн, происходит их частичная коагуляция. Она обусловлена нарушением газового равновесия и выделением растворенного сероводорода. В результате коагуляции и последующей коалесценции частиц рассола приобретают черную окраску и осветляются через 2—3 часа (после коагуляции) в результате седиментации частиц. Наблюдениями установлена прямая зависимость коагуляции от выделения растворенного сероводорода. Практически полная коагуляция золя происходит в течение 30—35 минут, при этом содержание сероводорода в рассолах уменьшается в 2,5 раза против первоначального. Рассол, отобранный в бассейне У-1 с глубины 1,5 м, почти бесцветен, с сероватым оттенком, слабо опалесцирует, содержание сероводорода 9,8 мг/л. Через 10 минут рассол становится темно-серым, содержание сероводорода уменьшается до 8,0 мг/л. Еще через 10 минут рассол приобретает черную окраску, а концентрация сероводорода падает до 5,7 мг/л. В последующие 10—15 минут концентрация сероводорода снижается до 4,1—3,9 мг/л, цвет рассола остается черным. В нем визуальнo наблюдаются еще пока редкие хлопьевидные частицы, медленно опускающиеся на дно сосуда (начало процесса седиментации).

Таблица 55

Химический состав воды скв. У-1 (дата отбора — 20 апреля 1966 г.).
Аналитики Т. Н. Лакеева и И. Б. Никитина

Компоненты	мг/л	мг-экв/л	экв-%
Na	73 250,4	3184,98	75,0
Ca	19 379,4	967,0	22,0
Mg	1 763,0	145,0	3,0
Сумма катионов	94 392,8	4296,8	100,0
Cl	152 110,0	4290,0	99,9
Br	680,0	—	—
I	25,0	—	—
SO ₄	153,7	3,2	0,05
HCO ₃	219,7	3,6	0,05
Сумма анионов	152 483,4	4296,8	100,0
Микроэлементы			
Pb	3,60	—	—
Cu	0,90	—	—
Zn	0,19	—	—
As	0,02	—	—
Общая минерализация	247 585,69		
H ₂ S	4,03		
pH	5,05		
Eh, мВ	—25		
t °C	58°		

Химический состав воды скважины У-1 (дата отбора — апрель 1968 г.).
Аналитик И. Б. Никитина

Компоненты	мг/л	мг-экв/л	экв-%
Na	70 910	3083	70,76
K	510	13,28	0,300
Li	7,6	1,1	0,025
Rb	0,4	—	—
Cs	0,12	—	—
Ca	20 200	1009,2	23,17
Mg	3 040	250	5,70
Fe ²⁺	4,2	0,15	0,008
Fe ³⁺	0,02	—	—
С у м м а катионов	94 671,8	—	99,958
Cl	15 800	4446,75	99,68
Br	672	8,40	0,188
I	25,40	0,20	0,004
SO ₄	149,8	3,12	0,07
HCO ₃	33,5	0,55	0,012
HBO ₃	109,20	—	—
С у м м а анионов	158 330,70	—	99,954
H ₂ S	7,20	—	—
CO ₂	109,00	—	—
Pb	Следы	—	—
Cu	0,47	—	—
Zn	Нет	—	—
As	0,5	—	—
Общая минерализация	253 777,95	—	—
pH	5,7	—	—
Eh, мВ	—95	—	—
t °C	58°	—	—

Основной солевой состав рассолов, содержащих сероводород (табл. 30, 55 и 56), практически не отличаются от солевого состава металлоносных рассолов (см. табл. 29). Главным отличием является отсутствие или очень низкие концентрации тяжелых металлов и присутствие сероводорода. Тем не менее систематическими режимными наблюдениями на протяжении четырех лет установлены факты появления тяжелых металлов в отдельных, в различное время отобранных, пробах сероводородных рассолов скважины У-1. Особенно высокие концентрации тяжелых металлов в них отмечались в 1966 г.

При сопоставлении химических анализов проб, отобранных в апреле 1966 и 1968 гг., обращает на себя внимание, что в пробах рассолов скв. У-1, отобранных в 1966 г., отмечалась почти вдвое меньшая концентрация сероводорода, более высокие содержания тяжелых металлов, особенно свинца, и большее содержание бикарбонат-иона.

В целом это отвечает отмеченной ранее закономерности — «вспышке металлоносности» в 1966 г.

Газовый состав сероводородсодержащих рассолов скв. У-1 (в объем. %) практически аналогичен таковому для всех рассолов верхнего красновата (за исключением H_2S): CO_2 2,7; H_2S 1,3; O_2 нет; H_2 7,2; CO нет; CH_4 56,6; N_2 32,2. Анализ газов выполнен в Лаборатории геохимии газов ИГЕМ АН СССР под руководством М. М. Элинсон.

При снижении уровня рассолов в каптажном бассейне на внутренних стенках его были обнаружены значительные скопления пирита и гелеобразных сульфидов железа.

Пирит нарастает на доски в виде однородной плотной коры, мощность которой колеблется в пределах 1 см. Поскольку образование пиритовой коры началось после обшивки каптажного бассейна досками, период ее формирования определяется в 4—4,5 года (материал был собран весной 1966 г.).

На поверхность пиритовой коры нарастают асимметрично почковидные образования гелеобразных сульфидов железа (рис. 30). Сульфиды черного цвета, студнеобразной консистенции. Асимметричная форма почек обусловлена влиянием силы тяжести. Скорость отложения гелеобразных сульфидов железа на стенки бассейна исключительно велика — слой мощностью до 2 см формируется в течение 2—2,5 месяцев. При дальнейшем наращивании верхний слой геля начинает оползать и, отрываясь, опускается на дно каптажного бассейна. На различные предметы, опущенные в центральной части бассейна, гелеобразные сульфиды железа отлагаются в значительно меньших количествах и медленнее, чем на стенках.

Изучение гелеобразных сульфидов железа в слое толщиной около 2 см показало, что такой слой неоднороден по фазовому составу. В близповерхностной части его (2,5—3 мм), отвечающей наиболее молодым по возрасту образованиям, преобладает аморфный сульфид железа; далее, в слое мощностью 5—6 мм отмечаются канзит и макинавит, но еще в значительном количестве присутствует аморфный сульфид железа; ниже отмечается зона (4—5 мм), сложенная канзитом, макинавитом и мельниковитом (грейгитом), приблизительно в равных отношениях, и самая нижняя зона (5—6 мм) представлена смесью мельниковита и дисперсного пирита с некоторым преобладанием последнего.

Исходя из указанного, весьма сложного фазового состава отложений гелеобразных сульфидов железа, а также учитывая, что первичные отложения представлены аморфным сульфидом железа, следует, что перечисленные выше фазы возникают в результате его раскristализации. Последовательная смена фаз в отложениях гелеобразных сульфидов предполагает возможность перехода одной фазы в другую в процессе старения

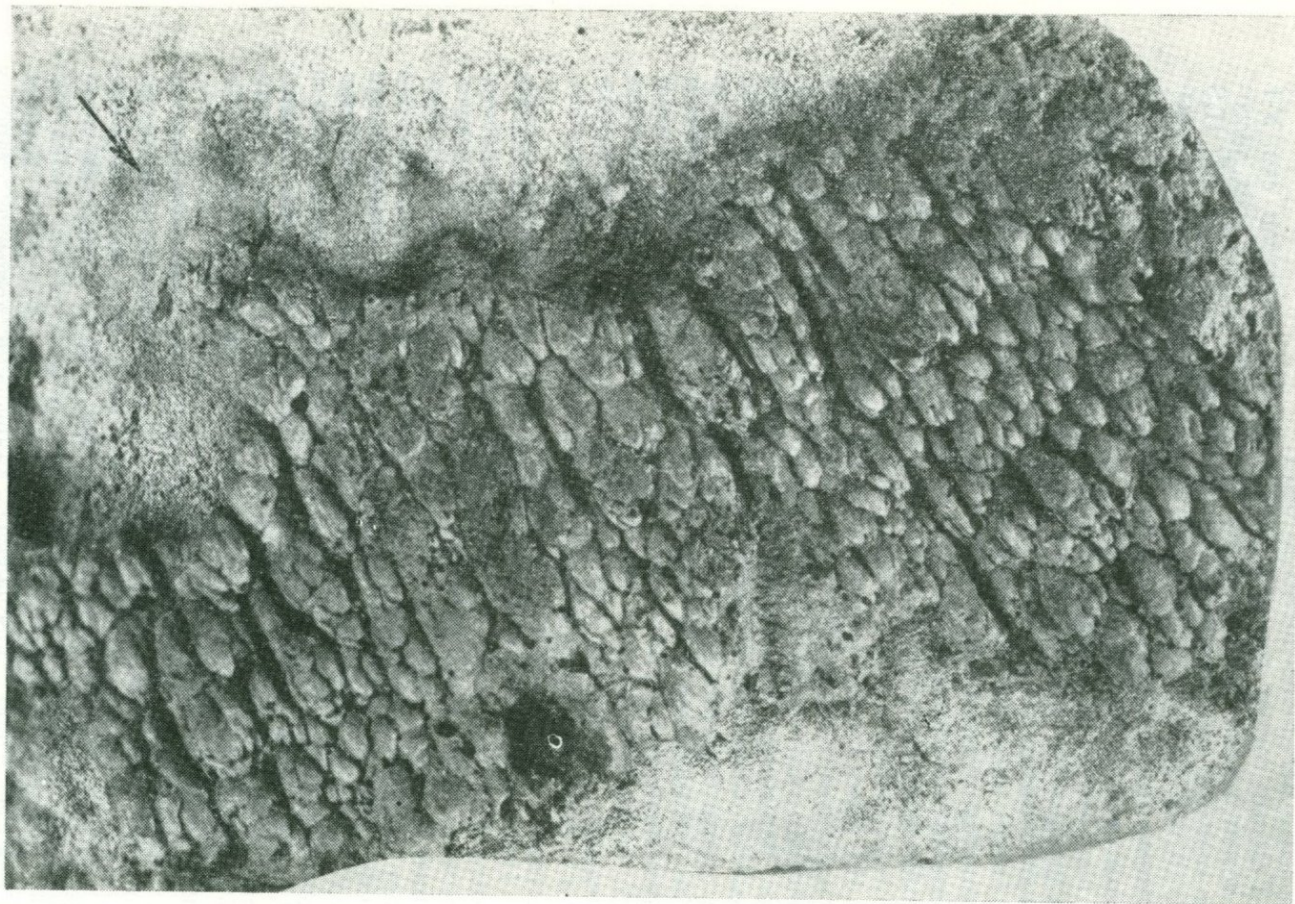


Рис. 30. Асимметрично-почковидные образования гелеобразных сульфидов железа на поверхности пиритовой коры. Каптажный колодец скв. У-1. Период образования 2,5 месяца. Натур. вел. Стрелкой указано направление силы тя-

осадков, а следовательно, и существования некоторых сульфидов железа как метастабильных фаз.

Для выяснения закономерностей раскristаллизации аморфного сульфида железа, возникновения и времени существования метастабильных сульфидов железа были изучены датированные отложения гелеобразных сульфидов, полученные в каптажном бассейне скважины У-1.

Метастабильные фазы в датированных отложениях тонкодисперсных сульфидов железа

Для изучения особенностей раскristаллизации геля сульфида железа были получены датированные отложения его. Для этого в каптажный бассейн скважины У-1 на глубину 1 м были последовательно через определенные интервалы времени опущены три партии известняковых и деревянных пластин. Интервал между опусканием первой и второй партиями пластин составлял три месяца, между второй и третьей — два месяца. Все пластины были изъятые из каптажного бассейна через шесть месяцев после опускания первой партии. Таким образом были получены датированные отложения сульфидов железа с возрастом в один месяц (обр. У-1/1), три месяца (обр. У-1/3) и шесть месяцев (обр. У-1/6), образцы которых и подверглись дальнейшему изучению, главным образом средствами рентгенографии. Однако изучение указанных новообразований было чрезвычайно затруднено высокой степенью их дисперсности и примесью больших количеств хлористого натрия. Поэтому анализу предшествовала определенная обработка проб: отмывка водой от NaCl, отделение легких фракций (примеси терригенных частиц) от тяжелых (сульфидных), выделение магнитных сульфидов железа путем отборки их под бинокулярной лупой с помощью магнитной иглы. Отобранные пробы анализировались методом порошковой рентгенографии (камеры РКД и РКУ-114, Fe-нефильтрованное излучение).

Новообразованные минералы, отложившиеся на деревянной пластине (рис. 31) в течение одного месяца (обр. У-1/1), представлены черными сульфидами железа, самородной серой и кристалликами остаточного NaCl. В легких фракциях, помимо терригенных частиц и NaCl, отмечается самородная сера и рентгеноаморфный сульфид железа. Последний хорошо растворяется в HCl с выделением сероводорода. В тяжелых фракциях (табл. 57) преобладает высокодисперсный сульфид железа, аналогичный канзиту, описанному Ф. Мейером и О. Риггсом (F. Meyer, O. Riggs, 1958).

В новообразованных сульфидах с возрастом 3 месяца сохраняется тот же состав, но несколько уменьшается количество рентгеноаморфной фазы, а в тяжелой фракции появляется небольшое количество пирита.

В отложениях сульфидов с возрастом 6 месяцев обнаруживаются канзит, мельниквит (грейгит) и пирит (см. табл. 57). Мельниквит в этих отложениях преобладает, составляя 50% от всей массы сульфидов.

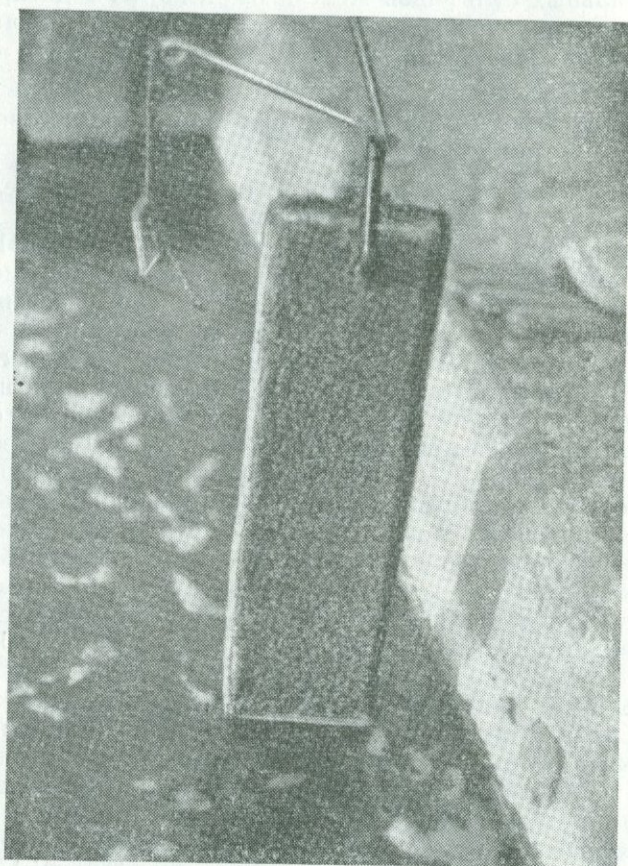


Рис. 31. Деревянная пластина, покрытая аморфным моносulfидом железа (период образования 1 месяц).
Умен. 5.

В целом во всех новообразованных сульфидах наиболее распространенной является канзитовая фаза, с которой и начинается раскристаллизация рентгеноаморфного геля. Пирит (в незначительных количествах) появляется в отложениях сульфидов с возрастом 3 месяца; мельниквит (грейгит) появляется лишь в отложениях шестимесячного возраста. Следует отметить, ни канзит, ни мельниквит (грейгит) не обнаруживаются в плотных пиритовых корках, отложившихся на стенках

Межплоскостные расстояния метастабильных сульфидов железа

№ п/п	а		б		в			г			д	
	d/n	l	d/n	l	hkl	d/n	l	hkl	d/n	l	d/n	l
1	5,17	9	5,05	50	—	—	—	111	5,69	4	—	—
2	3,013	8	2,99	50	—	5,17	5-6	—	—	—	—	—
3	2,322	5	2,32	100	—	3,79	2	—	—	—	—	—
4	1,849	9	1,80	100	220	3,47	4	220	3,48	7	—	—
5	1,744	4	1,73	50	—	3,29	5	311	3,34	4	—	—
6	1,573	3	—	—	—	—	—	310	3,13	1	3,11	5
7	—	—	1,54	10	311	2,960	10	311	2,97	10	—	—
8	1,42	2	1,42	30	222	2,846	2	222	2,84	2	—	—
9	1,297	1	1,31	50	—	2,691	5	—	—	—	2,703	8
10	—	—	1,26	50	400	2,459	7	400	2,47	8	2,410	8
11	1,142	1	1,14	30	411	1,267	3	—	—	8	—	—
12	1,069	3	—	—	—	2,194	3	—	—	—	2,206	8
13	—	—	—	—	—	2,050	1	—	—	—	2,05	1
14	—	—	—	—	422	1,998	3	422	2,01	4	—	—
15	—	—	—	—	—	1,897	6	511	1,900	7	1,911	8
16	—	—	—	—	520	1,838	6	—	—	—	—	—
17	—	—	—	—	440	1,737	10	440	1,743	9	—	—
18	—	—	—	—	—	1,628	4	—	—	—	1,636	10
19	—	—	—	—	620	1,556	2	620	1,570	1	1,566	5
20	—	—	—	—	533	1,491	3	533	1,507	2	1,505	4
21	—	—	—	—	—	1,445	2	—	—	—	1,448	7-8
22	—	—	—	—	444	1,420	3	444	1,428	2	—	—
23	—	—	—	—	731	1,283	3	—	—	—	1,316	—
24	—	—	—	—	—	1,182	3	—	—	—	1,184	7
25	—	—	—	—	—	1,140	3	—	—	—	1,158	5
26	—	—	—	—	—	1,105	4	—	—	—	1,1075	7
27	—	—	—	—	—	1,044	5	—	—	—	1,045	9
28	—	—	—	—	—	1,007	7	—	—	—	1,008	8

а — высокодисперсный сульфид железа (У-1/1), возраст 1 месяца; б — канзит Мейера; в — сульфиды железа, возраст 6 месяцев (У-1/6); г — мельниковит (грейгит), обр. 77/11 (из района б. хут. Мельниковых); д — пирит (кора на стенках каптажного бассейна скв. У-1); возраст 4-4,5 года.

каптажного колодца и имеющих возраст 4,5 года. Таким образом, канзит и мельниковит (грейгит) являются метастабильными фазами в процессе раскristализации сульфида железа и образования пиритовых кор. Выявляется закономерная последовательность образования фаз при коагуляции зольей сульфида железа: рентгеноаморфный гель сульфида железа — канзит — мельниковит (грейгит) — пирит (стабильная фаза).

Исследования методами электронной микроскопии немагнитных фракций гелеобразных сульфидов железа, проводившиеся через два месяца после их осаждения из раствора, позволили установить в них присутствие трех фаз: аморфного моносulfида, макинавита и канзита.

Метастабильные минералы

Установленные в датированных отложениях метастабильные сульфиды железа существуют относительно короткое время. В течение шести месяцев они последовательно переходят один в другой в следующем порядке: аморфный моносulfид железа → канзит → макинавит → мельниковит (грейгит).

Время существования аморфного моносulfида железа не более одного месяца. Обнаруживаемый рентгеноаморфный сульфид железа в отложениях трехмесячного возраста в действительности более молодой, поскольку эти отложения суммарно включают последующие молодые новообразования.

Канзит и макинавит сосуществуют длительное время, но при постоянном переходе канзита в макинавит. Есть основание полагать, что в процессе раскristализации аморфного моносulfида железа в наших условиях вначале образуется канзит, поскольку в отложениях месячного возраста ни рентгенометрически, ни методами электронной микроскопии макинавит обнаружен не был. Период существования канзита и макинавита четыре-пять месяцев, в конце которого они переходят в мельниковит. Последний существует около четырех месяцев и переходит в пирит. Таким образом, все перечисленные метастабильные фазы в целом существуют не более десяти месяцев.

Ниже остановимся на характеристике метастабильных сульфидов железа. В силу высокой дисперсности, быстрому окислению, наличию примесей в виде компонентов рассола изучение их было сопряжено со значительными трудностями, поэтому характеристики их не всегда в достаточной мере исчерпывающие.

Аморфный моносulfид железа, возникая в результате коагуляции зольей, некоторое время существует при температуре 58° С в рассоле, содержащем сероводород в количестве 7—7,5 мг/л, значениях рН 5,5—5,7 и Eh, варьирующем от —25 до —95 мВ (по отношению к нормальному водородному электроду). Частицы аморфного сульфида железа представлены мельчайшими глобулами, размеры которых варьируют от 0,05 до 0,01μ.

Помимо одиночных глобуль наблюдаются многообразные их агрегаты — цепочечные, в виде нитей, цепочечно-ветвистые (рис. 32) и реже неправильно комковатые скопления (рис. 33). Последние характерны, как правило, для уплотнившихся гелей, в которых нередко наблюдаются и глобулиты. Размеры их колеблются в узких пределах, от $0,17\text{--}0,3\ \mu$; срастаясь между собой, они образуют петельчатые и реже плоские округлые агрегаты (рис. 34). Исследования методами дифракции электронов

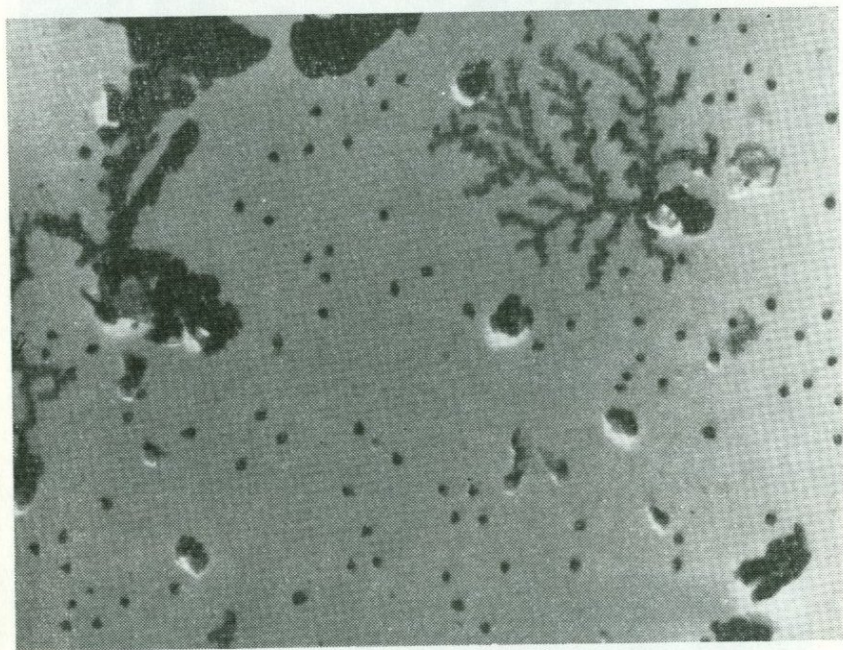


Рис. 32. Одиночные глобули и их цепочечно-ветвистые агрегаты. Период образования 12 дней. Реплика с частиц. Увел. 18 000.

подтвердили аморфность вещества (дифракционный эффект отсутствует).

Как отмечалось, при раскристаллизации аморфный моносульфид железа переходит в канзит. В экспериментах Р. А. Бернера (1964 г.) аморфный моносульфид железа со временем переходил в макинавит. Он отмечает, что в интервале значений рН от 6 до 9 образовавшийся вначале черный сульфид железа является рентгеноаморфным и раскристаллизовывается (при комнатной температуре) довольно медленно. Примерно после 10 дней старения в дебаеграммах отмечается одна широкая полоса, соответствующая грубо приближенно основной (001) линии тетрагонального FeS. После 22 дней старения в порошкограммах

отмечаются четыре очень широких диффузных линий тетрагонального сульфида железа.

В условиях скважины У-1 аморфный моносουλфид железа в течение десяти дней сохраняется неизменным, в то же время в осадках, возраст которых датируется в один месяц, отмечается до 40% канзита. Если учесть, что в течение месяца помимо

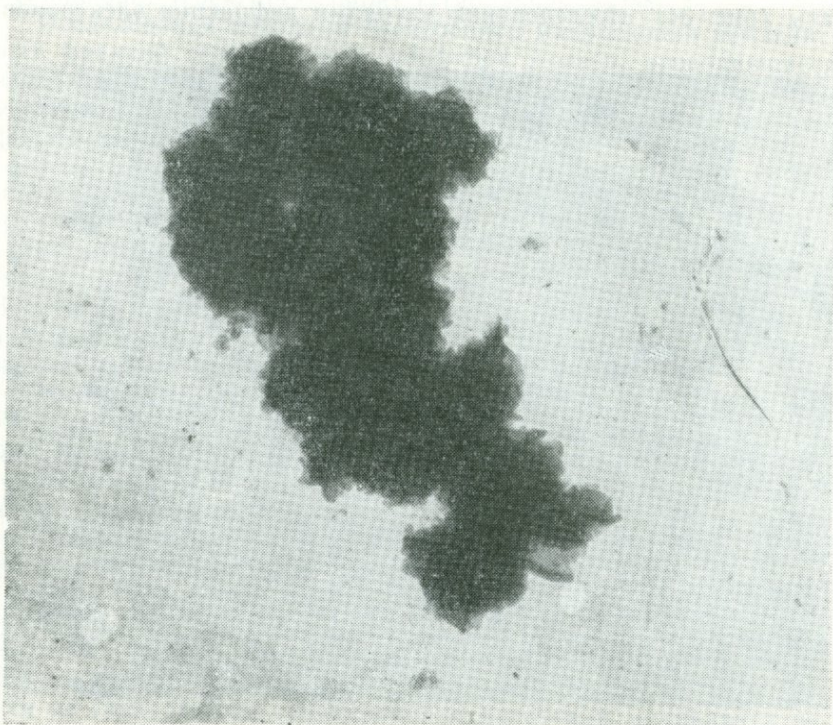
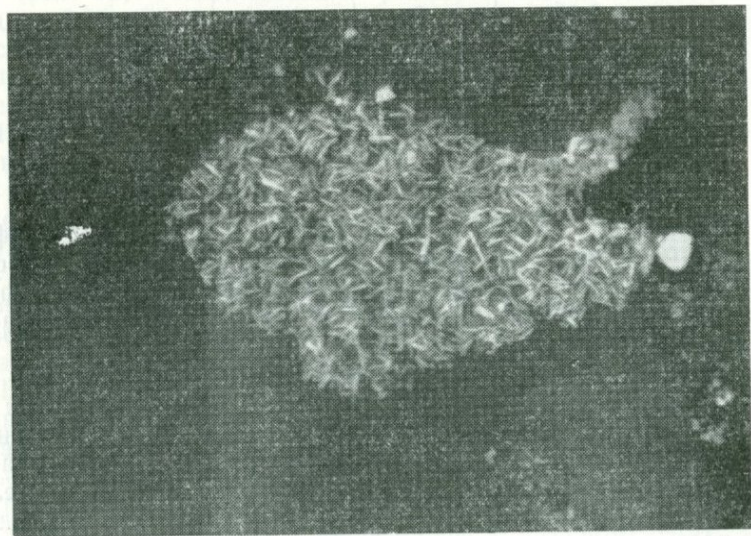


Рис. 33. Неправильно комковатые скопления аморфного моноссульфида железа.
Увел. 12 000.

раскристаллизации ранее отложенного аморфного сульфида железа происходит непрерывное отложение нового аморфного сульфида, то можно предположить, что раскристаллизация аморфного моноссульфида начинается примерно через 15—20 дней после его отложения.

Рис. 34. Петельчатые и округлые агрегаты глобулитов моноссульфида железа.
Период образования 24 дня. Увел. 18 000.

Рис. 35. Скопление мельчайших пластинчатых кристалликов пирротина. Период образования семь месяцев (в лабораторных условиях). Отраженный свет.
Увел. 320.



Для выяснения вопроса о характере изменений аморфного моносulfида железа в отобранных пробах в лабораторных условиях был отобран аморфный сульфид железа десятидневного возраста, залит маточным рассолом и относительно герметично упакован в полиэтиленовый флакон. Проба хранилась в течение семи месяцев. При вскрытии флакона каких-либо признаков окисления моносulfида обнаружено не было. Извлеченный осадок был просушен при 40° С и запрессован в полистироловые шашки, после чего были изготовлены полированные шлифы.

Изучение под микроскопом показало, что подавляющее количество осадка представлено тончайшими пластинчатыми кристалликами (рис. 35). Цвет их коричневато-желтый с розоватым оттенком; характерна сильная анизотропия. В единичных зернах отмечается пирит. Дебаеграмма высверленных из шлифа пластинчатых кристалликов приведена в табл. 58 (снята и расшифрована Г. В. Басовой). В порошкограмме отмечаются четыре линии, отвечающие пирротину. В датированных отложениях, новообразованных сульфидов железа в скв. У-1, как и в других скважинах, пирротин не наблюдался.

Таблица 58

Межплоскостные расстояния новообразованного пирротина

Пирротин (новообразованный)		Пирротин, L. G. Berry a R. M. Thompson, 1962 г.	
<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>
2,953	1	—	—
2,620	9	2,65	6
2,060	10	2,08	10
1,723	5	1,728	5

Условия съемки: Fe-излучение; *d* камеры 57,3 мм; *d* шашки 0,2 мм.

Канзит представляет собой первичную кристаллическую фазу, возникшую в процессе раскристаллизации аморфного сульфидов железа. Он является преобладающей кристаллической фазой в отложениях новообразованных сульфидов железа возрастом до четырех месяцев.

Изучение под электронным микроскопом показало, что канзит представлен мельчайшими кристаллическими частицами изометричного габитуса (рис. 36). В ряде случаев отчетливо фиксируются формы куба и кубооктаэдра. Средние размеры частиц колеблются от 0,05 до 0,1 μ , но отмечаются как более мелкие (0,02 μ), так и более крупные (до 0,3 μ) его частицы. Исследования частиц канзита методами дифракции электронов дают по-

стоянную картину двух диффузных колец (рис. 37), свидетельствующих о неупорядоченной структуре вещества.

В целом скопления частиц канзита образуют неправильной формы комковатые агрегаты, в центральной части которых иногда отмечаются реликты аморфного моносulfида железа в виде однородной глобулярной массы. По периферии комковатых агрегатов канзита наблюдаются чешуйчатые образования макинавита. Следует отметить, что чешуйки макинавита в небольших количествах отмечаются в отложениях двухмесячного возраста. В четырехмесячных отложениях соотношение канзита к макинавиту варьирует от 5 : 1 до 3 : 1.

Макинавит (тетрагональный сульфид железа) является второй кристаллической фазой в ряду последовательного перехода одних метастабильных сульфидов железа в другие. В новообразованных осадках этих сульфидов двухмесячного возраста он длительное время сосуществует с канзитом, который постепенно переходит в макинавит. По данным электронной микроскопии, он резко преобладает в отложениях пятимесячного возраста и в значительных количествах (до 40—45%) присутствует в отложениях полугодового возраста.

Исследования под электронным микроскопом показывают, что макинавит образует скопления неправильной формы, сложенные чешуйчатыми и очень тонкими пластинчатыми частицами. Отдельные частицы имеют квадратные очертания, но большая часть представлена деформированными, изогнутыми и часто свернутыми чешуйками, срастающимися между собой и образующими радиально ориентированные сферолитовые агрегаты (рис. 38). Максимальные размеры чешуек $0,5 \times 0,5 \mu$ при толщине $0,02-0,04 \mu$, минимальные $0,1 \times 0,1 \mu$ при толщине $0,01 \mu$. Нередко на поверхности частиц макинавита наблюдаются мельчайшие глобулы свежесажженного аморфного моносulfида железа (рис. 39).

На рис. 40 и 41 приведены картины микродифракции электронов, отвечающие тетрагональной сингонии.

В датированных отложениях сульфидов в каптажном колодце скважины У-1, возраст которых достигает шести месяцев, макинавит в значительной степени переходит в мельниковит.

В ассоциации с мельниковитом в значительных количествах макинавит наблюдался в отводной трубе скважины К-6.

Содержание сероводорода в рассолах этой скважины колеблется от 6 до 8 мг/л; температура от 37 до 39° С; рН 5,9; значения Eh варьируют от —25 до —40 мВ. Отложения новообразованных сульфидов в отводной трубе этой скважины точно не датированы и их возраст приблизительно определяется в один год. Сульфиды железа представлены преимущественно мельниковитом (Fe_3S_4) и макинавитом (FeS). Последний составляет около 40% осадка. Исследования, проведенные с помощью растрового электронного микроскопа, позволили установить, что макиновит



Рис. 36. Изометричные кристаллики канзита (в центре), ассоциирующие с макинавитом (пластинчатые кристаллы по периферии). Возраст четыре месяца. Увел. 20 000.

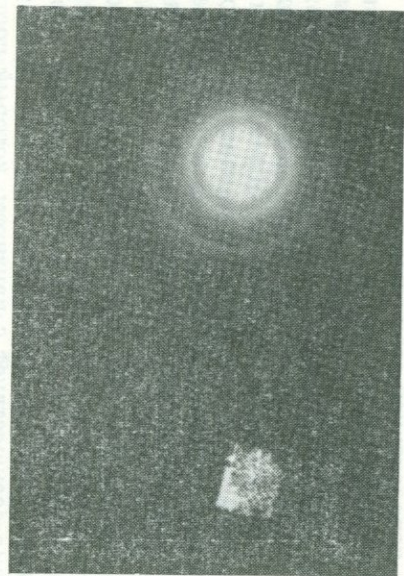


Рис. 37. Дифракционная картина с частички канзита (получена А. И. Горшковым).

в этих осадках представлен агрегатом мельчайших тетрагональных пластинчатых кристалликов, образующих неправильные сращения между собой (рис. 42). Размеры их однородны — $0,4 \times 0,4 \mu$ при толщине $0,02 \mu$. Отсутствие более мелких частиц макинавита, как и отсутствие более дисперсного аморфного моносulfида железа, может объясняться сносом тонких частиц протекающим рассолом.



Рис. 38. Сферолитовые агрегаты тончайших пластинчатых кристаллов макинавита. Возраст пять месяцев. Увел. 24 000.

Полученная для немагнитных фракций дебаеграмма (табл. 59) отвечает тетрагональному моносulfиду железа.

Мельниковит в датированных осадках sulfидов железа, отлагающихся в каптажном колодце скв. У-1, начинает фиксироваться на 4—5 месяце после начала образования этих осадков, и в свою очередь через 3—4 месяца переходит в пирит, т. е. является местастабильным. Максимальное количество мельниковитовой фазы в sulfидных осадках наблюдается на 6—8 месяце существования этих осадков. Несмотря на относительно короткое время существования мельниковита, возможно его выделение и изучение.

Выделенный мельниковит черного цвета, тонкодисперсен, сильно магнитен. Удельный вес, измеренный пикнометрически, 4,057; хорошо растворим в HCl

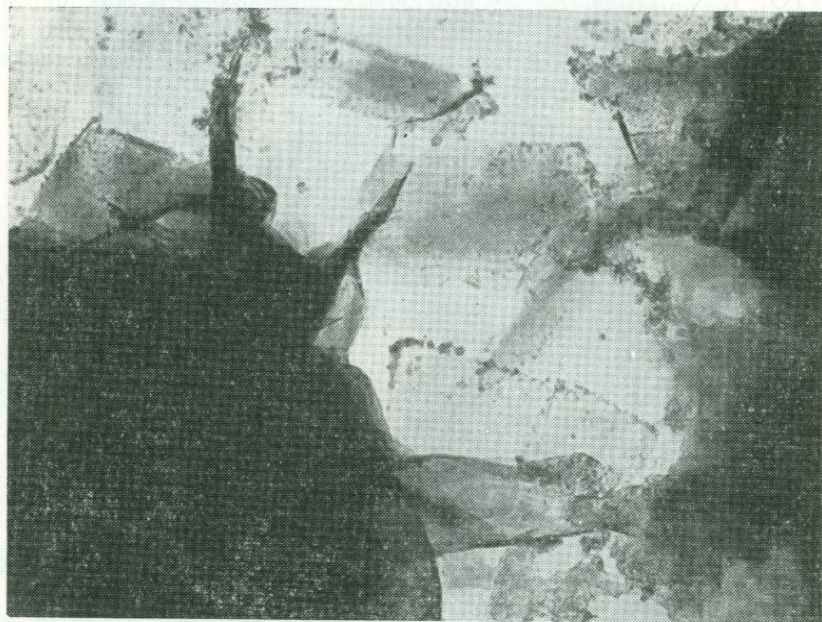


Рис. 39. Пластинчатые кристаллы макинавита, покрытые на поверхности мельчайшими сферическими частицами аморфного моносульфида железа.

Таблица 59

Межплоскостные расстояния макинавита из скв. К-6

Макинавит (скв. К-6)		Тетрагональный сульфид железа, по Р. А. Бернеру		Макинавит (скв. К-6)		Тетрагональный сульфид железа, по Р. А. Бернеру	
<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>
5,077	10	5,03	10	1,689	1	1,677	2
4,306	3	—	—	1,573	5	1,564	4
3,817	5	—	—	1,448	1	1,410	3
3,006	6	—	—	1,303	5	1,298	5
2,975	9	2,97	8	1,241	3	1,239	3
2,479	4	2,60	2	—	—	1,190	1
2,309	9	2,305	8	—	—	1,174	2
1,926	2	—	—	1,137	5	1,133	5
1,843	7	1,835	6	1,060	7	1,055	8
1,818	9	1,805	8	1,038	2	1,038	4
1,732	6	1,723	6				

Под микроскопом в отраженном свете мельниковит желто-белого цвета. Образует стяжения хлопьевидных частиц (рис. 43, а, б) вокруг скоплений нерудных минералов (гидрослюда, кварц). Нередко в массе хлопьевидных частиц отмеча-



Рис. 40. Картина микродифракции макинавита (недеформированная частица). Снято А. И. Горшковым.

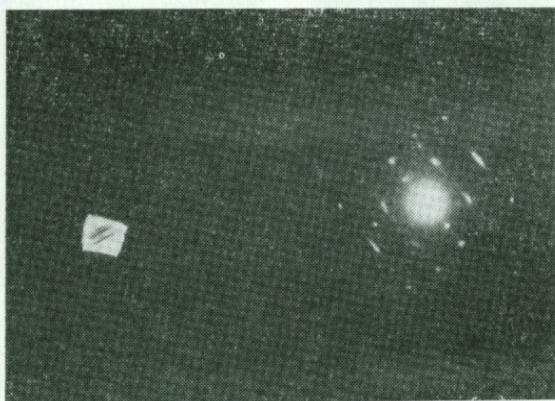


Рис. 41. Картина микродифракции свернувшейся частицы макинавита. Снято А. И. Горшковым.

ются более крупные неправильных очертаний зерна мельниковита, возникающие в результате собирательной перекристаллизации мельчайших хлопьевидных частиц. Дебаеграммы высверленных из шлифа хлопьевидных частиц и более крупных неправильных зерен, полученные и расшифрованные Г. В. Басовой, дают набор линий, характерный для мельниковита (табл. 60).

Изучением тонкодисперсного порошкового мельниковита под электронным микроскопом установлено, что указанные агрегаты представлены мельчайшими кристаллическими частицами, образующими в большинстве случаев дендритовидные сростки (рис. 44). Размеры кристалликов варьируют от 0,05 до 0,6 μ ; преобладают частицы размером 0,1 μ . Кристаллические



Рис. 42. Пластинчатые кристаллы макинавита на поверхности терригенных частиц. Увел 20 000.

частицы мельниковита характеризуются октаэдрическим и кубооктаэдрическим обликом. Октаэдрические кристаллики, срастаясь в субпараллельные сростки по различным ориентированным граням (111), образуют дендриты. Скопления последних и обуславливает хлопьевидный облик частиц мельниковита, наблюдаемых в оптическом микроскопе.

Изучение особенностей химического состава мельниковита из скважины У-1 было связано с известными трудностями, связанными с высокой дисперсностью вещества, постоянным присутствием переменных количеств немагнитных моносulfидов же-

Межплоскостные расстояния мельниковита из скв. У-1

№ п/п	Хлопьевидные частицы		№ п/п	Крупные зерна	
	<i>l</i>	<i>d/n</i>		<i>l</i>	<i>d/n</i>
1	—	—	1	3	3,514
2	1	3,313	2	1	3,285
3	10	2,990	3	10	2,990
4	2	2,715	4	1	2,753
5	6	2,456	5	6	2,479
6	1	2,258	6	3	2,231
7	3	1,897	7	3	1,909
8	10	1,744	8	10	1,748
9	1	1,632	9	1	1,513
10	—	—	10	1	1,432
11	—	—	11	1	1,285
12	—	—	12	1	1,238
13	—	—	13	1	1,140
14	—	—	14	3	1,103
15	—	—	14	2	1,009

Условия съемки: Fe-излучение; *d* камеры 57,3 мм; *d* шарика 0,2 мм.

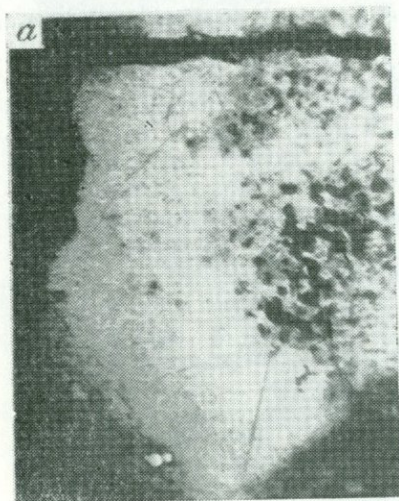


Рис. 43. Скопление мельчайших хлопьевидных частиц мельниковита вокруг глинистых частиц (а) и собирательная перекристаллизация хлопьевидных частиц с образованием более крупных зерен (белое) мельниковита (б). Увел. 72.

леза, а также значительной примесью хлористых соединений (преимущественно NaCl) и терригенных частиц. Подготовка материала к анализу проводилась следующим образом: гелеобразный осадок датированных отложений сульфидов железа

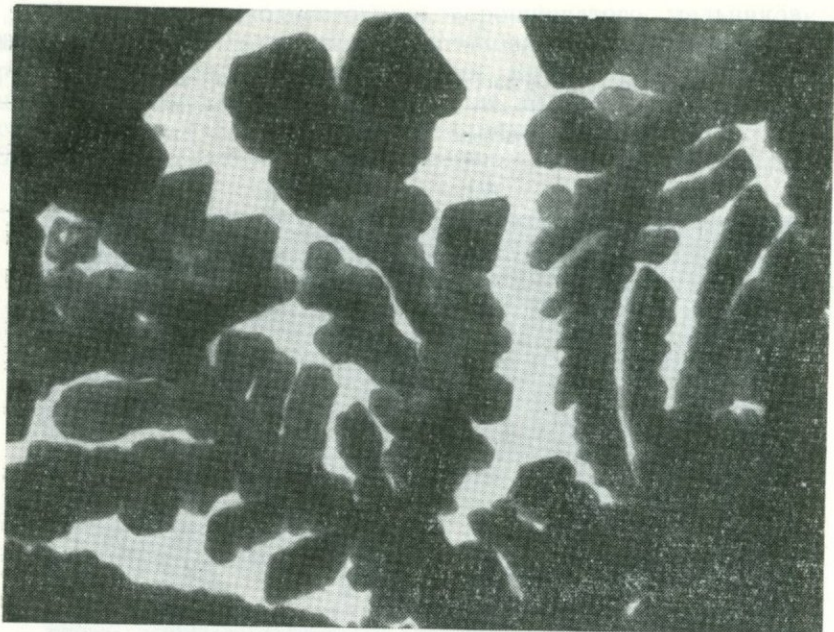


Рис. 44. Дендритовидные сростки октаэдрических кристалликов мельниковита. Возраст семь месяцев. Увел. 18 000.

подсушивался при температуре, не превышающей 60° С, затем слегка растирался и методами магнитной сепарации отделялась магнитная фракция, представленная смесью мельниковита, хлористого натрия и терригенных частиц. Магнитная сепарация проводилась троекратно, после чего часть магнитной фракции была подвергнута химическому анализу (табл. 61), который показал,

Таблица 61
Химический состав обогащенного мельниковитом осадка после магнитной сепарации. Аналитик Л. П. Царева

Компоненты	Вес, %	Атомные количества
Fe	34,78	0623
Cu	0,09	—
Pb	Следы	—
Zn	0,15	—
Cd	Не обн.	—
Tl	0,58	—
S	27,87	0869
Растворимые соли	22,34	—
Нерастворимый остаток	13,26	—
Сумма	99,07	—



Рис. 45. Дендриты мельниковита на поверхности нитевидных агрегатов глобуль аморфного FeS.
Увед. 12 000.



Рис. 46. Фрагмент рис. 45. Увел. 40 000.

что выделенная магнитная фракция состоит более чем на 60% из сульфида железа со стехиометрией мельниковита; основную часть примесей составляют растворимые соли; терригенный материал, хотя присутствует в значительных количествах, но не является преобладающим.

Как отмечалось, мельниковит в значительных количествах накапливается в отводной трубе скважины К-6. Здесь он ассо-

цирует с макинавитом, являясь резко преобладающей фазой (до 60%). Помимо макинавита здесь постоянно, но в небольших количествах наблюдаются нитевидные агрегаты мельчайших глобуль аморфного моносulfида железа. На поверхности подобных нитей кристаллизуется мельниковит, мельчайшие кристаллики которого образуют дендритовидные сростания (рис. 45, 46). В дебаеграмме материала, выделенного методом магнитной сепарации, отмечаются все основные линии мельниковита (2,97—10; 2,47—7; 1,900—6; 1,742—9 и др.).

Среди новообразованных сульфидов железа мельниковит наблюдается в каптажных сооружениях скважин К-5, К-35, У-25 и др. Кроме того, он нередко, но в небольших количествах отмечается среди осадков в грифонах сероводородных источников. Во всех скважинах и источниках мельниковит, как правило, со временем переходит в пирит, в значительных количествах накапливающийся как в каптажных сооружениях скважин, так и в грифонах источников.

Обсуждение данных по метастабильным сульфидам железа

В изученных и описанных выше условиях возникали и некоторое время существовали аморфный сульфид железа, канзит, макинавит и мельниковит. Во времени они последовательно переходили один в другой, формируя в заключение единственную стабильную фазу — пирит.

Условия образования и устойчивости различных сульфидов железа при низких температурах, в частности, аморфного сульфиды железа, макинавита и мельниковита (грейгита) изучались экспериментально многими исследователями (Р. А. Бернер, 1964; D. T. Rickard, 1969.; С. В. Козеренко, 1971 г.). Наряду с получением положительных данных этими авторами было установлено устойчивости отдельных фаз и их ассоциаций, выявились также и некоторые разногласия по ряду вопросов. Дискутируются вопросы о существовании аморфного сульфиды железа, кубической фазы моносulfида железа — канзита и некоторые факторы, определяющие образование мельниковита (грейгита) в системе железо—сера.

Образование аморфного сульфиды железа отмечается Р. А. Бернером (R. Berner, 1964 г.), по данным которого этот сульфид существует в условиях комнатной температуры (20—25° С) и рН, варьирующим от 3 до 9 в течение 10—20 дней, переходя затем в тетрагональный сульфид (макинавит). Д. Т. Рикард (D. T. Rickard, 1969 г.), дискутируя с Р. А. Бернером, категорически отрицает существование аморфного сульфиды железа, отмечая, что нет никаких доказательств того, что существует строго аморфный сульфиды железа. В многочисленных экспериментах С. В. Козеренко (1971 г.) аморфные сульфиды железа были получены неоднократно. Им были установлены

условия значительной устойчивости аморфных сульфидов железа. С. В. Козеренко отмечает, что осадки, полученные в щелочной среде при низкой температуре, рентгеноаморфны даже после годового старения. Наконец, среди изученных новообразованных сульфидов железа из каптажного бассейна скважины У-1 методами электронной микродифракции однозначно (отсутствие эффекта дифракции) доказано присутствие аморфного сульфида железа, существующего при описанных выше условиях около 15—20 дней. Время существования аморфного сульфида железа в нейтральных и слабокислых средах крайне невелико и слишком запоздалая проба будет анализироваться как преобразованное, а не первичное вещество. Более того, не исключено изменение первичного вещества в процессе подготовки его для исследования, и даже самого исследования, если оно связано с воздействием на вещество высоких энергий.

Другим предметом дискуссии является канзит, описанный Ф. Мейером как кубическая модификация моносульфида железа (Meyer, 1958). Р. А. Бернер, отмечая, что поскольку рентгенограммы канзита и тетрагонального FeS почти идентичны, считает выделение канзита как кубической фазы ошибочным. В связи с этим правомерен вопрос: разве не почти идентичны рентгенограммы сфалерита и вюртцита $2H$? Тем не менее это разные модификации сульфида цинка. Г. А. Сидоренко (устное сообщение) считает, что есть вполне определенные различия в рентгенограммах канзита и макинавита. В изученных нами осадках аморфного сульфида железа первой кристаллической фазой, возникающей при его раскristаллизации, является кубическая фаза (частицы кубооктаэдрического габитуса), переходящая затем в тетрагональную.

Нам кажется, что отрицание канзитовой фазы обусловлено в первую очередь очень коротким периодом существования канзита, активным переходом его в макинавит, и поэтому исследованию могут подвергаться их смеси с различными отношениями этих фаз.

Данные по условиям образования макинавита в экспериментальных исследованиях Р. А. Бернера и Д. Т. Рикарда в основе своей сопоставимы.

Р. А. Бернер отмечает, что в проведенных им экспериментах тетрагональный сульфид железа образовывался при интервале температур от 20 до 95° С, в широком диапазоне значений рН (от 4 до 9).

Д. Т. Рикардом макинавит был получен реакцией между сульфатом закиси железа и сульфидом натрия при рН 6,5—11,7 и между гётитом и сульфидом натрия при рН 7,2—11,4. Отмечается, что получаемый синтетический макинавит постоянно содержит адсорбированную или соосажденную серу и в случае понижения значений рН до 3,5—6,5 или нагревания до +70° С очень быстро переходит в мельниквит (грейгит).

Анализируя условия образования мельниковита (грейгита), Д. Т. Рикард подчеркивает, что независимо от условий мельниковит (грейгит) никогда не возникал путем реакции между железом и серой, а требовал для своего возникновения предшествующего существования макинавита в системе. Он отмечает, что при реакции между сульфатом закиси железа и Na_2S образующийся первичный сульфид немагнитен и в дебаеграммах дает линии макинавита. Однако после недельного выдерживания в более кислой среде (рН 3,4—6,5) продукты становились сильномагнитными и состояли в основном из грейгита (мельниковита). Возникновение мельниковита Д. Т. Рикард объясняет взаимодействием макинавита с серой, находящейся в растворе, или с адсорбированной серой, соосажденной с моносulfидом. В заключение Д. Т. Рикард отмечает метастабильный характер мельниковита в системе железо—сера.

С. В. Козеренко на основании многочисленных экспериментов делает вывод, что в щелочных и нейтральных растворах при температуре от 130°C и ниже мельниковит находится в равновесии с пиритом.

В изученных нами средах, в которых образовывались и некоторое время существовали аморфный моносulfид железа, канзит, макинавит и мельниковит, основные параметры (давление, температура, рН, Eh и концентрация компонентов) оставались неизменными. Поэтому на последовательные превращения в указанном ряду не оказывали влияния ни колебание температуры, ни какие-либо изменения окислительно-восстановительного потенциала или концентрации водородных ионов.

Определяющим фактором превращений в нашем случае является избыток серы в системе. Все превращения происходят в направлении увеличения сернистости соединений, по схеме: $\text{FeS} \rightarrow \text{Fe}_3\text{S}_4 \rightarrow \text{FeS}_2$. Образование мельниковита в изученной нами системе отвечает экспериментально установленному положению Д. Т. Рикарда о том, что мельниковит для своего возникновения требует предшествующего существования макинавита и образуется в результате взаимодействия макинавита с серой, в растворе или соосажденной с моносulfидом.

В заключение автор считает своим долгом остановиться на вопросе о приоритете отечественных исследователей в открытии и нахождении в природе сульфопинели железа (Fe_3S_4) — мельниковита.

В 1906 г. в миоценовых глинах хут. Мельниковых Саратовской губернии Б. Н. Доссом был обнаружен черный сульфид железа. Этот сульфид как по физическим и химическим свойствам, так и по составу значительно отличался от известных тогда сульфидов железа и был назван по месту нахождения мельниковитом.

Несмотря на последующие многочисленные находки мельниковита различными исследователями, существование его как

минерального вида длительное время подвергалось сомнению. К. С. Берц (Berz, 1922) предположил, что Б. Н. Досс анализировал не минерал, а смесь магнетита с пиритом. В. Линдрен (Lindren, 1926) рассматривал его как FeS ; Х. Эренберг (H. Ehrenberg, 1928 г.) считал, что он является смесью FeS_2 и FeS ; Ф. Ангель и Р. Шарицер (Angel, Scharizer, 1952) отождествляли мельниковит с гидротроилитом. Ф. В. Чухров (1940) также ставил под сомнение существование мельниковита как самостоятельного минерального вида. Все это привело к тому, что под термином «мельниковит» стали описывать тонкодисперсные разности пирита и марказита.

Только в 1957 г. Х. Лепп синтезировал черный магнитный сульфид железа (с соотношением $\text{S}:\text{Fe}$ большим, чем у FeS , и меньшим, чем у FeS_2), структурно отличающийся от всех известных тогда сульфидов. Приводя расчет межплоскостных расстояний порошкограммы синтезированного сульфида, Х. Лепп отмечает, что его рентгенограмма позволяет предположить, что мельниковит может представлять собой определенный вид минерала.

В 1963 г. А. П. Полушкина и Г. А. Сидоренко, изучая конкреции мельниковита из отложений Черного моря (материал И. И. Волкова), качественными реакциями обнаружили в нем присутствие трехвалентного железа. Используя методы рентгенографии, они установили, что структура мельниковита характеризуется плотнейшей упаковкой ионов серы с заполнением тетраэдрических и октаэдрических позиций ионами двух- и трехвалентного железа. Открыв таким образом природный сульфид железа, характеризующийся кристаллической структурой типа шпинели, и отмечая большую схожесть его физических и химических свойств с мельниковитом, А. П. Полушкина и Г. А. Сидоренко не дали ему новое название, а сохранили приоритет Б. Н. Досса как первооткрывателя. Резюмируя данные по мельниковиту от первооткрывателя Б. Н. Досса до работы А. П. Полушкиной и Г. А. Сидоренко, видим следующее.

1. Б. Н. Досс: мельниковит — это сульфид железа, черного цвета, магнитный, легко растворяется в разбавленной соляной кислоте, удельный вес 4,2—4,3, небольшая твердость (2—4), состав выражается формулой Fe_5S_7 .

2. Х. Лепп: синтетический сульфид железа, черный, магнитный, дает характерную дебаграмму, отличную от известных (в то время) сульфидов.

3. А. П. Полушкина и Г. А. Сидоренко: мельниковит — сульфид железа, черный, магнитный, легко растворяется в соляной кислоте, качественно обнаружено трехвалентное железо, по кристаллической структуре принадлежит к типу шпинели с $a=9,882 \text{ \AA}$; состав выражается формулой Fe_3S_4 , с возможными незначительными отступлениями от указанной стехиометрии.

В 1964 г. Б. Д. Скиннер и др. под названием грейгит описывают черный магнитный сульфид железа из третичных глин штата Калифорния, обладающий шпинелевой структурой с $a = 9,876 \text{ \AA}$ и имеющий формулу Fe_3S_4 , отмечая, что А. П. Полушкина и Г. А. Сидоренко (1963 г.)¹ определенно установили существование минерала сернистого железа, который тождествен грейгиту.

Здесь, по-видимому, правомерно выразить удивление. Разве не логичнее было бы для авторов статьи «Gregite the thiospinel of iron; a new mineral» (Skinner, Erd, Grimaldi, 1964) отметить, что они определенно подтвердили существование минерала сернистого железа со шпинелевой структурой, описанного в 1963 г. А. П. Полушкиной и Г. А. Сидоренко. По существу факт признания того, что минерал, тождественный грейгиту, был установлен ранее, не давал авторам права описывать его как новый минерал и давать ему новое название — грейгит. Что же касается названия мельниковит, сознательно оставленного А. П. Полушкиной и Г. А. Сидоренко для изученной ими сульфо-шпинели железа из осадков Черного моря, и несогласия ряда исследователей с применением этого названия к сульфо-шпинели железа, то вопрос этот решается относительно просто — отобрать пробы сульфидов из миоценовых глин в районе находки мельниковита Б. Н. Досса. Если там повторно (после Б. Н. Досса) будет обнаружен черный магнитный сульфид железа, характеризующийся шпинелевой структурой, то, следовательно, за Б. Н. Доссом следует сохранить приоритет первооткрывателя.

А. П. Полушкина и Г. А. Сидоренко так и поступили. Им удалось получить образцы сульфидов железа из керна скважин, пройденных в районе близ б. хутора Мельниковых (ныне пос. Стройгаз Дергачевского района Саратовской области). Указанные сульфиды как по физическим, так и по химическим свойствам оказались полностью тождественными мельниковиту Б. Н. Досса (1911, 1912 г.), синтетическому мельниковиту, полученному Х. Леппом, и мельниковиту из осадков Черного моря (А. П. Полушкина, Г. А. Сидоренко, 1963 г.). Рентгеноструктурное изучение (Полушкина, Сидоренко, 1968) указанных выше сульфидов железа из Саратовской области показало, что эти сульфиды характеризуются шпинелевой структурой и совершенно не отличаются от сульфо-шпинелей железа, описанных А. П. Полушкиной и Г. А. Сидоренко (1963 г.) и Б. Д. Скиннером и др. (Skinner, Grimaldi, 1964). Таким образом те и другие авторы лишь подтвердили существование мельниковита Б. Н. Досса как самостоятельного минерального вида. Табл. 62 прекрасно иллюстрирует идентичность минералов Б. Н. Досса, Х. Леппа, А. П. Полушкиной и Г. А. Сидоренко и Б. Д. Скиннера.

¹ Акцентируется автором.

Значения межплоскостных расстояний мельниковита

Обр. 77/11 (из района б. хут. Мельниковых)			Мельниковит (Lepp, 1957)		Мельниковит (Полушкина, Сидоренко, 1963 г.)			Грейгит (Skinner, Grinald, 1964)		
<i>hkl</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>hkl</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>hkl</i>	<i>d</i>	<i>l</i>
111	5,69	4	—	—	111	5,74	4	111	5,720	8,0
—	—	—	(3,80)	20	220 β	(3,86)	1	—	—	—
220	3,48	7	3,45	20	220	3,51	6	220	3,498	31,5
311 β	3,34	4	—	—	311 β	(3,31)	4	—	—	—
310	3,13	1	—	—	310	3,13	1	—	—	—
311	2,97	10	2,96	90	311	2,97	10	311	2,980	100
222	2,84	2	—	—	222	2,87	1	222	2,855	3,9
—	—	—	—	—	400 β	(2,71)	5	—	—	—
400	2,47	8	2,46	90	400	2,47	8	400	2,470	54,8
—	—	—	—	—	422 β	(2,22)	1	331	2,26	1,2
—	—	—	(2,09)	10	511 β 333	(2,10)	2	—	—	—
422	2,01	4	2,01	10	422	2,01	4	422	2,017	9,2
—	—	—	—	—	440 β	(1,922)	4	—	—	—
511	1,900	7	1,89	40	511, 333	1,900	7	333, 511	1,901	28,6
—	—	—	1,83	10	—	—	—	—	—	—
440	1,743	9	1,739	100	440	1,743	10	440	1,746	76,8
—	—	—	—	—	—	—	—	531	1,671	0,9
—	—	—	—	—	600	1,641	1	—	—	—

Обр. 77/11 (из района б. хут. Мельниковых)			Мельниковит (Lepp, 1957)		Мельниковит (Полушкина, Сидоренко, 1963 г.)			Грейгит (Skinner, Grinaldi, 1964 г.)		
<i>hkl</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>hkl</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>hkl</i>	<i>d</i>	<i>I</i>
620	1,570	1	1,561	10	620	1,564	1	620	1,5625	4,2
533	1,507	2	1,507	10	533	1,504	5	533	1,5058	9,8
—	—	—	—	—	—	—	—	622	1,4883	1,5
—	—	—	—	—	642 β	(1,454)	1	—	—	—
444	1,428	2	1,420	20	444	1,426	5	444	1,4253	8,6
—	—	—	—	—	—	—	—	711, 551	1,3826	0,7
—	—	—	—	—	800 β	(1,365)	1	—	—	—
642	1,318	1	—	—	642	1,320	3	642	1,3204	3,6
731	1,287	3	1,283	10	553, 731	1,285	7	731, 553	1,2859	12,8
800	1,235	3	1,231	10	800	1,236	6	800	1,2349	9,2
—	—	—	—	—	840 β	1,219	2	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	733	1,2097	0,3
—	—	—	—	—	—	—	—	644	1,1925	0,2
660	1,163	1	—	—	660, 822	1,164	1	822, 660	1,1640	0,3
662	1,140	4	1,140	10	662	1,140	7	751, 555	1,1401	1,8
—	—	—	—	—	844	1,110	3	—	—	—
840	1,105	4	1,102	20	840	1,106	8	840	1,1051	16,4
—	—	—	—	—	—	—	—	711, 753	1,0844	0,6
—	—	—	—	—	664	1,052	1	664	1,0544	2,1
—	—	—	—	—	—	1,043	1	—	—	—
931	1,035	3	—	—	931	1,035	6	931	1,0351	7,1
844	1,008	4	1,007	60	844	1,007	10	844	1,0080	30,9
<i>a</i> , Å	9,877	—	—	—	—	9,882	—	—	9,876	—

Изучение новообразованных сульфидов железа как в источниках, так и в различных каптажных сооружениях скважин показало, что несмотря на известное разнообразие в них минеральных видов, все они постепенно переходят в пирит, являющийся единственным стабильным минералом.

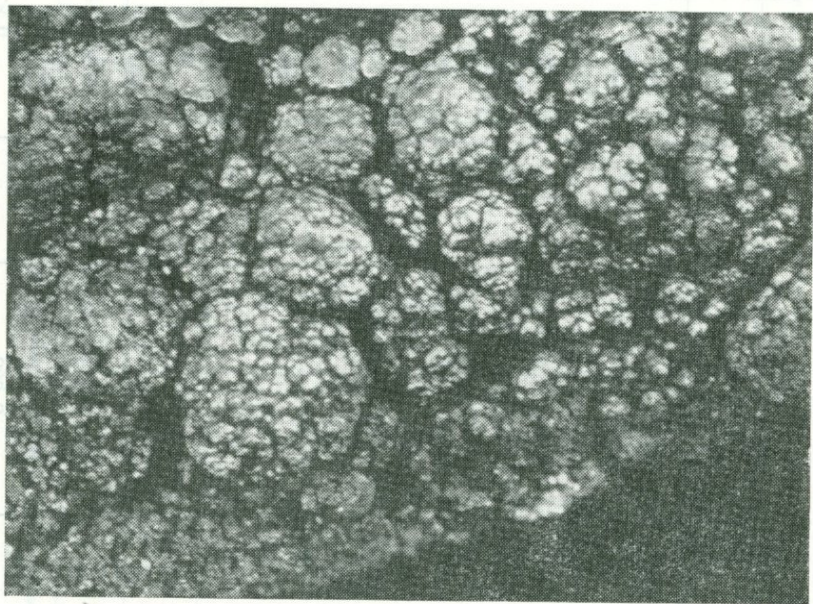


Рис. 47. Микропчовидное строение пиритовой коры. Каптажный колодец скв. У-1. Период образования 4—4,5 года. Увел. 25.

Пирит образуется в многочисленных сероводородных источниках и скважинах, дренирующих сероводородсодержащие рассолы. В источниках он часто образует псевдоморфозы облекания по стеблям растений и обломкам различных пород. В грифонах и руслах ручейков, вытекающих из них, образуются пиритовые коры иногда значительной толщины. В каптажных сооружениях скважин и трубопроводах новообразованный пирит образует весьма значительные скопления (тонны, иногда десятки тонн). Здесь он также часто замещает и облекает различные предметы (канаты, металлические детали и др.).

Наибольшие скопления новообразованного пирита отмечались в каптажном бассейне скважины У-1 и в отходящем от нее трубопроводе. Интенсивная седиментация частиц коллоидного моносульфида железа приводит в конечном счете посредством по-

следовательных превращений метастабильных фаз к быстрому наращиванию пиритовой коры на стенках каптажного бассейна. Как отмечалось, начало формирования этой коры фиксируется временем обшивки стенок бассейна досками (1962 г.). К настоящему времени возраст коры достиг 10 лет, исследовался и описывался пирит, отобранный в 1966 г., т. е. пирит кор, период формирования которых определяется в 4—4,5 года.

Пирит нарастает на доски в виде однородной плотной коры, толщина которой колеблется в пределах 1 см. Поверхность пиритовой коры, отмытой от нарастающих на нее гелеобразных метастабильных сульфидов железа, относительно ровная, слегка шероховатая. При увеличении в 20—25 раз выявляется ее микрорепчатое строение (рис. 47). Очень характерной является черепитчато-чешуйчатая скульптура поверхности самих почеч. Иногда на поверхности пиритовой коры наблюдаются конусообразные бугорки с округлыми отверстиями на вершинах. Подобные образования обусловлены движением и выходом на поверхность газовых пузырьков из гелеобразной массы новообразованных сульфидов железа.

В поперечном сечении коры пирита характеризуются отчетливо выраженным шестоватым строением, которое обусловлено субпараллельным расположением черепитчатых образований, ориентированных по отношению к субстрату коры под углом 75°.

Изучение под микроскопом показывает, что черепитчатые образования сложены тонкокристаллическим пиритом, характеризующимся однороднозернистой структурой. В целом для агрегатов характерна высокая пористость, достигающая 15—20%. Кривая дисперсий отражательной способности исследуемого пирита в интервале длин волн от 440 до 740 нм (снятая Л. Н. Вьяльсовым на установке ПИОР) по конфигурации отвечает стандартной кривой, отличаясь от нее по абсолютной величине отражения понижением на 5%. Понижение отражательной способности обусловлено высокой пористостью исследованных агрегатов пирита.

В табл. 63 приводится валовой химический состав шестоватого пирита.

Таблица 63

Валовой химический состав пирита из скв. У-1

Компоненты, %	Атомные количества	Компоненты, %	Атомные количества
Fe 44,97	805	Na ₂ O 0,25	—
As 0,30	4	K ₂ O 0,08	—
Tl 0,92	4	SO ₄ 0,29	—
Zn 0,03	—	CO ₂ 0,23	—
S 51,32	1602	H ₂ O 1,29	—
SiO ₂ 0,37	—	С у м м а 100,09	
CaO 0,04	—		

Из табл. 63 видно, что описываемый пирит характеризуется исключительно высоким содержанием таллия, практически вдвое превышающим значения максимальных содержаний его в пиритах (0,45%, по В. В. Иванову, 1964 г.). Повышенное содержание мышьяка в исследуемом пирите и равные отношения атомных количеств его и таллия позволяют предполагать, что присутствие этих элементов в пирите обусловлено мельчайшими включениями лорандита ($TlAsS_2$). Незначительная примесь цинка также может быть связана с включениями сфалерита, а присутствие Na_2O , CaO и других компонентов — включениями маточного рас-

сола. Изучение распределения цинка на микроанализаторе MS-46 показало, что его присутствие действительно обусловлено включениями сфалерита. Сканирование с целью выявления особенностей распределения цинка в пирите позволило установить мельчайшие, очень редкие включения сфалерита, не превышающие 4 м (рис. 48).

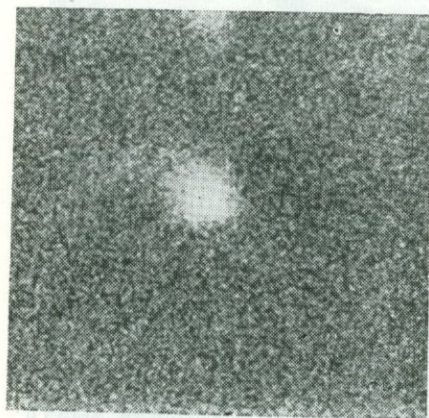


Рис. 48. Характер распределения цинка (белое) в пирите из скв. У-1. Снято на микроанализаторе MS-46. Рентгеновское излучение.

Таким образом образующийся в настоящее время в скв. У-1 пирит характеризуется очень высоким содержанием таллия, отличающим его от известных таллийсодержащих метакolloидных пиритов. В табл. 64 приведены значения межплоскостных расстояний исследуемого пирита.

Образование пирита в каптажном бассейне протекает весьма интенсивно. Значительные количества его накапливаются на дне бассейна, происходит формирование кор на стенках и обрастание любых предметов, погруженных в рассолы-золи. В периферических участках бассейна формирование пиритовых кор происходит интенсивнее, чем в центральной части. Это связано с энергичным выделением газовых струй в центре бассейна, обуславливающих центробежные направления в течении рассола, а соответственно и отгонку к периферии бассейна взвешенных коллоидных частиц моносульфида железа. На деревянных распорках, пересекающих центральную часть бассейна, кора пирита, одинаковая по возрасту с корами, формирующимися на стенках, более тонкая и в среднем не превышает 3 мм.

На дне бассейна пирит накапливается в виде тонкокристаллических частиц, в различных отношениях перемешанных с метастабильными фазами сульфидов железа. Изредка на облом-

Межплоскостные расстояния пирита (кора в каптажном бассейне скв. У-1)

Пирит (кора, скв. У-1)			Пирит (L. G. Berry а. R. M. Thompson, 1962 г.)		
№ п/п	<i>l</i>	<i>d</i>	№ п/п	<i>l</i>	<i>d</i>
1	5	3,11	1	2	3,12
2	8	2,703	2	7	2,70
3	8	2,410	3	6	2,42
4	8	2,206	4	5	2,21
5	1	2,050	5	—	—
6	8	1,911	6	4	1,917
7	—	—	7	1/2	1,803
8	10	1,636	8	10	1,632
9	5	1,566	9	1	1,563
10	6	1,505	10	2	1,504
11	7	1,448	11	3	1,448
12	2	1,316	12	1	1,243
13	1	1,184	13	2	1,184
14	5	1,158	14	—	—
15	7	1,108	15	3	1,107
16	—	—	16	1/2	1,065
17	9	1,045	17	8	1,044
18	8	1,008	18	6	1,007

как цемента наблюдаются мелкие (десятые доли миллиметра) кубооктаэдрические кристаллики его. Среди илообразной массы новообразованного пирита на дне чана были обнаружены мотки медной проволоки, практически нацело превратившиеся в халькопирит. Поскольку образование этого минерала в условиях скв. У-1 представляло определенный интерес, были проведены экспериментальные исследования по синтезу халькопирита в этих условиях. Результаты этих исследований приводятся в разделе «Экспериментальное изучение взаимодействия золь скв. У-1 с металлической медью».

Из каптажного бассейна скв. У-1 рассолы направляются по трубопроводу в промежуточный коллектор (чан). При этом они выносят значительные количества мельчайших, взвешенных в рассоле, частиц геля сульфида железа. Седиментация этих частиц и последующая их раскристаллизация приводят к быстрому зарастанию труб пиритом. В силу этого в процессе эксплуатации скв. У-1 трубопроводы многократно обновлялись, в среднем через каждые 3—4 года. В асбоцементных трубах одного из таких старых трубопроводов нами были обнаружены большие скопления оолитов пирита (рис. 49). Образование оолитов пирита наблюдается только в так называемых «открытых» трубопроводах типа желобов или труб с вырезанными отверстиями для отделения газов. В действующем в настоящее время трубопроводе, не имеющем подобных отверстий, оолиты

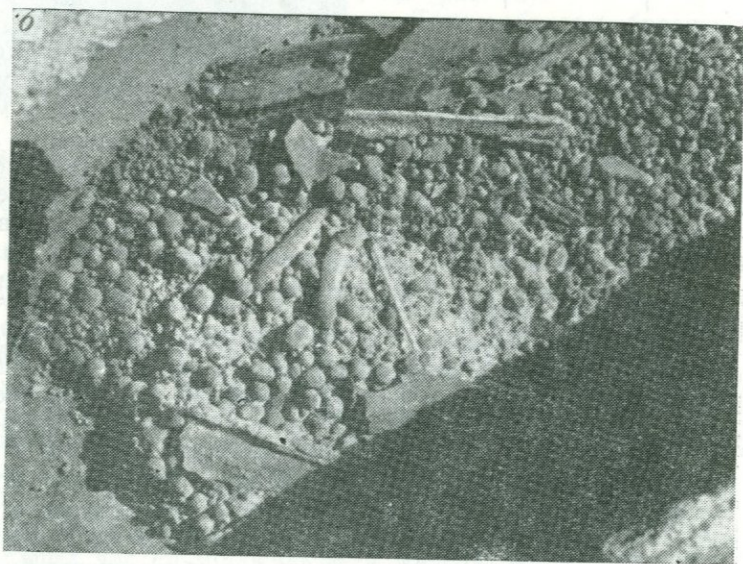
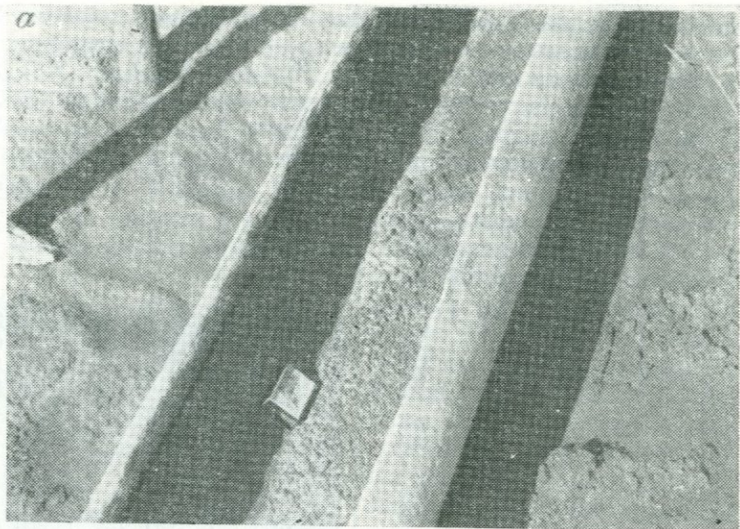


Рис. 49. Скопление оолитов пирита в открытом трубопроводе. Уменьшено в 6 раз (а); участок скопления крупных оолитов пирита (б). Уменьшено в 2 раза.

не образуются. Это связано с тем, что в открытые трубопроводы заносятся песчинки, которые и становятся центрами оолитообразования.

Оолиты заполняют более одной трети объема труб. Они хорошо отсортированы по размерам — нижние участки сложены мельчайшими оолитами (0,1—0,5 мм); по направлению к поверхности скоплений размеры их возрастают и в верхних частях до-

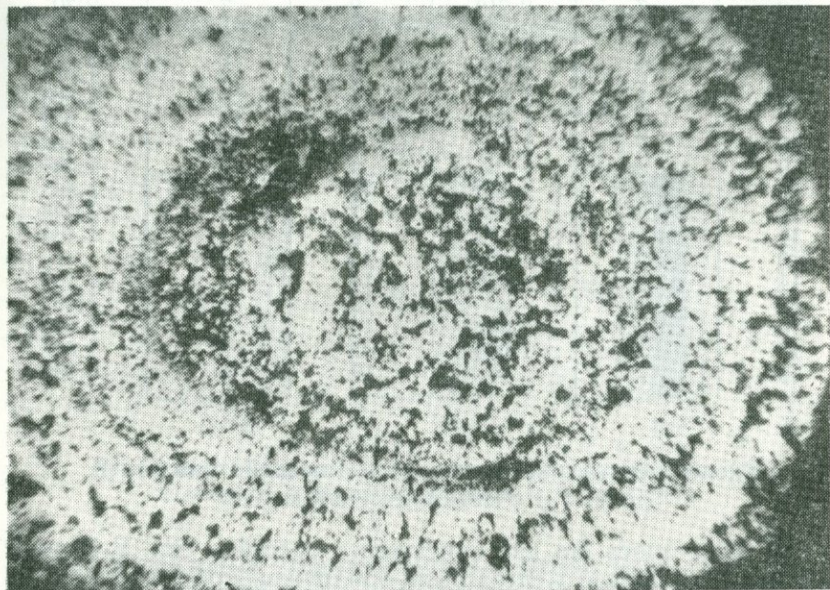


Рис. 50. Пористое строение пиритовых оолитов из трубопровода. Отраженный свет. Увел. 20.

стигают 0,5—0,7 см. Форма оолитов в большинстве случаев неправильно-сфероидальная, изредка несколько уплощенная. В поперечном разрезе проявляется отчетливая концентрическая зональность, обусловленная периодическим отложением вещества. Каждый отдельный концентр сложен комковатыми скоплениями тонкокристаллического пирита. Для них характерна крайне высокая пористость (рис. 50), являющаяся, по-видимому, контракционной, т. е. обусловленной сокращением объема геля сульфида железа при его дегидратации и уплотнении. Предположение это подтверждается непосредственным наблюдением такого сокращения объема почковидного геля сульфида при его медленном усыхании.

В табл. 65 приведены значения межплоскостных расстояний оолитового пирита.

Межплоскостные расстояния оолитового пирита

Исследуемый пирит			Пирит (L. G. Berry a. R. M. Thompson, 1962 г.)		
№ п/п	<i>l</i>	<i>d</i>	№ п/п	<i>l</i>	<i>d</i>
1	2	3,10	1	2	3,12
2	7	2,710	2	7	2,70
3	8	2,416	3	6	2,42
4	7	2,200	4	5	2,21
5	6	1,910	5	4	1,917
6	1	1,807	6	1/2	1,803
7	10	1,634	7	10	1,632
8	2	1,575	8	1	1,563
9	4	1,501	9	2	1,504
10	6	1,445	10	3	1,448
11	2	1,245	11	1	1,243
12	1	1,186	12	1	1,184
13	2	1,154	13	—	—
14	5	1,105	14	3	1,107
15	—	—	15	1/2	1,065
16	9	1,042	16	8	1,044
17	7	1,005	17	6	1,007
18	—	—	18	5	0,990

Экспериментальное изучение взаимодействия золей скв. У-1 с металлической медью

Как отмечалось, на дне каптажного бассейна скв. У-1 среди скоплений сульфидов железа были обнаружены обрывки и мотки медной проволоки, практически нацело замещенной халькопиритом.

Изучение особенностей образования халькопирита представляло определенный интерес ввиду низкотемпературных условий среды (58°). Содержащие сероводород хлоридные натриево-кальциевые рассолы, являющиеся фактически сильно разбавленными золями с дисперсной фазой в виде моносulfида железа, представляют собой гетерогенную систему, накладывающую определенный отпечаток на характер протекающих реакций.

Изучение взаимодействия этих золей с металлической медью проводилось путем погружения медных стержней или ее стружки (заключенной в перфорированные полиэтиленовые ампулы) в колодец У-1 на глубину 1 м и выдерживания их там в течение нескольких месяцев. Особенностью происходящих реакций является вовлечение в них коагулятов моносulfида железа.

Исследование медных стержней, выдержанных в указанных условиях в течение восьми месяцев, показало, что за этот срок они покрываются довольно толстой (3 мм) коркой новообразо-

ванных сульфидов. Под микроскопом установлено четыре новообразованных сульфида — халькозин, дигенит, борнит и халькопирит, образующих последовательные зоны вокруг реликтового стержня элементарной меди (рис. 51).

Новообразованные фазы подтверждены рентгенометрически (табл. 66). Дигенит и халькопирит были проанализированы методами рентгено-спектрального анализа на микроанализаторе MS-46 (табл. 67).

Зона, сложенная халькозином, представлена пористым агрегатом его пластинчатых кристалликов; она непосредственно ок-

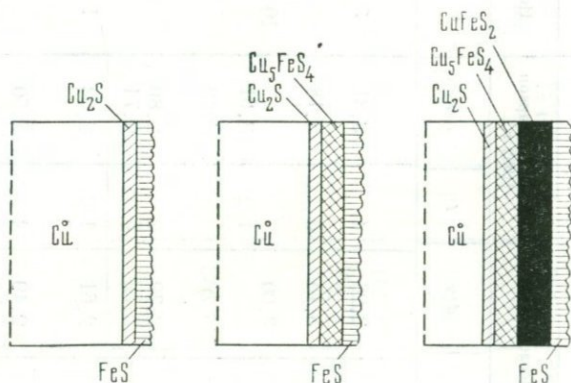


Рис. 51. Схема последовательного образования халькозина (+дигенит), борнита и халькопирита.

ружает реликтовый стержень металлической меди (рис. 52); на периферии халькозиновая зона переходит в дигенитовую, сложенную однороднозернистым агрегатом изометричных зерен светло-голубого цвета; нередко дигенит непосредственно нарастает на пластинчатые кристаллики халькозина. На границе с последующей борнитовой зоной многие кристаллики дигенита, а иногда и халькозина псевдоморфно замещены борнитом. Борнитовая зона сложена однородным агрегатом мелких (0,01 мм) изометричных зерен (рис. 53). В зернистой массе борнита отмечается большое количество реликтового дигенита; множество зерен его замещается халькопиритом. Периферическая зона сложена плотным однородно-зернистым халькопиритом. Размеры зерен варьируют от 0,07 до 0,2 мм. Эта зона наиболее плотная. В халькопирите отмечаются редкие округлые включения пирита (рис. 54).

Изучение отражательной способности новообразованных дигенита, борнита и халькопирита проводилось на установке ПИОР с автоматической регистрацией результатов измерений. Спектры отражения этих минералов в диапазоне длин волн от 440 до 740 нм были сняты. Л. Н. Вяльсовым. Кривые дисперсий

Значения межплоскостных расстояний новообразованных халькозина, дигенита, борнита и халькопирита.
Лаборатория рентгено-структурного анализа ИГЕМ АН СССР, аналитик А. С. Анисимова

№ п/п	Халькозин+ дигенит		Халькозин		Дигенит		Борнит				Халькопирит					
	Исследуемые						L. G. Berri a. Thompson (1962 г.)		Исследуемый		L. G. Berri a. R. M. Thompson (1962 г.)		Исследуемый		L. G. Berri a. R. M. Thompson (1962 г.)	
	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>
1	4	3,32	3	3,39												
2			1	3,31												
3	1	3,18	2	3,21	4	3,21	4	3,26	4	3,31	5	3,33				
4																
5	2	2,99	2	3,05	1	3,05	4	3,15	6	3,18						
6																
7								8	3,00							
8			1/2	2,97					1/2	3,01	10	3,04	10	3,03		
9	4	2,85	2	2,88												
10			1/2	2,84												
11	4	2,77			4	2,79	4	2,79	2	2,80						
12							4	2,72	5	2,74						
13			1	2,73												
14	5	2,61	1	2,67												
15			1/2	2,58					1	2,61	1/2	2,63	1	2,67	1/2	
16	2	2,51	1	2,54	1/2	2,53										
17																
18			2	2,47				4	2,49	4	2,50					
19	7	2,35	7	2,40	1/2	2,40										
20	1	2,26	1/2	2,34												
21	2	2,15	2	2,22												
22	1	2,12	1	2,14	1	2,17	4	2,14	2	2,13						
23									1/2	2,11						

№ п/п	Халькозин+ дигенит		Халькозин		Дигенит		Борнит				Халькопирит			
	Исследуемые				L. G. Berri a. Thompson (1962 г.)		Исследуемый		L. G. Berri a. R. M. Thompson (1962 г.)		Исследуемый		L. G. Berri a. R. M. Thompson (1962 г.)	
	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>
24	2	2,04	1	2,06			2	2,04			3	2,03		
25	10	1,948	8	1,969	10	1,973								
26	10	1,922	1/2	1,937			10	1,922	10	1,937				
27	10	1,843	10	1,870	1/2	1,877								
28													4	1,865
29													1	1,859
30							8	1,856			9	1,856	8	1,854
31			1/2	1,787	1/2	1,781	1	1,741			1	1,755		
32	5	1,667	4	1,695	3	1,686								
33							3	1,651	3	1,652				
34	3	1,616	2	1,645										
35											9ш	1,591	6	1,591
36			1/2	1,588			4ш	1,580	1	1,584			1/2	1,587
37													2	1,573
38							2	1,535	1	1,534				
39													1/2	1,518
40	1	1,494	2	1,514										

№ п/п	Халькозин+ дигенит		Халькозин		Дигенит		Борнит				Халькопирит			
	Исследуемые				L. G. Berri a. Thompson (1962 г.)		Исследуемый		L. G. Berri a. R. M. Thompson (1962 г.)		Исследуемый		L. G. Berri a. R. M. Thompson (1962 г.)	
	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>
41							1	1,479	1/2	1,474				
42			1/2	1,471										
43							2	1,422	2	1,427				
44					1	1,395								
45							2	1,372	2	1,370				
46	1	1,337	1	1,351										
47											2	1,325	1	1,323
48					1/2	1,320							1/2	1,303
49	3	1,263	1	1,278			2	1,266						
50	3	1,241					1	1,232						
51													1	1,214
52							2ш	1,204			4ш	1,198	3	1,205
53	3	1,132			2	1,139								
54	3	1,114	1	1,119			7	1,115	5	1,119				
55	3	1,098												
56							1ш	1,079			4ш	1,072	6	1,077
57	3	1,066	1	1,074	1	1,074							3	1,069
58	3	1,058					1	1,053						

Состав новообразованных дигенита и халькопирита. Аналитик В. Е. Ермилов

Минералы	Cu	Fe	S
Дигенит			
% количества	76,67	—	21,36
атомные количества	1,206	—	0,666
Халькопирит			
% количества	34,95	29,47	33,36
атомные количества	0,550	0,527	1,040

отражательной способности дигенита в целом отвечают стандартной кривой, несколько отличаясь от нее в синей области спектра; спектр отражения борнита полностью соответствует стандарту;

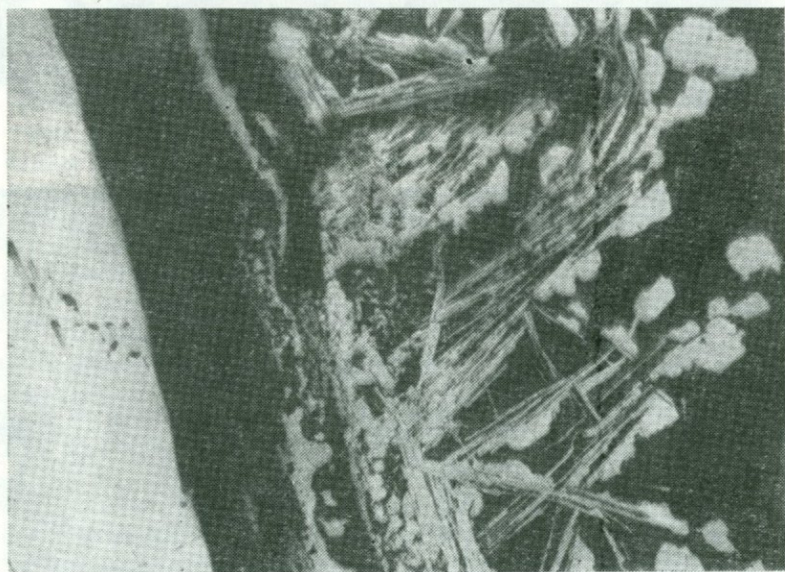
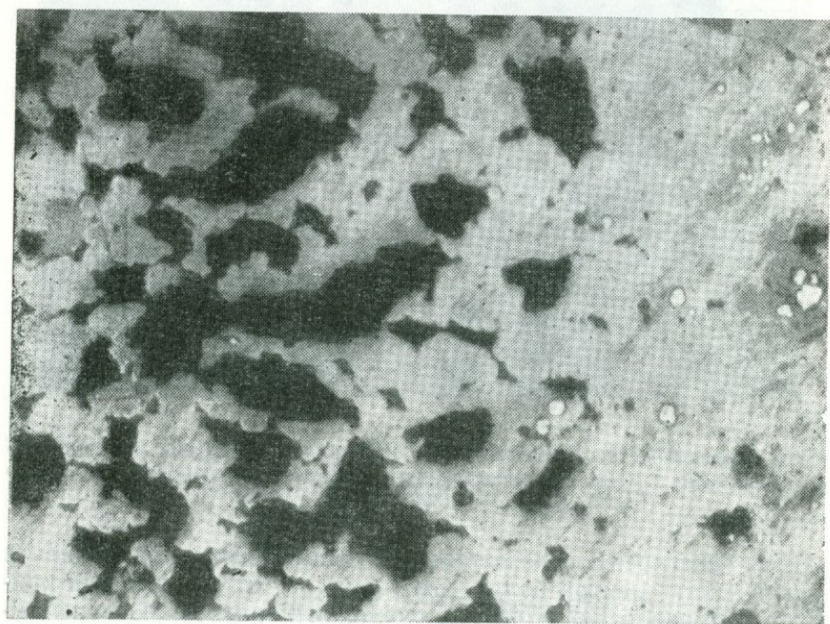
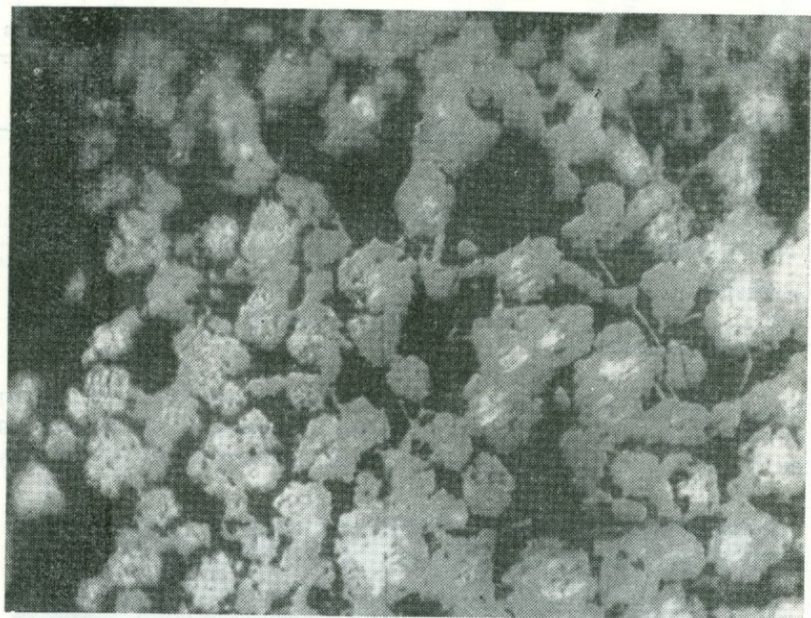


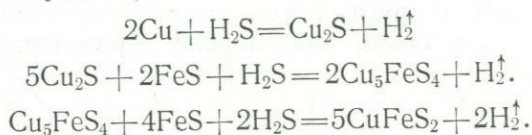
Рис. 52. Пористый агрегат пластинчатых кристаллов халькозина и изометричных — дигенита в зоне непосредственного контакта с элементарной медью (белое слева). Отраженный свет. Увел. 165.

кривая дисперсий отражательной способности халькопирита в синей части спектра полностью совпадает со стандартной кривой; в интервале 540—740 нм, сохраняя характерную конфигурацию, она по абсолютной величине больше на 2%.



Таким образом, в хлоридных натриево-кальциевых рассолах, обогащенных сероводородом и содержащих частицы коллоидного моносульфида железа при поступлении в них меди, в условиях нормального атмосферного давления и относительно низкой температуры образуются халькозин, дигенит, борнит и халькопирит.

Характер протекающих реакций при образовании этих сульфидов и их последовательность может быть выражена в следующем виде (см. рис. 51):



Наличие в системе избытков серы и железа обуславливает образование и устойчивость высокосернистого сульфида меди и железа — халькопирита.

МИНЕРАЛЫ, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ ПРИ СМЕШЕНИИ МЕТАЛЛОНОСНЫХ И СЕРОВОДОРОДСОДЕРЖАЩИХ РАССОЛОВ

Поступающие из скважин хлоридные натриево-кальциевые рассолы, содержащие бром и иод, идут по трубам в хранилище. Группы расположенных в непосредственной близости скважин связаны трубопроводами с промежуточными регулирующими емкостями (чанам), в которые поступают рассолы четырех, пяти и более скважин, направляющиеся далее по более мощным трубопроводам в водохранилище завода. В некоторых промежуточных емкостях происходит смешение металлоносных рассолов с сероводородсодержащими рассолами. В таких случаях осуществляются необходимые условия для образования сульфидов железа и тяжелых металлов.

В ряде исследованных чанов происходит интенсивное образование пирита (чан скв. К-5 и К-10). В одном из таких чанов были обнаружены значительные скопления сфалерита и установлено, что процесс его образования продолжается.

Изучению процессов минералообразования, протекающих в этой емкости, было уделено особое внимание, поскольку они отвечали условиям рудоотложения. Исходя из конкретных физико-химических условий, представилось возможным выявить закономерности выделения минеральных фаз из раствора,

Рис. 53. Пористый однороднозернистый агрегат борнита (серое); белое — халькопирит. Отраженный свет. Увел. 165.

Рис. 54. Пористая внутренняя и плотная периферическая части халькопиритовой зоны. Светло-серое — халькопирит, белое — пирит, черное — поры. Отраженный свет. Увел. 165.

установить скорость отложения сульфида цинка, а также изучить особенности формирования минеральных агрегатов (сфалерит-пиритовых кор) в процессе их образования.

Условия образования сфалерита

Исключительно интенсивное образование сфалерита наблюдалось в чане (рис. 55), в который сливаются обогащенные цинком, свинцом и другими металлами воды скважин Р-152, Г-18, Г-40 и др., а также содержащие сероводород растворы

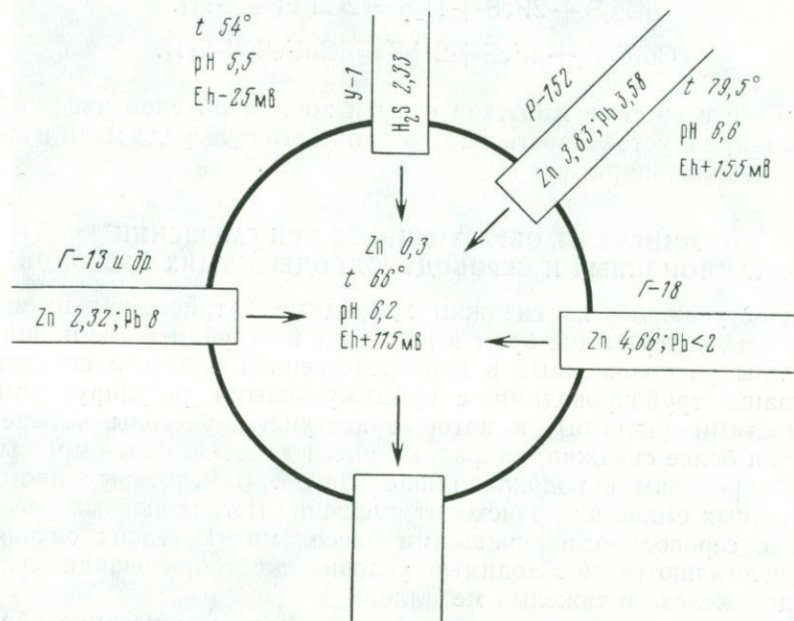


Рис. 55. Схема промежуточной емкости, в которой происходит смешивание металлонесущих (скв. Р-152; Г-18; Г-13 и др.) и сероводородных растворов. Содержания металлов и сероводорода даны в мг/л.

скважины У-1. Здесь нами обнаружены сфалерит, гринокит, галенит и пирит.

Металлонесные хлоридные натриево-кальциевые растворы, поступающие с глубоких водоносных горизонтов, характеризуются высокой температурой ($74,5-80^\circ\text{C}$) и специфическим составом газов, среди которых преобладают азот, водород и углеводороды.

Химический состав растворов, типичный для термальных вод глубоких горизонтов верхнего структурного этажа красноцветной толщи Челекена, приведен в табл. 68. Растворы из скв. У-1, вскрывающей самый верхний водоносный горизонт, по основ-

ному солевому составу практически не отличаются от вод глубоких горизонтов, но характеризуются значительным содержанием сероводорода (см. табл. 55, 56).

Таблица 68

Химический состав вод скважины Р-152

Компоненты	мг/л	мг-экв/л	экв-%
Na	66 640	2897,4	71,07
K	480	12,31	0,30
Li	9,75	1,41	0,034
Rb	0,4	0,0	—
Cs	0,12	0,0	—
Ca	18 938	946,24	23,21
Fe ²⁺	12,00	0,43	—
Fe ³⁺	0,77	0,04	—
As	0,35; 0,7; 0,4	—	—
Pb	2,92	—	—
Cu	0,5	—	—
Cd	0,6	—	—
Zn	0,86	—	—
Al	0,08	—	—
Mn	11,25	0,20	—
С у м м а катионов	86 097,59	4076,90	94,614
HCO ₃	52,12	0,92	0,023
Cl	143 500	4042,5	99,57
Br	564	7,020	0,173
I	29,6	0,234	0,006
H ₂ BO ₃	104,2	1,72	0,042
SO ₄	344	7,26	0,18
С у м м а анионов	144 593,92	4059,654	99,994
CO ₂	146	—	—
H ₂ S	—	—	—
H ₂ SiO ₃	14,3	0,18	—
Минерализация	230 833,81	8136,734	194,608

Из скв. Р-152, Г-18, Г-13/40 в чан поступают растворы со средним содержанием цинка 3,6 мг/л. В области смешения их с растворами из скв. У-1 происходит интенсивное осаждение сульфида цинка. Температура в области смешения 66°С, значения рН колеблются от 6,05 до 6,40, Ен+115 мВ.

Следует отметить исключительную инертность свинца в сероводородной среде в данных условиях по сравнению с цинком. Содержание свинца в металлоносных водах после их смешения в каптажном чане с сероводородными водами изменяется лишь с 4,17 (среднее из трех входных труб) до 3,95 мг/л (в области смешения вод). Цинк почти полностью удаляется из растворов — концентрации его меняются с 3,6 (среднее из трех входных труб) до 0,3 мг/л (область смешения).

Как отмечалось, цинк и свинец находятся в рассолах преимущественно в форме анионных комплексов $PbCl_3^-$, $PbCl_4^{2-}$ и $ZnCl_3^-$ (Лебедев и др., 1971). По данным И. Л. Ходаковского (1966), в области слабокислых и нейтральных значений pH растворов весьма устойчивы гидросульфидные комплексы тяжелых металлов типа $Zn(HS)_2^0$ и $Zn(HS)_3^-$.

Исходя из конкретных условий, в которых значения pH лишь приближаются к нейтральным, но еще не являются таковыми, где известные концентрации H_2S сохраняются лишь в узко локальной области, есть основания предполагать, что переход анионных хлоридных комплексов свинца в гидросульфидные практически не осуществляется. Наоборот, для цинка эти условия (в весьма узкой локальной области — зоне смешения) являются подходящими для образования гидросульфидного комплекса. Перемещение гидросульфидного комплекса цинка из зоны смешения в области с предельно низкими концентрациями сероводорода приводит к разрушению его и осаждению сульфида цинка.

Сульфид цинка отлагается на стенках и дне чана, а также на поверхности погруженных в рассолы различных предметов в виде плотных кор, почковидных и оолитовых агрегатов, гелеобразных пленок и асимметричных почек, а на границе фаз у поверхности раствора совместно с галитом образует на стенках чана пористые гроздевидные агрегаты.

Особенности образования сфалерита определяются следующими явлениями: 1) переход хлоридных комплексов цинка в гидросульфидные в зоне смешения; 2) разрушение гидросульфидных комплексов в периферической части зоны смешения вследствие резкого падения концентрации сероводорода с выделением мельчайших коллоидных частиц ZnS ; 3) разнос коллоидных частиц сульфида цинка во взвешенном состоянии по всему объему рассола, находящегося в чане; 4) седиментация коллоидных частиц с образованием коллоиднонатечных гелеобразных агрегатов; 5) уплотнение и раскристаллизация этих агрегатов.

Морфологические особенности и состав сфалерита, образующегося в распределительном чане

Как отмечалось, на стенках чана у поверхности раствора отлагаются пористые гроздевидные агрегаты галита, захватывающего при кристаллизации взвешенные в растворе частицы сульфида цинка. В табл. 69 приводятся результаты химического анализа галит-сфалеритовых агрегатов (средняя проба).

Ниже уровня рассолов на стенках чана наблюдаются асимметрично-почковидные и кулисовидные натечи гелеобразного сульфида цинка. При малейшем прикосновении эти образования теряют свою форму и стекают по стенкам чана. То же са-

мое происходит при резком понижении уровня рассолов, тем не менее весьма активное движение рассолов в каптажном чане не нарушает целостности форм гелеобразных натеков сульфида цинка.

Изучение подсушенного при комнатной температуре порошковатого геля под электронным микроскопом (угольные реп-

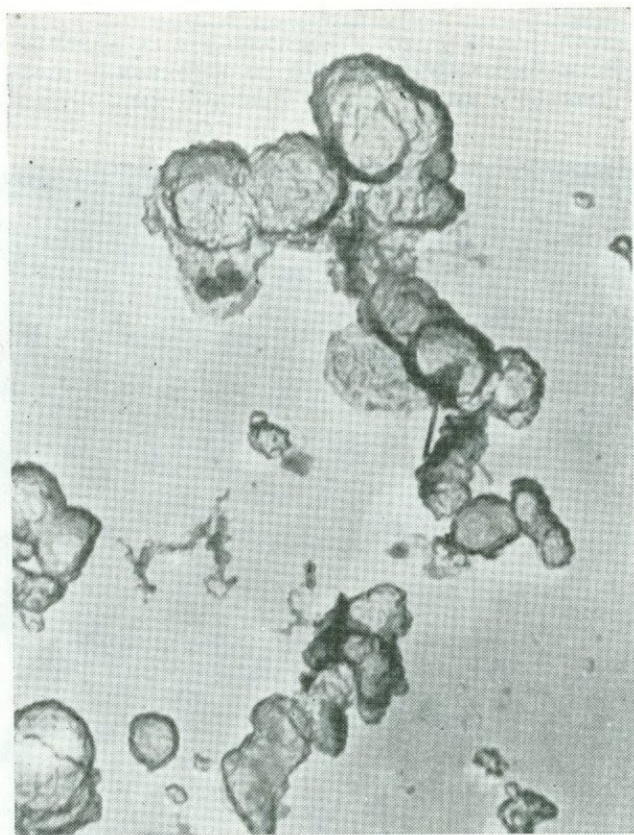


Рис. 56. Цепочечный агрегат глобуль коллоидного сульфида цинка. Обволакивающая угольная реплика с частиц. Увел. 24 000.

лики с поверхности частиц) показывает, что коллоидный сульфид цинка характеризуется типичным глобулярным и глобулярно-почковидным строением. Отмечаются как отдельные разобщенные глобули, так и цепочечные их агрегаты (рис. 56).

Размеры глобуль колеблются в пределах от 0,1 до 1 μ . Сливаясь между собой, глобули нередко образуют более крупные глобулярно-почковидные и неправильно-округлые частицы.

Химический состав галит-сфалеритовых агрегатов (средняя проба).
Аналитики Ю. С. Нестерова и Г. А. Арапова, Центральная химическая
лаборатория ИГЕМ АН СССР

Компоненты	%	Компоненты	%
SiO ₂	1,72	Cd	2,14
Al ₂ O ₃	0,50	Cu	0,03
Fe ₂ O ₃	9,41	Ci	24,36
MgO	0,20	Cl	0,74
CaO	2,08	CO ₂	16,09
Na ₂ O	20,43	S	4,91
K ₂ O	0,16	H ₂ O ⁺	105,97
Zn	21,70	—O=Cl	5,50
Pb	1,50	С у м м а	100,47



Рис. 57. Микропочковидная поверхность сфалеритовой коры. Увел. 10.

В дебаграмме гелеобразного сульфида цинка проявляются лишь самые главные линии сфалерита: 3,476 (3); 3,030 (8); 2,076 (3); 1,893 (9); 1,611 (8); 1,102 (8). Линии широкие и размытые, что свидетельствует о высокой дисперсности вещества.

Плотные разности сфалерита представлены преимущественно корами с отчетливой микропочковидной поверхностью (рис. 57), реже образуют оолитовые агрегаты. Наиболее толстые (до 2 см) коры сфалерита наблюдались на доске, погруженной ниже уровня воды в чане и находящейся в непосредственной близости к зоне смешения сероводородных и металлонесных вод.

Цвет сфалерита, в зависимости от примеси других минеральных фаз, изменяется от буровато-серого до желтовато-бурого. Блеск тусклый. Хорошо растворяется в соляной кислоте.

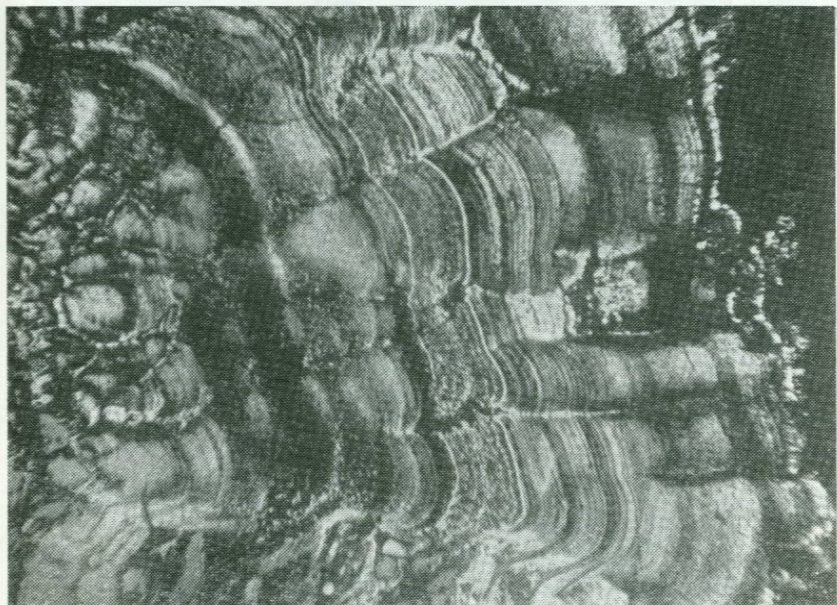


Рис. 58. Тонкополосчато-коллоидное и сегментарное строение коры сфалерита. Отраженный свет. Увел. 46.

Под микроскопом выявляется ярко выраженное тонкополосчатое коллоидное и сегментарное строение кор (рис. 58). Полосчатость обусловлена чередованием зон плотного и пористого сфалерита с прослойками сфалерита, содержащего обильную вкрапленность пирита и более редкую галенита, а также с тончайшими мономинеральными прослойками пирита. Количество пирита, образующего прослойки в сфалеритовых корках, колеблется от 5—7 до 10—12% от общего объема кор. Сегментарное строение кор определяется, с одной стороны, механизмом их формирования, с другой — влиянием газовых пузырьков, выделяющихся на поверхности формирующегося агрегата.

Как правило, в большинстве случаев образование кор начинается с ориентированного нарастания сфалерита на различные терригенные частицы в результате седиментации коллоидного ZnS . Нарастание осаждающегося сульфида цинка наиболее интенсивно происходит на верхние части поверхности частиц

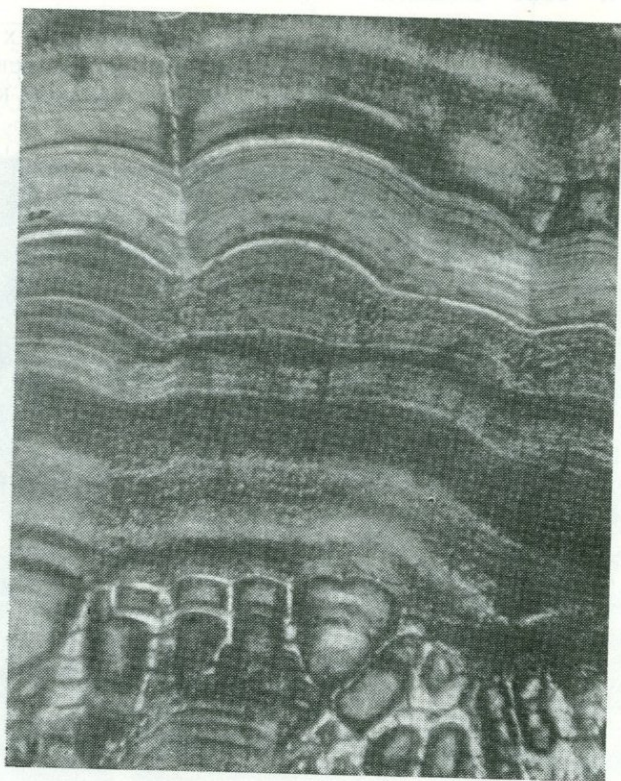


Рис. 59. Ритмично-полосчатая текстура коры метаколлоидного сфалерита. В корневых участках наблюдаются сегментарно-колломорфные образования. Отраженный свет. Увел. 46.

и менее интенсивно на боковые их поверхности. В результате многократного отложения сульфида цинка на такие частицы образуются сначала индивидуализированные сегментно-почковидные образования, затем при последующем нарастании вещества они смыкаются между собой, образуя кору с сегментарно-колломорфной текстурой. Корневые участки подавляющего числа изучавшихся кор характеризуются сегментарно-колломорфной текстурой. Последующее отложение вещества на поверхность сомкнувшихся сегментно-почковидных образований

приводит к затушевыванию сегментного строения и формирующаяся далее кора характеризуется ритмично-полосчатой коллоидной текстурой (рис. 59). Вышеуказанный механизм образования кор сфалерита подтверждается проведенными экспериментами по изучению закономерностей их образования на различных затравках.

В массе тонкополосчатых агрегатов сфалерита довольно часто наблюдаются обильные газовые включения (рис. 60).



Рис. 60. Тонкополосчатая сфалеритовая кора с вскрытыми газовыми вакуолями. Тонкие белые полосы — пирит. Отраженный свет. Увел. 46.

Размеры газовых вакуолей варьируют от сотых долей до 4—5 мм; они имеют округлые, цилиндрические, щелевидные и другие формы. Преобладают щелевидные уплощенные газовые вакуоли, ориентированные нормально к полосчатости агрегатов и разделяющие их на многочисленные секторы.

В описываемом сфалерите отмечаются постоянные (но незначительные по количеству) включения мелких окатанных зерен кварца, которые заносятся в чан ветром, особенно интенсивно во время песчаных бурь.

Особенности валового химического состава плотных сфалеритовых кор отражены в табл. 70. Наблюдаются весьма высокие содержания кадмия, мышьяка и таллия. Полуколичественным спектральным анализом в плотном сфалерите установлены

Химический состав плотных кор сфалерита.
 Аналитики Ю. С. Нестерова и Г. А. Арапова,
 Центральная химическая лаборатория ИГЕМ
 АН СССР

Компоненты	%	Атомные количества
Zn	37,56	575
Fe	8,82	158
Cd	2,86	025
Pb	1,48	007
As	1,07	014
Tl	0,40	002
K ₂ O	0,24	—
Na ₂ O	2,40	—
CaO	0,83	—
MgO	0,36	—
SiO ₂	6,36	—
CO ₂	2,80	—
SO ₄	1,46	—
H ₂ O ⁺	3,98	—
S	29,00	905
С у м м а	99,62	



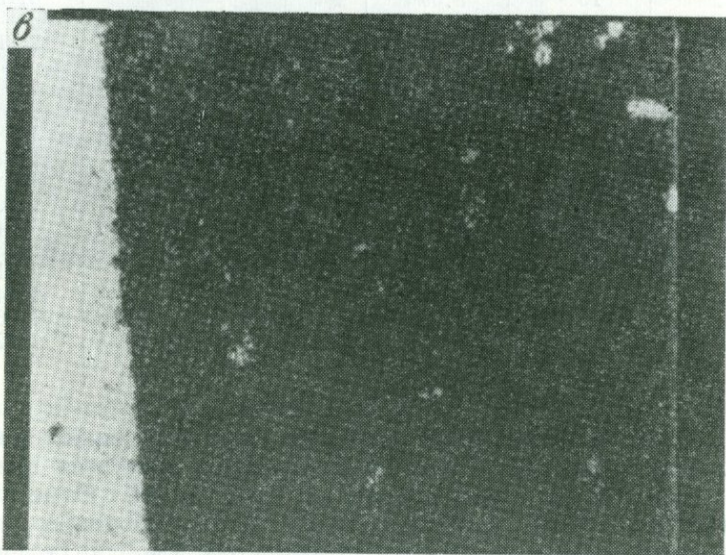
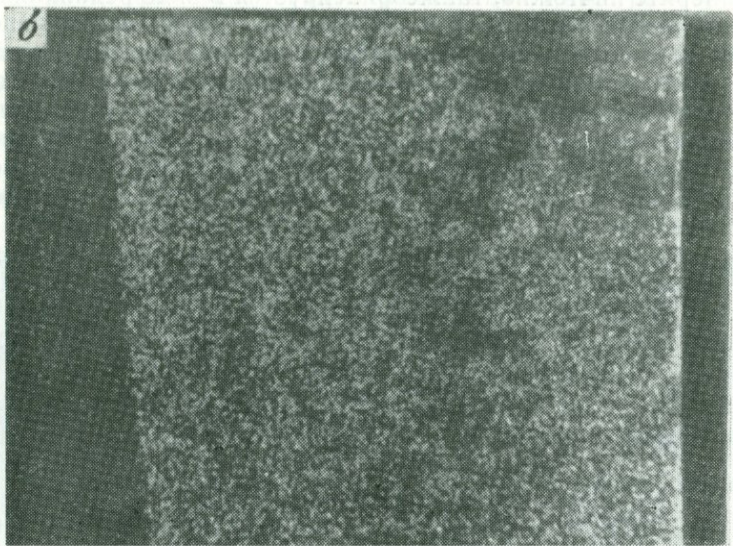


Рис. 61. Распределение цинка (а), кадмия (б) и железа (в) в коллоидном сфалерите из чана на участке площадью $200 \times 150 \mu$; снято на микроанализаторе MS-46. Рентгеновское излучение.

в сфалерите ничтожно, также фиксируется в виде редких обособленных пятен; поскольку в участках ее проявления не наблюдается железо, можно предположить, что она связана с включениями халькозина. Кадмий в сфалеритовых зонах распределен более равномерно, чем железо и медь, и тем не менее проявляются участки значительно обогащенные и резко обедненные кадмием. Это позволяет предполагать, что большая часть кадмия в сфалерите присутствует в виде самостоятельной фазы — гринокита. Распределение свинца аналогично распределению кадмия.

В табл. 71 приведены значения межплоскостных расстояний для плотного бурого сфалерита. Размеры элементарной ячейки его $a = 5,41 \pm 0,01 \text{ \AA}$.

Таблица 71

Межплоскостные расстояния сфалерита

№ п/п	Исследуемый		№ п/п	L. G. Berrl а. R. M. Thompson (1962 г.)	
	<i>l</i>	<i>d</i>		<i>l</i>	<i>d</i>
1	4	3,45	1	4,5	3,46
2	10	3,09	2	9	3,13
3	1	2,83	3	—	—
4	2	2,73	4	3	2,71
5	2	2,44	5	—	—
6	7	2,10	6	5	2,091
7	9	1,894	7	10	1,902
8	4	1,790	8	4	1,788
9	9	1,618	9	10	1,626
10	0,5	1,468	10	1	1,482
11	1	1,363	11	1	1,362
12	4	1,232	12	5	1,349
13	2	1,216	13	8	1,238
14	2	1,151	14	1	1,214
15	7	1,098	15	1	1,147
16	7	1,045	16	10	1,068
17	7	1,034	17	10	1,020

Изучение описываемого сфалерита под электронным микроскопом позволило установить, что он характеризуется преимущественно глобулярно-почковидным строением. Отмечаются участки, сложенные однородным агрегатом глобуль, размеры которых варьируют от 0,05 до 0,1 (рис. 62). Глобули, сливаясь между собой, образуют глобулярно-почковидные и микропочковидные агрегаты с размерами почек от 1 до 3 μ в диаметре (рис. 63). Среди последних отмечаются обособленные участки, сложенные окристаллизованными частицами (рис. 64). В сфалерите обнаруживается также большое количество включений гринокита, пирита и галенита.

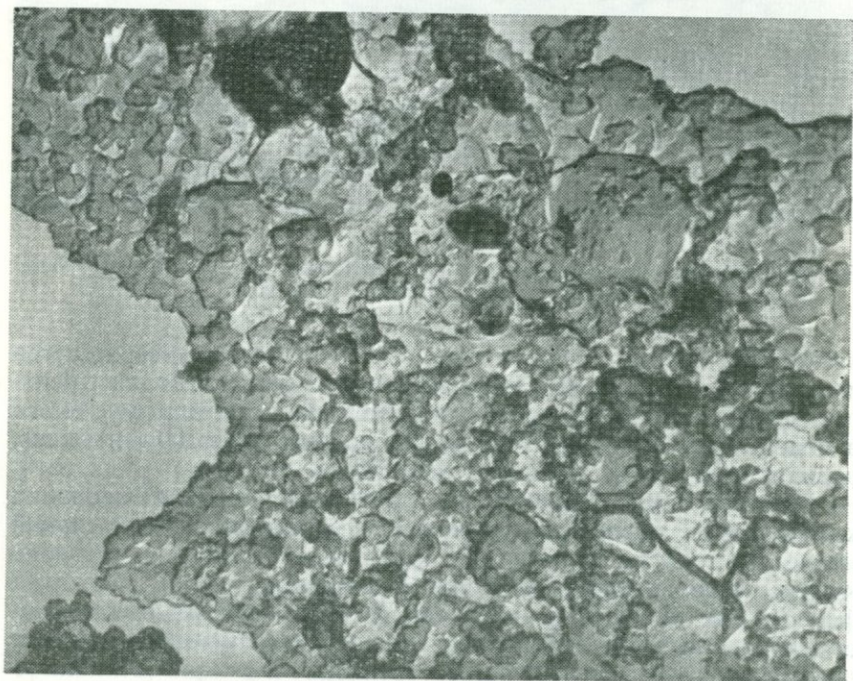
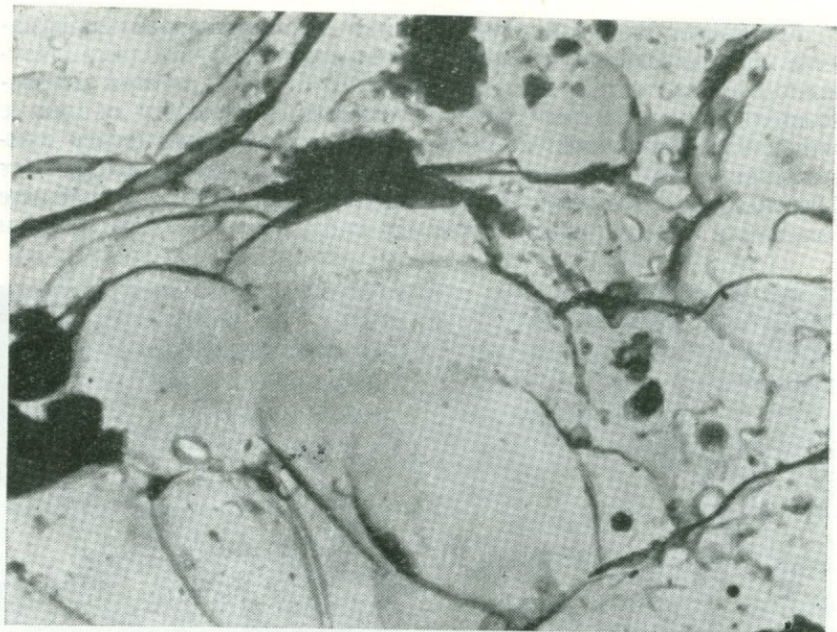
Гриноцит как фаза ввиду крайне ничтожных размеров частиц практически не наблюдается оптическими методами. Изучение сфалерита под электронным микроскопом (метод целлюлозно-угольных реплик) позволило установить в нем обильные включения гринокита, представленного гексагональными кристалликами таблитчатого габитуса. Размеры их варьируют от 0,05 до 0,3 μ (рис. 65). Распределение гринокита в сфалерите более или менее равномерное, но иногда отмечаются участки



Рис. 62. Глобулярно-почковидное строение метаколлоидного сфалерита из чана. Угольная реплика со скола. Увел. 9000.

резко обогащенные гринокитовой фазой. Это подтверждается изучением распределения примесей в сфалерите методами рентгено-спектрального анализа. Количество кадмия, определяемого в отдельных точках на участке площадью 100 \times 100 μ и менее, варьирует от 3,73 до 10,42% (табл. 72).

Пирит в виде неравномерно распределенных мельчайших кристалликов образует включения в однородной глобулярной массе сфалерита. Кристаллы представлены преимущественно кубом, реже комбинацией куба и октаэдра; грани последней формы, как правило, развиты слабо (рис. 66). Размеры кристаллов пирита обычно не превышают 1—2 μ , лишь единичные достигают 4—5 μ в поперечнике.



Содержание элементов-примесей в плотном сфалерите из чана (в %)

Fe	Cd	Pb	As	Аналитик
0,73	3,73	2,10	1,6	И. П. Лапутина
0,73	10,42	2,0	1,55	Тот же
0,67	6,40	2,50	1,60	Г. Н. Муравецкая
0,91	9,76	2,79	2,28	В. А. Ермилов
0,81	6,50	2,90	1,56	Тот же

Галенит представлен мельчайшими (0,2—0,4 μ) кубическими кристалликами, равномерно распределенными в сфалерите. Изредка наблюдаются более крупные кристаллы размером до 2 μ в поперечнике.

Как отмечалось, образующиеся в чане сфалеритовые коры неоднородны по составу: преобладающему в них сфалериту постоянно сопутствует пирит. Помимо включений он образует мономинеральные прослои в сегментно-почковидных образованиях сфалерита. Пирит в прослоях характеризуется глобулярно-колломорфным строением; в отдельных участках отмечается перекристаллизация глобулярных масс с образованием однородных тонкозернистых агрегатов. В значительных количествах пирит в виде мельчайших оолитов наблюдается в зонах рыхлого пористого сфалерита (рис. 67). Размеры оолитов 2—3 μ в диаметре; количество центров в них не превышает трех. Строение центров — глобулярно-колломорфное. Часто в значительных количествах пирит концентрируется в боковых участках почек, разделенных газовыми щелями. Выделяется он в виде неоднородных скоплений мельчайших глобуль, дезинтегрирующих слоистую микротекстуру почек сфалерита. Плотность скоплений глобуль пирита увеличивается в сторону поверхности, граничащей с газовой щелью. Последние нередко почти нацело заполняются рыхлыми агрегатами глобулярного пирита. Все это свидетельствует о более позднем (по отношению к сфалериту) образовании пирита (рис. 68).

В придонных участках чана, на поверхности выступов труб и досок наблюдались коры, сложенные мельчайшими оолитами сфалерита. Размеры оолитов 0,05—0,2 мм, реже 1,5—2 мм в диаметре, еще реже наблюдаются единичные оолиты размером

Рис. 63. Микропочковидные агрегаты новообразованного метаколлоидного сфалерита. На поверхности почек ZnS наблюдаются мельчайшие кристаллики гринокита. Угольная реплика со скола. Увел. 16 000.

Рис. 64. Участок, сложенный окристаллизованными частицами сульфида цинка. Угольная реплика со скола. Увел. 9000.

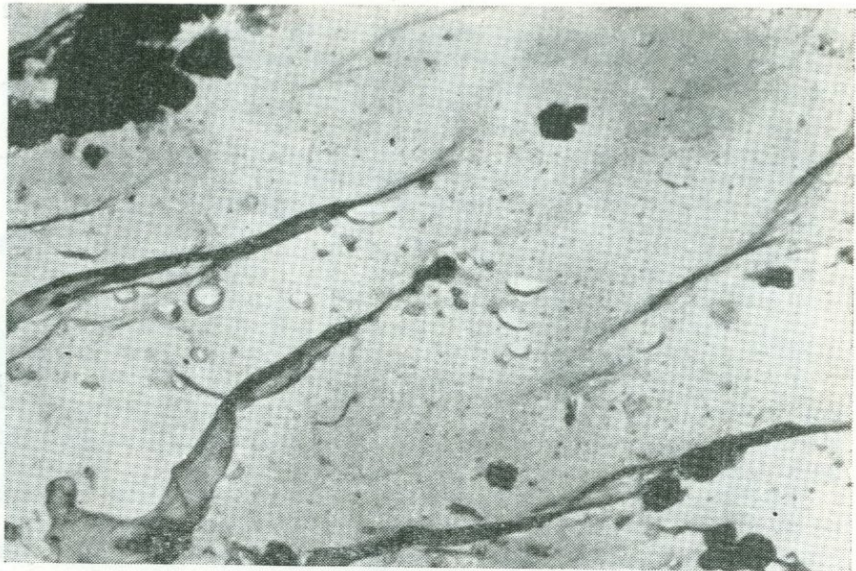


Рис. 65. Кристаллики гринокита в новообразованном метаколлоидном сфалерите. Угольная реплика со скола. Увел. 16 000.

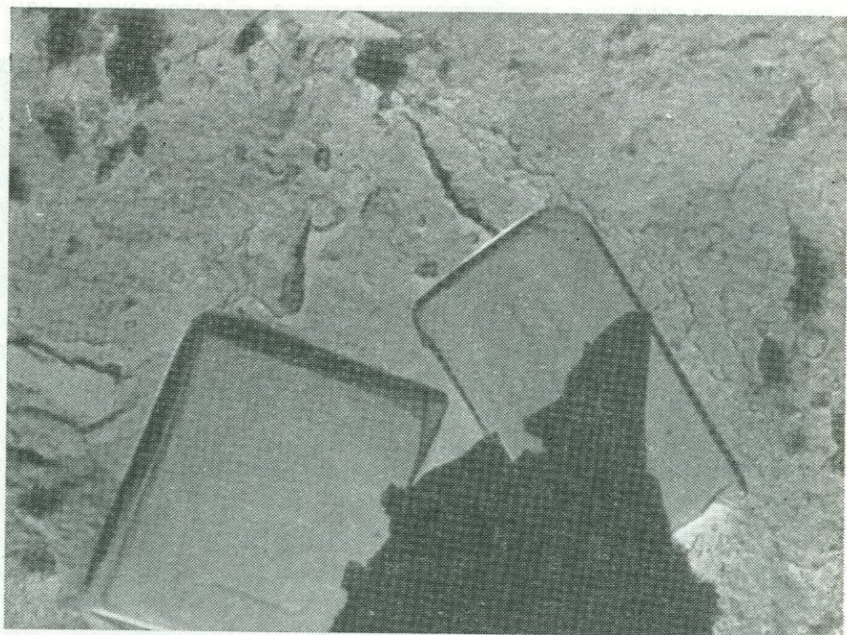


Рис. 66. Кристаллы пирита в тонкоглобулярной массе сфалерита. Угольная реплика со скола. Увел. 20 000.

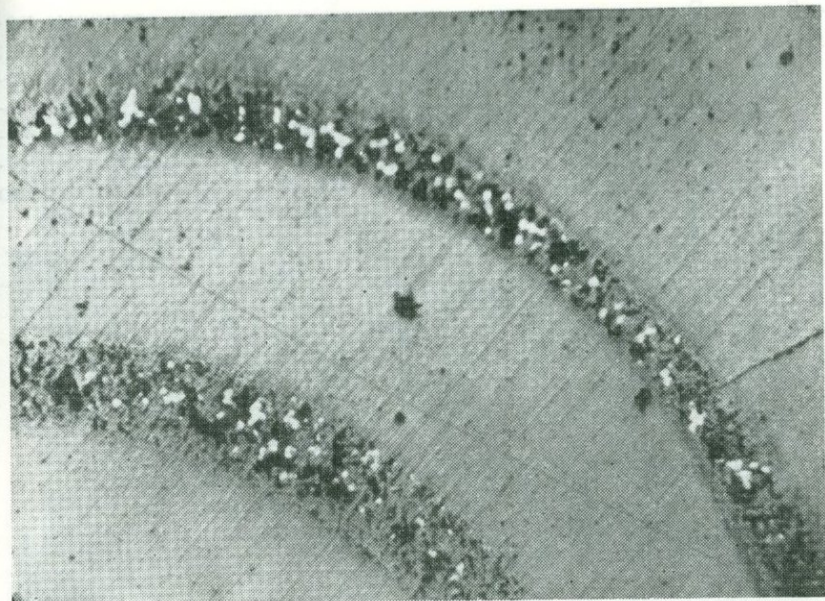


Рис. 67. Микроолиты пирита (белое) в зонах пористого сфалерита (серое).
Отраженный свет. Увел. 350.

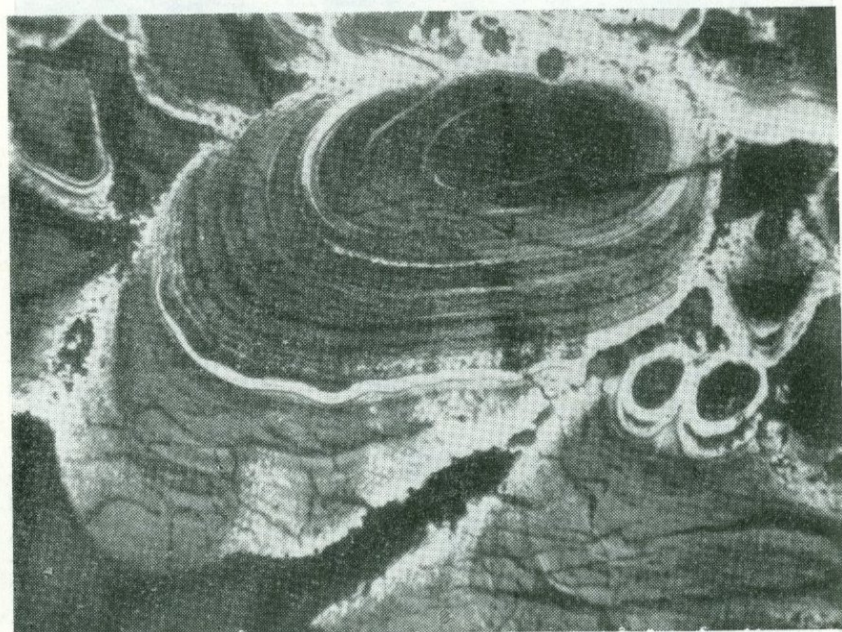


Рис. 68. Однородные концентры и скопления глобулярного пирита (белое) в боковых участках почек сфалерита (темно-серое). Отраж. свет. Увел. 165.

7—8 мм. В относительно рыхлых участках кор оолиты характеризуются довольно правильной сферoidalной формой; в более плотных они несут на себе следы пластических деформаций (рис. 69). Формирование оолитов происходит в результате периодического отложения вещества на поверхности сферических образований типа глобулитов. Таким путем образуются три-четыре концентрические зоны (зональность отложения), но во



Рис. 69. Оолитовые агрегаты новообразованного метаколлоидного сфалерита. Отраженный свет. Увел. 46.

многих мелких оолитах и в близких к глобулитам ядрах наблюдается зональность, обусловленная различной степенью отражения сфалерита, связанная с ритмическими вариациями состава (диффузионная зональность).

Большая часть оолитов, слагающих коры, в результате направленного уплотнения (влияние силы тяжести) в значительной степени уплотняется. При этом в верхней части кор оолиты приобретают некоторую полигональность, в нижней, уплотняясь, образуют серии цепочкообразно расположенных сильно уплощенных оолитов. Эти уплощенные оолиты, сливаясь, образуют своеобразные сегментарно-ленточные обособления (рис. 70). В некоторых сегментах наблюдается реликтовая концентрическая зональность. Нередко отдельные сегменты также нацело

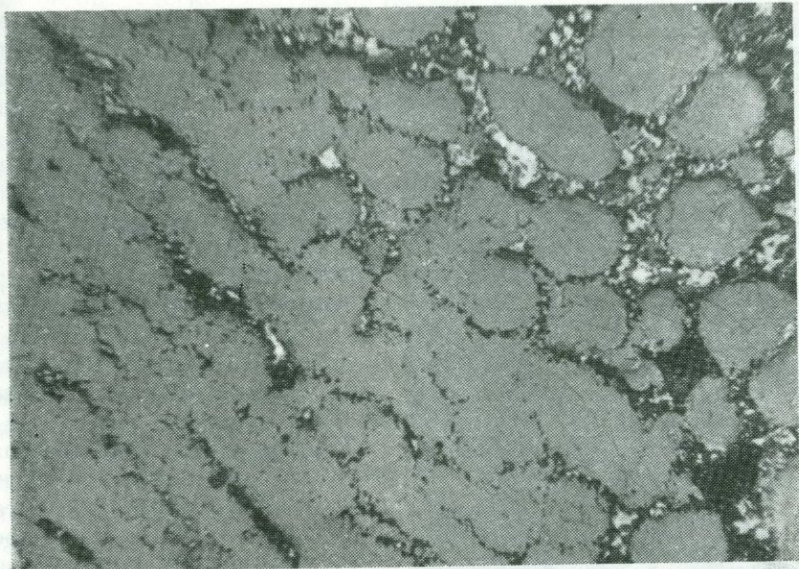


Рис. 70. Сегментарно-ленточные обособления метаколлоидного сфалерита. Отраженный свет. Увел. 46.



Рис. 71. Ориентированное нарастание сфалерита на песчинки. Отраженный свет. Увел. 90.



Рис. 72. Сфалерит на обломке термометра. Период образования 2,5 месяца. Natur. вел.

сливаются один с другим, в результате чего возникают относительно массивные параллельно-полосчатые агрегаты сфалерита.

В целом отчетливо прослеживаются диагенетические изменения еще сохраняющих вязкость оолитовых агрегатов — пластические деформации при уплотнении (уплощение оолитов), слияние между собой и постепенный переход их в параллельно-полосчатые образования.

Наибольшие количества сфалерита в чане наблюдались на дне. В результате седиментации частиц сульфида цинка происходит ориентированное нарастание сфалерита на поверхность скопившихся на дне песчинок (рис. 71). Незначительные количества коллоидного сульфида цинка, проникая между песчинками, цементируют их. При старении образуются довольно плотные агрегаты, состоящие из песчинок и сфалерита. В песчаном материале, сцементированном метакolloидным сфалеритом, были обнаружены различные предметы технической деятельности человека, крустифицированные корочками сфалерита (болты, обломки обручей и др.). Практически с поверхности песчано-сфалеритовых отложений был поднят обломок термометра, покрытый корочкой наростшего на него сфалерита (рис. 72). Толщина корочки 2—2,5 мм, поверхность микропчовидная. Обломок термометра находился в рассоле в положении, близком к вертикальному. Нижним кон-

цом он был слегка погружен в песчано-сфалеритовые отложения, а верхним опирался на стенку чана, между входными трубами от скв. У-1 и Р-152. По сообщению работников местной геологической службы, термометр в данном чане был разбит одним из операторов при проведении режимных наблюдений 2,5 месяца тому назад до нахождения его обломанной и обросшей сфалеритом части в чане.

Экспериментальные данные по изучению формирования кор сфалерита в распределительном чане

Поскольку процесс образования сфалеритовых кор происходил на глазах исследователей, то было интересно проследить за механизмом формирования этих кор, попытаться установить скорость их роста и получить приближенную количественную оценку отлагающегося вещества.

Для получения данных о количествах образующегося сульфида цинка от труб скв. У-1 и Р-152 (см. рис. 55) были сделаны отводы к стеклянному барбатуру, в котором перемешивались содержащие металлы рассолы из скв. Р-152 и сероводородсодержащие рассолы из скв. У-1. Эксперимент длился семь суток. За это время через барбатур прошло 2990 л рассола из скважины Р-152 и 5445 л из скв. У-1 и отложился довольно плотный гелеобразный осадок объемом $3,2 \text{ см}^3$, весом около 12 г.

Исходя из установленных дебитов скв. Р-152 $250 \text{ м}^3/\text{сут}$ и У-1 $400 \text{ м}^3/\text{сут}$ и зная, что из каждого кубометра смешанных рассолов выделяется 1,3 г сульфида цинка, можно рассчитать количества ZnS , отлагающиеся в течение одного года, которые составляют $\sim 310 \text{ кг}$.

Несмотря на значительность этого количества, оно составляет менее $\frac{1}{4}$ от общего количества цинка и серы, выносимых указанными скважинами за этот же срок и могущих обеспечить образование более 1300 кг сульфида цинка в год. Учитывая, что содержание цинка в чане в области смешивания металлоносных и сероводородных рассолов ничтожно мало, можно считать, что указанная возможность реализуется. А принимая во внимание дополнительный привнос металлов в чан другими скважинами, количество образующегося в нем сфалерита может быть ориентировочно оценено в 2,5—3 т в год.

Отложившийся за это время сульфид цинка представлял собой гелеобразную массу коричневатого цвета, вязкой консистенции. Исследование под растровым электронным микроскопом показало, что новообразованный сульфид цинка представлен мельчайшими глобулями, размеры которых варьируют от 0,05 до 0,6 μ . Наиболее мелкие глобули наблюдаются в виде рыхлых комковатых агрегатов, в массе которых относительно равномерно распределяются более крупные (до 1—3 μ) глобули (рис. 73). Последние, сливаясь между собой, образуют

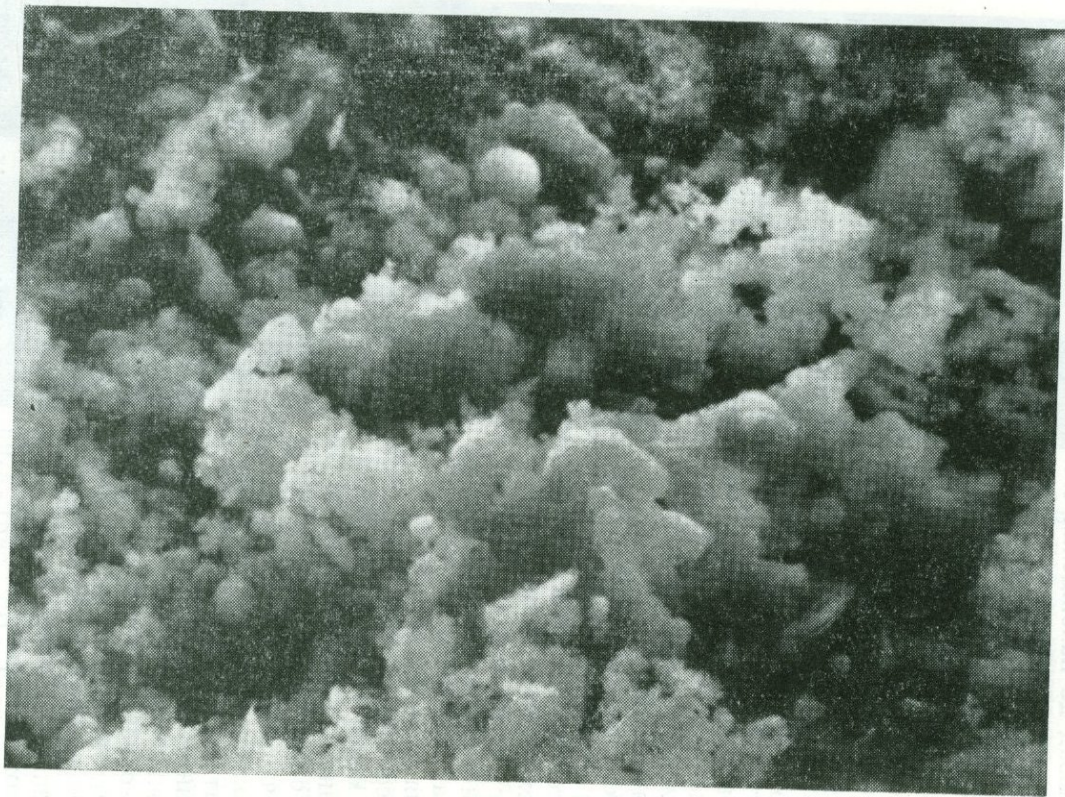


Рис. 73. Рыхлые комковатые агрегаты мельчайших глобуль коллоидного сульфида цинка. Возраст 7 суток. Растровый электронный микроскоп. Увел. 10 000.

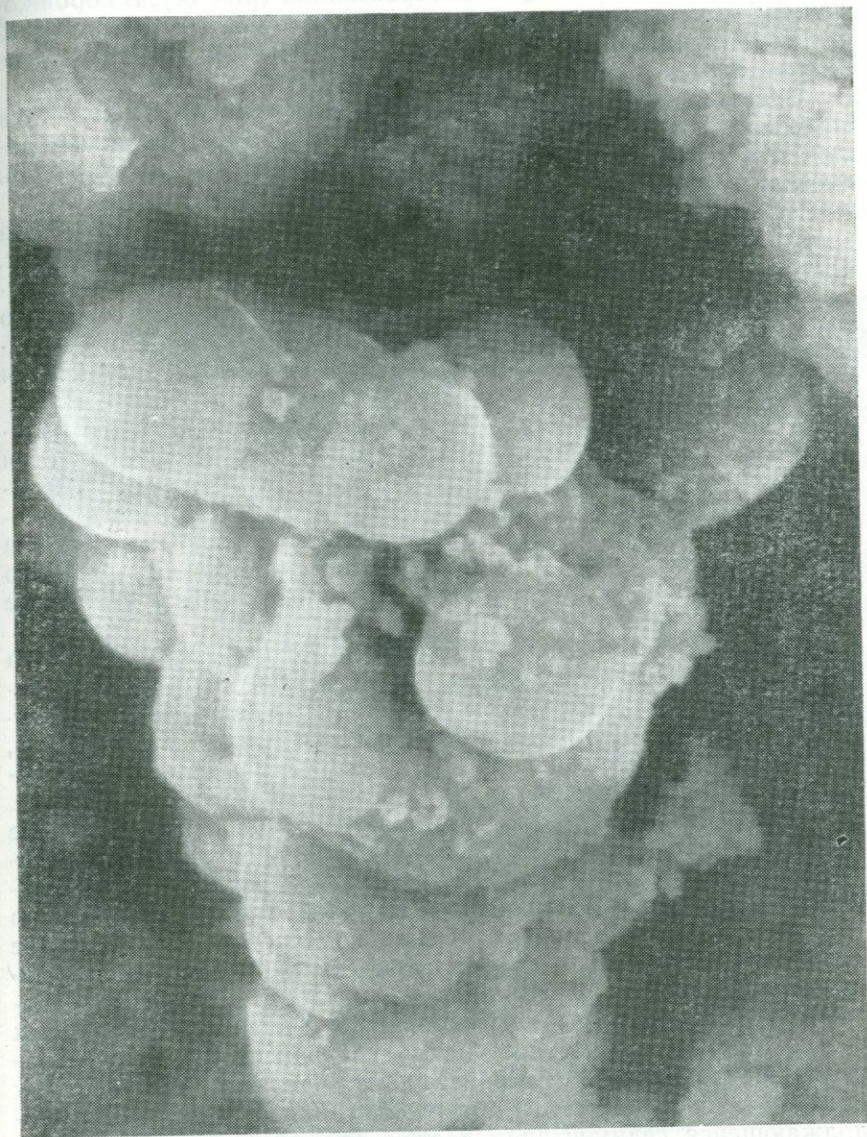


Рис. 74. Гроздевидный агрегат относительно крупных глобуль коллоидного сульфида цинка. Возраст 7 суток. Растровый электронный микроскоп. Увел. 25 000.

гроздевидные и близкие к ним образования (рис. 74). В порошковой пробе отмечаются всего две широких размытых линии — 3,12 и 1,911 (дебаеграмма была снята 2,5 месяца спустя после отбора пробы).

Следует отметить, что описываемые осадки сульфида цинка как по тонкой морфологии, так и по фазовому состоянию аналогичны гелям ZnS , полученным в лабораторных условиях при низких температурах (Лебедев, 1965).

В тонкоглобулярной массе новообразованного сульфида цинка постоянно наблюдаются частицы пластинчатого габитуса. Размеры их невелики и обычно не превышают 0,2 м. Распределение их неравномерное. Исходя из данных полуколичественного спектрального анализа, которым отмечается кадмий в количестве более 2%, есть основания полагать, что пластинчатая кристаллическая фаза в геле ZnS является гринокитом.

Изучение особенностей и скорости образования кор сфалерита проводилось путем погружения известняковых пластин вблизи области смешения металлоносных и сероводородсодержащих рассолов. Пластины выдерживались в этой зоне два месяца. За этот период на их поверхностях образовались коры сфалерита толщиной 0,4—0,6 см. Систематический просмотр пластин в течение этого времени позволил выявить некоторые закономерности формирования этих кор.

Уже через сутки фиксируется отложение сульфида цинка в виде точечных выделений на микровыступах рельефа поверхности известняка. На пятые сутки практически вся поверхность известняковых пластин покрывается тонкой пленкой ZnS , а на местах ранее фиксируемых точечных выделений наблюдаются конусовидные бугорки. Через две недели эти бугорки, увеличиваясь в размерах, формируются в коротко-столбчатые образования с округлой поверхностью на окончании. Дальнейший рост таких «столбиков» наиболее интенсивно осуществляется в периферической части; они приобретают грушевидную форму с обращенной вверх утолщенной частью. Последующее осаждение коллоидных частиц сульфида цинка, обуславливающее разрастание каждого индивида, приводит их в соприкосновение друг с другом и формированию сегментно-почковидных форм. Терригенные частицы, накапливающиеся между столбчатыми образованиями сульфида цинка, препятствуют плотному смыканию их между собой при разрастании (рис. 75). При продолжающейся седиментации частиц ZnS они начинают накапливаться и на поверхности терригенных минералов, приводя, как правило, к полному зарастанию щели в периферических участках сегментно-почковидных образований. В случае отсутствия терригенных частиц между этими образованиями они, разрастаясь, плотно смыкаются и образуют однородную кору, в поперечном разрезе которой наблюдается картина геометрического отбора «сферолитов», но при отсутствии таковых, так как

вещество сегментно-почковидных образований сохраняет еще консистенцию плотного геля.

Сформировавшиеся в течение двух месяцев на поверхности известняковых пластин коры сульфида цинка характеризуются микропочковидной поверхностью и высокой пластичностью вещества, при незначительном надавливании они превращаются в тестообразную массу. После извлечения из рассола и подсушивания в тени при температуре воздуха 20—25°С пластичная масса сульфида цинка на третьи сутки уплотняется и становится твердой, камнеподобной.



Рис. 75. Столбчато-сегментарные формы сфалерита на поверхности известняка (черное в правом нижнем углу). Начальная стадия формирования сфалеритовых кор. Возраст 18 дней. Отраженный свет. Увел. 99.

Таким образом, при седиментации коллоидных частиц сульфида цинка формируются коры с характерной почковидной поверхностью и сегментным внутренним строением.

Морфологические особенности и состав сфалерита, образующегося в трубопроводе

Значительные количества сульфида цинка в виде тончайшей взвеси выносятся за пределы чана и отлагаются в выводном трубопроводе, составленном из асбоцементных труб диаметром

33,5 см. Седиментация коллоидных частиц сульфида цинка в этих трубах приводит к образованию довольно мощной (до 8—10 см) коры сфалерита (рис. 76).

Заращение сфалеритом труб в различных участках трубопровода неодинаковое и находится в прямой зависимости от степени заполнения их рассолом. В случае заполнения всего пространства (в участках прогибания трубопровода) сфалерит отлагается по всему периметру труб; при неполном — в нижней

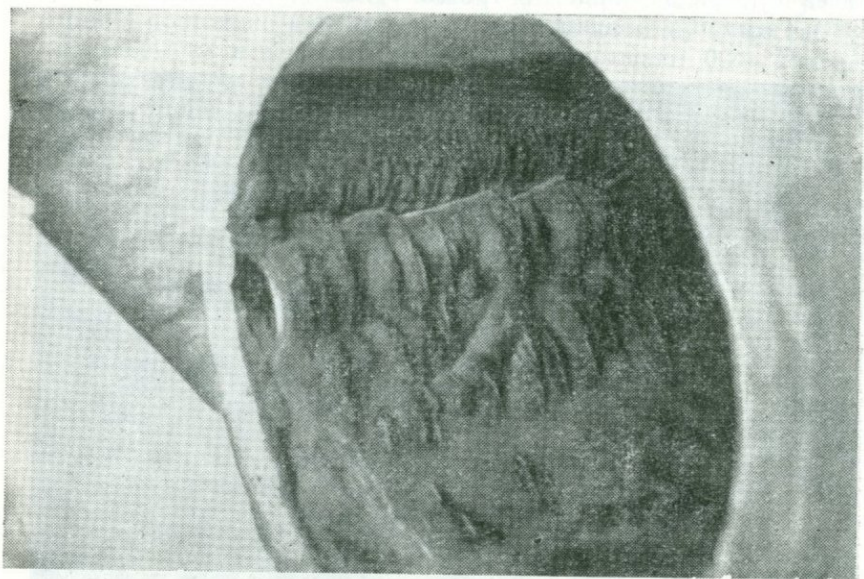


Рис. 76. Седиментационно-натечные коры сфалерита в трубопроводе. Умен. 7,5.

части труб образуется кора серповидной конфигурации (в поперечном сечении трубы), четко фиксируя уровень рассолов.

Седиментация коллоидных частиц сульфида цинка в трубопроводе происходит в условиях направленного движения растворов. В силу этого формирующиеся в трубопроводе коры сфалерита характеризуются закономерным ориентированным асимметрично-бугорчатым строением поверхности (рис. 77). Каждый из бугорков имеет пологий склон, ориентированный по движению рассолов с крутым гребневидным склоном с противоположной стороны. Наиболее ярко бугорчатые образования развиваются на боковых сторонах труб, в 5—6 см ниже поверхности потока. Здесь они значительно крупнее и образуют валообразные, симметрично расположенные в трубе карнизы (рис. 78). На нижней стороне труб поверхность коры более или менее ровная, лишь изредка наблюдаются ряды очень небольших асимметрич-

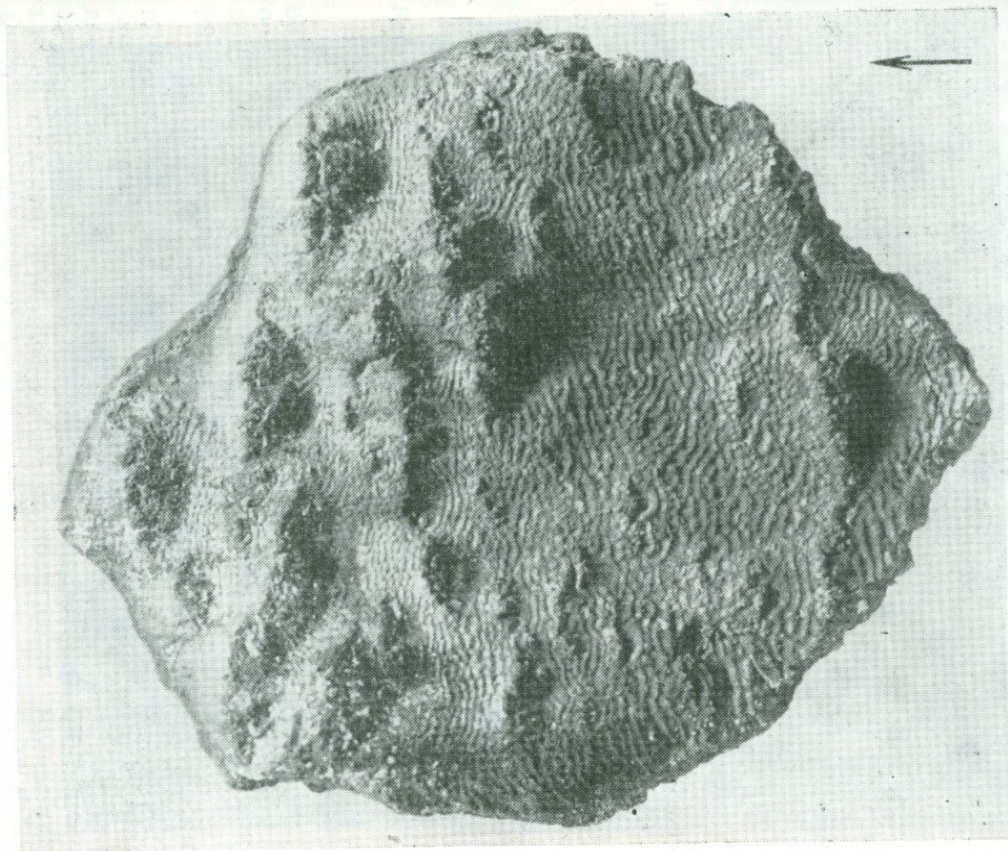


Рис. 77. Асимметрично-бугорчатое строение поверхности сфалеритовой коры. Natur. вел. (стрелкой показано направление движения рассолов).

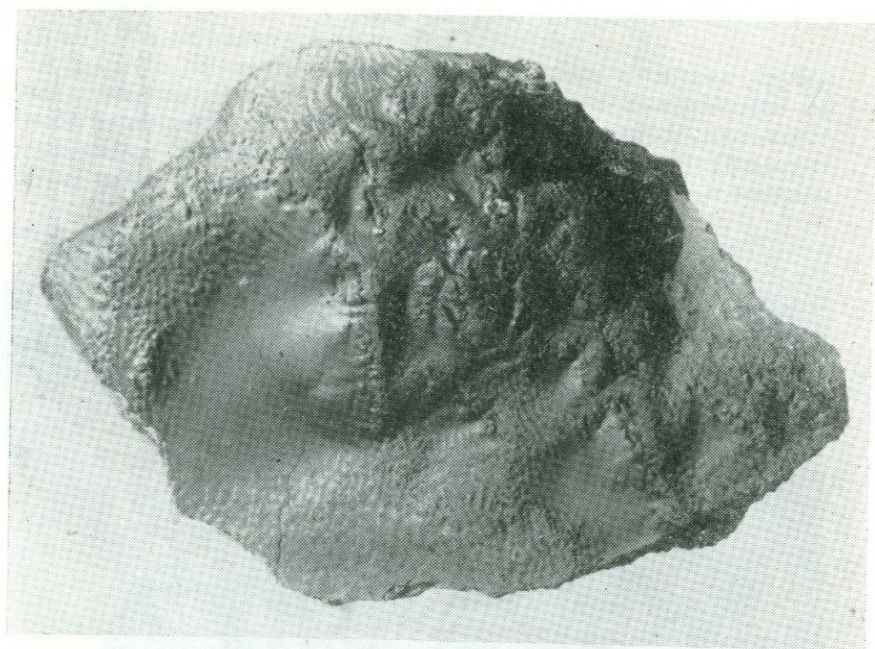


Рис. 78. Асимметрично-бугорчатые образования сфалерита с боковых сторон труб. Natur. вел.

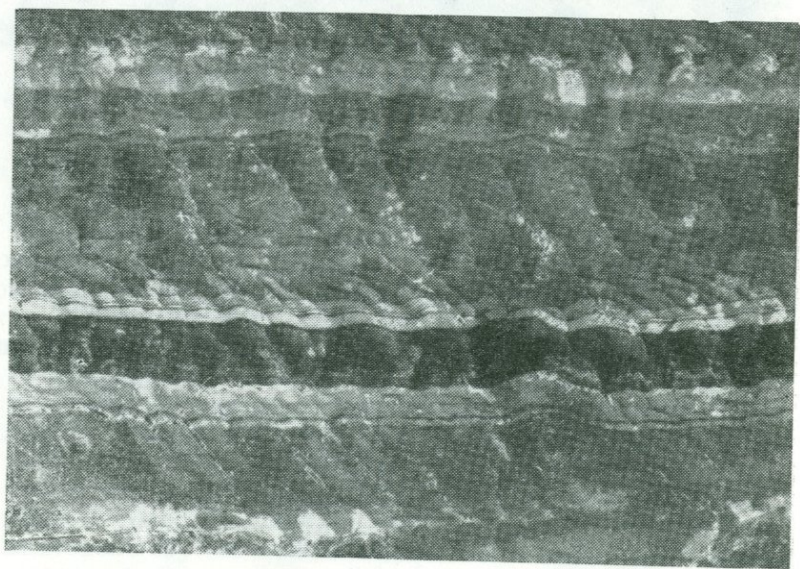


Рис. 79. Зональное строение сфалеритовой коры в поперечном разрезе. Косой свет. Увел. 8.

ных бугорков. Ровные участки коры характеризуются скульптурой тончайшей ряби.

Сфалерит, слагающий коры, представлен перемежающимися между собой серовато-бурыми, красновато-бурыми, серовато-желтыми и, реже, темно-серыми землистыми разностями (рис. 79). В серовато-бурых и желтых разностях отмечаются обильные включения мельчайших (0,1—0,2 мм), хорошо образованных кристалликов серы. Изъятый из трубопровода сфалерит некоторое время (до двух суток) остается влажным и сохраняет ясно проявляющуюся пластичность. При постепенном высыхании он становится пористым и хрупким.

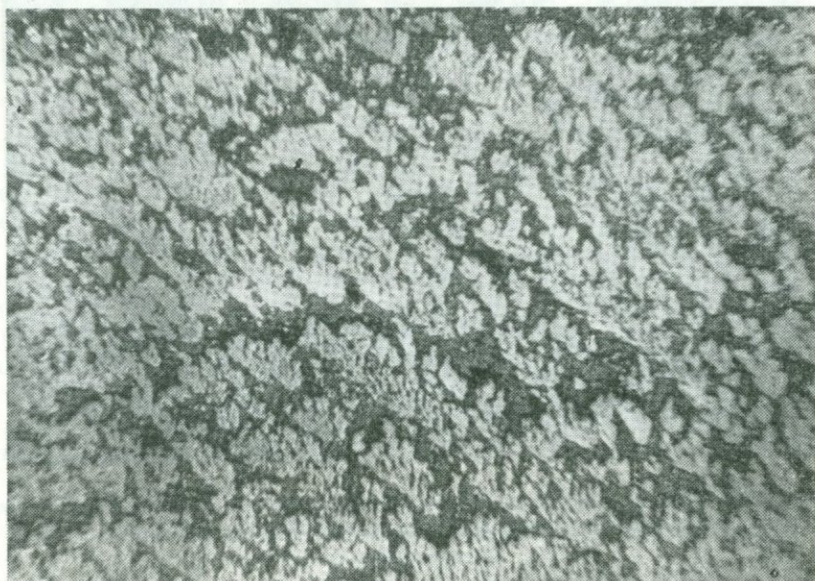


Рис. 80. Дендритовидные образования сфалерита, слагающие пористые зоны кор. Отраженный свет. Увел. 90.

Под микроскопом коры имеют микрополосчатое строение, обусловленное многократным чередованием зон плотного и очень пористого сфалерита. В участках асимметричных бугорков подобная полосчатость проявляется слабо, агрегаты сфалерита более плотные.

При значительных увеличениях отчетливо видно, что как плотные, так и пористые агрегаты представлены скоплениями дендритовидных образований сфалерита (рис. 80). Ветви дендритов развиты односторонне и всегда направлены в сторону, противоположную течению рассолов. На поверхности отдельных ветвей сфалеритовых дендритов располагаются мельчайшие глобулы пирита (рис. 81).

В табл. 73 приведены результаты химического анализа серовато-бурого сфалерита, являющегося преобладающей разновидностью для описываемых кор. Как и вышеописанный сфалерит из чана, этот сфалерит характеризуется весьма высоким содержанием кадмия. Повышенное содержание серы обусловлено постоянной примесью мельчайших кристалликов элементарной серы.

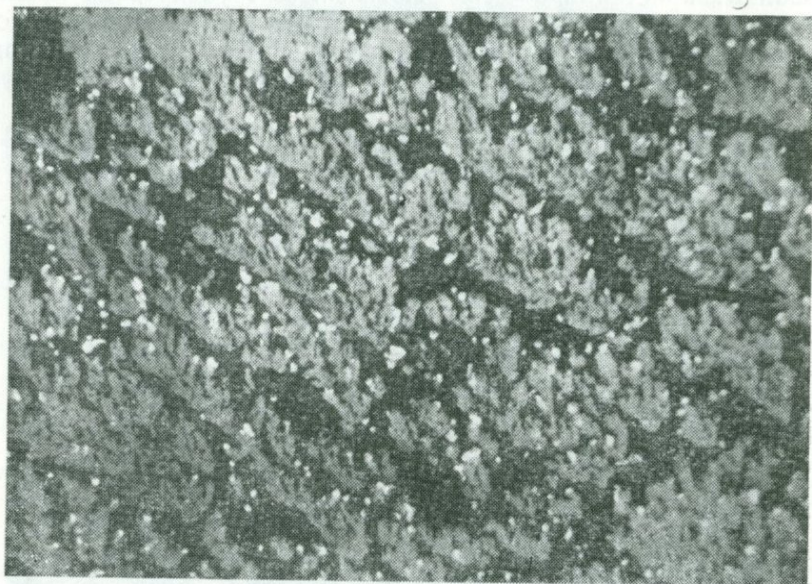


Рис. 81. Выделения глобулярного пирита на поверхности отдельных ветвей сфалеритовых дендритов. Отраженный свет. Увел. 90.

Таблица 73

Химический состав сфалерита из трубопровода. Аналитики Ю. С. Нестерова и Г. А. Арапова, Центральная химическая лаборатория ИГЕМ АН СССР

Компоненты	%	Атомные количества	Компоненты	%	Атомные количества
Zn	43,86	671	Al ₂ O ₃	0,30	—
Fe	2,81	050	SiO ₂	0,16	—
Cd	4,70	042	CO ₂	1,59	—
Pb	2,88	14	H ₂ O [±]	2,02	—
Cu	0,04	—	S	29,42	917
K ₂ O	0,07	—	Cl	7,05	—
Na ₂ O	3,82	—	—O=Cl	100,88	—
Ca ₂ O	2,01	—	С у м м а	1,59	—
MgO	0,10	—		99,29	
MnO	0,05	—			

Определение содержания железа, кадмия, свинца и мышьяка в серовато-буром сфалерите на микроанализаторе MS-46 в двух различных участках площадью $200 \times 200 \mu$ показало относительно однородное распределение в нем Fe, Pb и As и крайне неравномерное — кадмия (табл. 74).

Таблица 74

Содержание элементов-примесей в серовато-буром сфалерите из трубопровода (в %)

Fe	Cd	Pb	As	Аналитик
1,19	2,92	6,88	0,29	В. А. Ермилов
0,90	6,83	6,88	0,29	Тот же

Сканирование этого участка выявило неравномерное распределение кадмия в различных микрозонах и сгустковое в пределах каждой зоны.

Изучение серовато-бурого сфалерита под электронным микроскопом (метод целлюлозно-угольных реплик) позволило установить большое количество пластинчатых кристалликов гринокита. Размеры их варьируют в диаметре от 0,05 до 0,2 μ при толщине соответственно от 0,01 до 0,03 μ . Распределение их в массе сфалерита неравномерное.

В табл. 75 приведены значения межплоскостных расстояний описываемого сфалерита.

Таблица 75

Межплоскостные расстояния серовато-бурого сфалерита, извлеченного из трубопровода

№ п/п	<i>l</i>	<i>d</i>	№ п/п	<i>l</i>	<i>d</i>
1	7	3,40	16	3	1,483
2	10	3,08	17	3	1,459
3	7	2,95	18	7	1,360
4	3	2,81	19	8	1,323
5	3	2,70	20	2	1,259
6	3	2,42	21	1	1,241
7	3	2,31	22	8	1,210
8	3	2,22	23	2	1,150
9	9	2,09	24	6	1,140
10	3	1,991	25	4	1,101
11	10	1,894	26	7	1,046
12	7	1,785	27	2	1,033
13	4	1,707	28	8	1,001
14	10	1,618	29	8	0,987
15	3	1,504			

При изучении под микроскопом прослоев темно-серого (иногда до черного) сфалерита в нем отмечается большое количество галенита (до 30% от общего объема). Он образует густую сыпь мельчайших (менее 0,01 мм) зерен, представленных индивидуальными неправильными очертаниями, иногда с характерными признаками скелетного роста.

Материал темно-серых прослоев, отмытый от наиболее дисперсных частиц сульфида цинка, был подвергнут рентгеновскому анализу (табл. 76), который показал, что преобладающей фазой в оставшейся после отмывки фракции является галенит.

Таблица 76

Фазовый состав темно-серой зоны в сфалерите из трубопровода

№ п/п	Исследуемое вещество		Галенит		Сфалерит	
	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
1	5	3,43	9	3,44	—	—
2	10	3,12	—	—	10	3,12
3	4	2,96	10	2,98	—	—
4	3	2,70	—	—	2	2,70
5	3	2,44	—	—	—	—
6	3	2,21	—	—	—	—
7	7	2,098	8	2,10	—	—
8	10	1,903	—	—	8	1,910
9	7	1,793	5	1,791	—	—
10	4	1,715	3	1,710	—	—
11	10	1,632	—	—	7	1,631
12	2	1,507	—	—	—	—
13	2	1,453	2	1,486	—	—
14	3	1,356	—	—	3	1,352
15	6	1,329	4	1,321	—	—
16	7	1,213	4	1,206	1	1,212
17	6	1,143	—	—	—	—
18	6	1,106	—	—	5	1,106
19	6	1,051	2	1,050	—	—
20	3ш	1,038	—	—	3	1,042
21	8	1,006	3	1,003	—	—
22	9	0,9918	3	0,989	—	—

В целом минеральные новообразования в трубопроводе как по ассоциации, так и по количественным соотношениям фаз идентичны таковым в перераспределительном чане. Но количества накопившегося в трубопроводе сфалерита во много раз больше.

Вскрытие трубопровода в 10, 100 и 150 м от чана показало, что мощность сфалеритовой коры сохраняется в указанных выше пределах. Тонкая (2—3 мм) кора сфалерита зафиксирована в трубопроводе на расстоянии 1,7 км от чана. Таким образом, выносящийся из чана в виде суспензии коллоидный суль-

фид цинка осаждается в выводном трубопроводе на участке протяженностью около 2 км и количество накопившегося в нем сфалерита определяется в 25—30 т. Максимальные количества сфалерита накапливаются в ближайшем от чана (150—200 м) участке трубопровода.

Таким образом на Челекене, в процессе разгрузки термальных металлоносных рассолов при смешивании их с сероводородными водами, образуется и в значительных количествах накапливается сфалерит, характеризующийся исключительно высоким содержанием кадмия и значительным таллия.

Обсуждение данных по образованию сфалерита

В изученных термальных рассолах в поверхностных условиях свинец, цинк, кадмий и медь находятся преимущественно в форме отрицательно заряженных хлоридных комплексов. Условия в чане, где происходит образование сфалерита, характеризуются нормальным атмосферным давлением, температурой от 63 до 66°С, высокими концентрациями хлора в системе, рН 6,2 и Eh +115 мВ. Из одной скв. (У-1) поступают сероводородсодержащие рассолы, смешивающиеся в чане с металлоносными рассолами из нескольких скважин, в результате чего образуются сульфиды цинка и кадмия. Сульфид свинца образуется в ничтожных количествах, а образования сульфидов меди практически не происходит несмотря на то, что концентрации этих металлов однозначны концентрациям цинка и кадмия и даже несколько выше их. Таким образом, при поступлении в высокохлоридные системы сероводорода в количествах 2,3—2,5 мг/л поведение хлоридных комплексов свинца и меди, с одной стороны, цинка и кадмия, с другой, различно. Хлоридные комплексы свинца и меди в данных условиях остаются устойчивыми, аналогичные комплексы цинка и кадмия разрушаются и, реагируя с сероводородом, образуют сульфиды. Такими исходными эмпирическими данными, являющиеся оправданными при рассмотрении механизма образования сфалерита.

Одним из определяющих факторов этого механизма является локальность сероводородного заражения, существующего в области смешивания и не распространяющегося на весь объем чана. Локальность сероводородной среды определяется непрерывным притоком рассолов, содержащих растворенный H_2S до 2,5 мг/л (независимый источник сероводорода). На расстоянии 0,5 м от области смешивания концентрация сероводорода в рассолах, находящихся в чане, падает до 0,15 мг/л, а на противоположной стороне от места притока сероводородсодержащих рассолов его концентрация не превышает 0,03 мг/л.

Поведение хлоридных комплексов металлов в локальной зоне сероводородного заражения определяется, по-видимому, в первую очередь различной устойчивостью этих комплексов.

Данные, полученные И. П. Кузьминой (1961) в экспериментальных исследованиях по изучению переноса PbS и ZnS в концентрированных растворах хлористого натрия (а также NH_4Cl и $LiCl$), иллюстрируют хорошую растворимость сульфидов свинца и цинка в этих растворах. Установлено также, что растворимость галенита выше растворимости сфалерита. Подобная закономерность установлена и нами при проведении аналогичных исследований для галенита и сфалерита в термальных рассолах Челекена, в которых растворимость галенита на порядок превышала таковую сфалерита. Это свидетельствует о большей устойчивости анионных хлоридных комплексов свинца по сравнению с хлоридными комплексами цинка. Высокая устойчивость комплексов свинца ($PbCl_3^-$ и $PbCl_4^{2-}$) в концентрированных растворах хлористого натрия при низких температурах теоретически обоснована Г. К. Хелгесоном (1967). Г. Р. Колонин и Т. П. Аксенова при изучении влияния температуры на комплексообразование в хлоридных растворах установили незначительную устойчивость хлоридных комплексов цинка при низких температурах.

Таким образом, есть основания полагать, что при поступлении в область сероводородного заражения комплекс $ZnCl_3^-$ переходит в комплексы цинка с продуктами диссоциации сероводорода, устойчивыми в области смешивания.

Рассматривая вопрос о составе серосодержащих комплексов цинка, которые могут образоваться в изучаемых условиях, следует считать маловероятным образование сульфидных комплексов типа $ZnS \cdot nH_2S$ (N. W. Hinners, H. D. Holland, 1963 г.), устойчивых в области нейтральных и щелочных значений рН и высоких концентраций серы. Наиболее вероятным представляется возникновение гидросульфидных комплексов цинка $Zn(HS)_2$, $[Zn(HS)_3]^-$ (Ходаковский, 1966), весьма устойчивых в области слабокислых и нейтральных значений рН растворов и в широком диапазоне концентраций гидросульфидного иона. И. Л. Ходаковский отмечает, что причинами отложения сульфидов, при переносе тяжелых металлов в виде гидросульфидных комплексов, являются: 1) уменьшение концентрации сероводорода в гидротермальных растворах и связанное с этим уменьшение концентрации адденда HS^- , 2) изменение щелочности гидротермальных растворов, главным образом, ее повышение.

На основании сказанного представляется обоснованной следующая картина формирования отложений сульфида цинка в перераспределительном чане.

В высокохлоридную систему (хлоридные натриево-кальциевые рассолы), содержащую преимущественно анионные хлор-комплексы тяжелых металлов, из независимого источника поступает сероводород. На участке притока сероводородных вод

образуется зона смешивания, в которой в результате непрерывности подтока этих вод сохраняется постоянная повышенная концентрация H_2S (и соответственно лиганда HS^-). Хлоридные комплексы тяжелых металлов, попадая в зону сероводородного заражения, ведут себя по-разному — анионные хлоркомплексы свинца и меди проходят эту зону не меняя лиганда. Аналогичные комплексы цинка и кадмия меняют лиганд, переходя в гидросульфидные комплексы типа $Zn(HS)_2$, $Cd(HS)_2$. Но область существования новообразованных гидросульфидных комплексов контролируется зоной сероводородного заражения, при удалении из нее они попадают в среду, практически лишенную H_2S , и разрушаются. Таким образом, резкие концентрационные перепады сероводорода обуславливают в нашем случае как возникновение, так и распад гидросульфидных комплексов цинка и кадмия, приводя к интенсивному отложению сульфидов цинка и кадмия.

Седиментация коллоидных частиц указанных сульфидов приводит к формированию гелевых почковидных и гроздевидных образований, при уплотнении и раскристаллизации которых образуются коры метаколлоидного сфалерита, обогащенного включениями мельчайших кристалликов гринокита.

Значительная часть коллоидных частиц сульфида цинка выносится из чана в магистральный трубопровод. Седиментация этих частиц осуществляется в направленном токе рассолов, в связи с чем формирующиеся коры сфалерита в своей морфологии отражают эту направленность. Формирование кор сфалерита в трубопроводе на протяжении нескольких километров свидетельствует о возможности переноса взвесей коллоидных сульфидов на значительные расстояния и в природных условиях при циркуляции растворов в условиях раскрытых трещин.

МИНЕРАЛЫ ХЛОРИДНО-ГИДРОКАРБОНАТНО-НАТРИЕВЫХ И СУЛЬФАТНО-НАТРИЕВЫХ ВОД

Хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые термальные воды преобладают в отложениях среднего и нижнего отделов красноцветной толщи. Они характеризуются повышенными температурами (до $105^\circ C$ и выше в водоносном горизонте), относительно низкой минерализацией (35—40 г/л) и метано-углекислым газовым составом. По А. В. Щербакову (1966), в результате интенсивной разгрузки этих вод происходила огромных масштабов карбонатизация нижнебакинских песчаников. Кроме того, с разгрузкой этих вод связано образование в толще плиоценовых и бакинских пород мощных кальцитовых жил, а также современных покровов натечного кальцита и арагонита.

В настоящее время образование кальцита происходит в руслах ручьев, вытекающих из озер грязевых вулканов Розовый и Западный Порсугель, в одном из источников урочища Алигул.

в стволах скважин и в различных технических сооружениях (чаны, трубопроводы и пр.). Кальцит образуется также в руслах ручьев, источниками которых являются свободно изливающие скважины, он покрывает иногда довольно толстыми корками различные предметы, попавшие в эти русла (скв. Р-200). Исключительный интерес представляют датированные источники, возникшие в 1963 г. у основания скв. Р-59, в которых образуются натечные коры черного арагонита.

С более глубокими хлоридно-сульфатно-натриевыми водами связано образование современного барита в скв. Г-39 и Э-188.

Образование кальцита в каптажных сооружениях скв. Р-151

Наиболее ярко выраженные процессы образования современного кальцита наблюдались нами в каптажных сооружениях скв. Р-151 и в отходящих от нее трубопроводах. Эта скважина была пробурена на глубину 2302 м для уточнения положения нефтеносных горизонтов красноцветной толщи в сводовой части структуры на участке Западный Челекен. Она прошла всю красноцветную толщу (интервал 170—2220 м) и вскрыла подстилающие эту толщу породы палеогена. Скважина выводит на поверхность хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые термальные воды, химический состав которых приведен в табл. 77. Дебит скважины, замеренный 22 октября 1963 г., составлял 264 м³/сутки, в мае 1966 г. он уменьшился на 100 м³/сутки.

Из скважины воды поступают в каптажный чан, где отделяются от примеси нефти, а затем по трубопроводам направляются в водохранилище завода. Помимо сепарации нефти в чане сбрасывается значительное количество карбоната кальция.

По наблюдениям в сентябре 1965 г. в чане (на стенках и на дне) отмечались толстые коры, сложенные пористыми пропитанными нефтью тонкозернистыми агрегатами кальцита. На стенках чана новообразования кальцита представлены кулисообразными натечками, покрытыми сверху сухими потрескавшимися корками кира, что свидетельствует о их длительном осушении. Уровень воды в чане был очень низок, вероятно, в результате резкого понижения дебита скважины. Несмотря на то что значительные количества карбоната кальция отлагались в чане, кальцит продолжал отлагаться и в магистральных трубах, отходящих от чана. Скорость отложения его была настолько велика, что трубы малого диаметра (10 см) в течение шести-семи месяцев на протяжении нескольких сотен метров практически полностью заполнялись кальцитом. Ознакомление с характером отложения кальцита в трубах с различными сроками эксплуатации позволило установить некоторые закономерности в формировании его агрегатов. При вскрытии труб малого диаметра (10 см), эксплуатирующихся около 7 месяцев, было уста-

Химический состав воды скв. Р-151. Аналитик И. Б. Никитина

Компоненты	мг/л	мг-экв/л	экв. %
Na	11 060,0	480,9	87,01
K	56,0	1,44	0,26
Li	1,70	0,214	0,039
Rb	0,35	—	—
Cs	0,15	—	—
Ca	715,0	35,72	6,46
Mg	415,0	34,70	6,23
Fe ²⁺	<0,02	—	—
Fe ³⁺	<0,02	—	—
С у м м а катионов	12 248,2	552,97	100,35
Cl	18 900,0	531,3	97,22
SO ₄	54,60	0,685	0,125
I	21,16	0,167	0,03
Br	343,0	7,16	1,306
HCO ₃	440,0	7,22	1,32
HBO ₃	108,0	1,78	0,325
С у м м а анионов	19 866,76	548,31	100,32
CO ₂ своб.	82,0	—	—
As	0,10	—	—
Общая минерализация	32 194,56		

новлено, что они практически полностью выполнены радиально-лучистыми агрегатами кальцита (рис. 82). Вызывало недоумение расположение реликтового отверстия — не в геометрическом центре трубы, а в положении, значительно смещенном в сторону стенки трубы, обращенной вверх. При полном заполнении трубы раствором и кристаллизационном росте кальцитовых кор от стенок к центру следовало бы ожидать положение реликтового отверстия именно в геометрическом центре трубы. Это недоумение было рассеяно изучением отложений кальцита в трубах, эксплуатировавшихся не более четырех месяцев. В этих трубах (диаметр 13 см) был установлен седиментационный характер отложений кальцита. Выделяющиеся из раствора мельчайшие кристаллические частицы кальцита под влиянием силы тяжести накапливались в нижней части труб, постепенно заполняя их и смещая реликтовое отверстие по направлению к верхней стенке трубы. Кальцит в этих отложениях тонкокристаллический с однороднозернистой структурой и полосчатой текстурой, обусловленной вариациями в содержании нефтяных битумов (рис. 83). Последующая перекристаллизация таких отложений приводит к образованию радиально-лучистых агрегатов.

В декабре 1965 г. у скважины был заменен каптажный чан, и с этого времени были начаты систематические наблюдения над процессом формирования кальцитовых кор. Установленный чан имел высоту 1,25 м и диаметр 1 м. Образование кор кальцита происходило не только в чане, но и за его пределами.

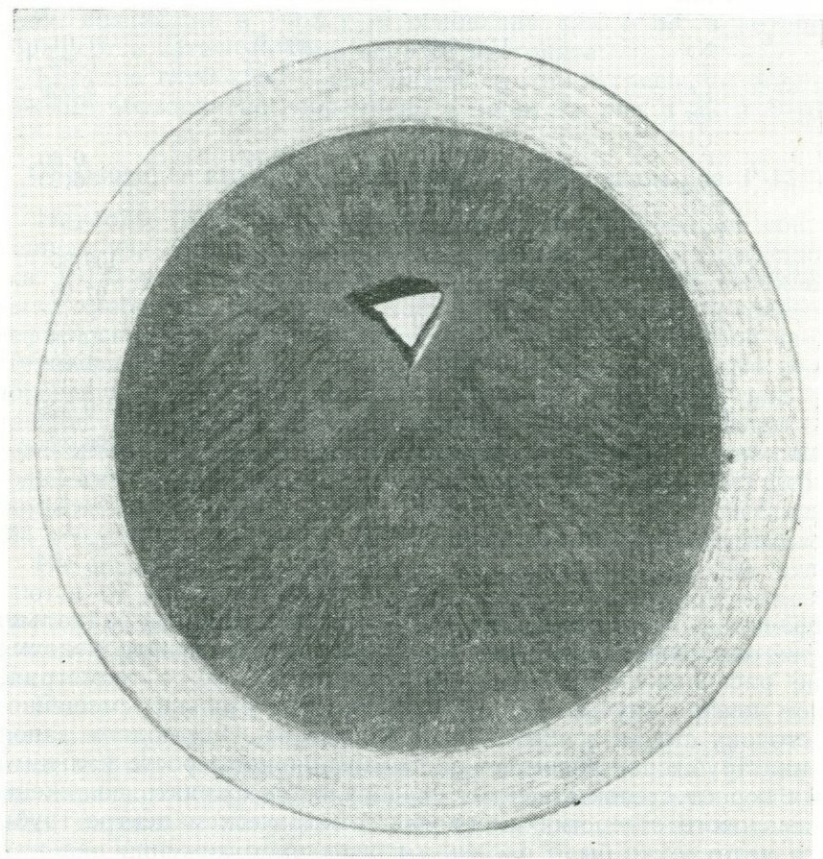


Рис. 82. Кальцит в трубах малого диаметра. Период образования 7 месяцев. Натур. вел.

Вследствие колебаний дебита скважины, растворы в небольших количествах переливались через края чана. В результате цементное основание, а также различные предметы (обрезки бревен, доски, трубы и пр.), оставленные возле чана после его установки, через 6 месяцев покрылись корой кальцита мощностью до 6,5—7 см. Отобранные в мае 1966 г. образцы этих кор характеризуются полосчатой текстурой, обусловленной чередованием различно окрашенного кальцита. Отдельные зоны каль-

цита пигментированы нефтяными битумами и тонкодисперсным пиритом. Последний обогащает зоны, тяготеющие к основанию кор, и представлен тонкими прерывистыми зонами (рис. 84, а). В пределах каждой зоны пирит образует колломорфно-сустковые выделения, сложенные, в свою очередь, плотными агрегатами глобуль (рис. 84, б).

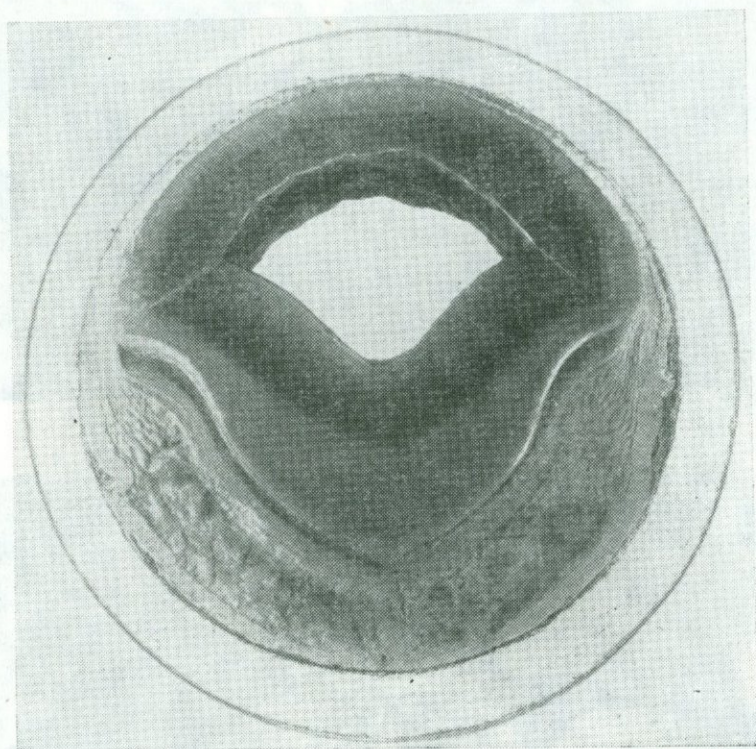


Рис. 83. Кальцит в трубах большего диаметра. Период образования около 4 месяцев. Умен. 2.

Кальцит, слагающий каждую отдельную зону, представлен тонкозернистыми агрегатами с равномернозернистой структурой. Было установлено, что в процессе образования кальцитовых кор на четвертом месяце начинается перекристаллизация сформированных тонкозернистых агрегатов кальцита с возникновением в локальных участках радиально-лучистых структур (рис. 85). Строение перекристаллизованных участков отвечает схеме группового роста сферолитов с характерными для нее геометрическим отбором и прямолинейными границами соприкосновения сферолитов.

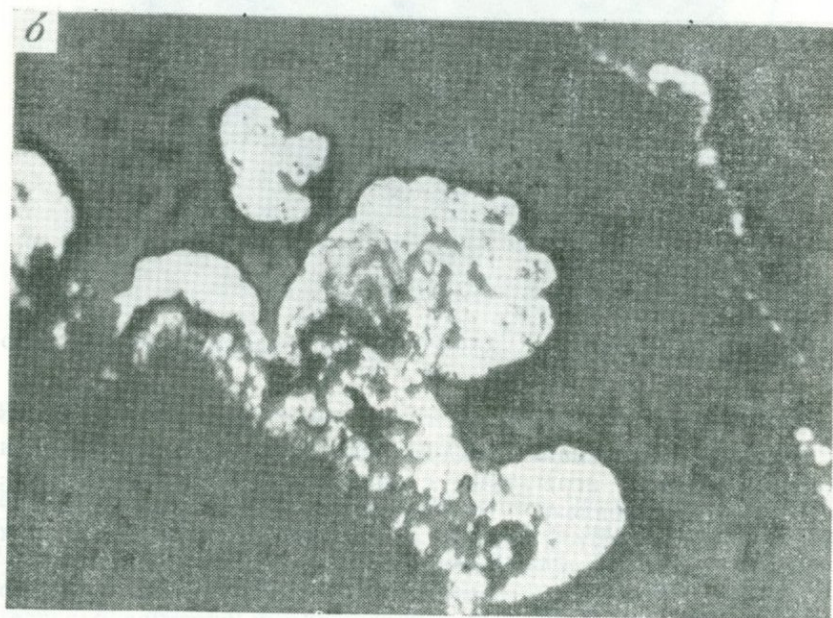
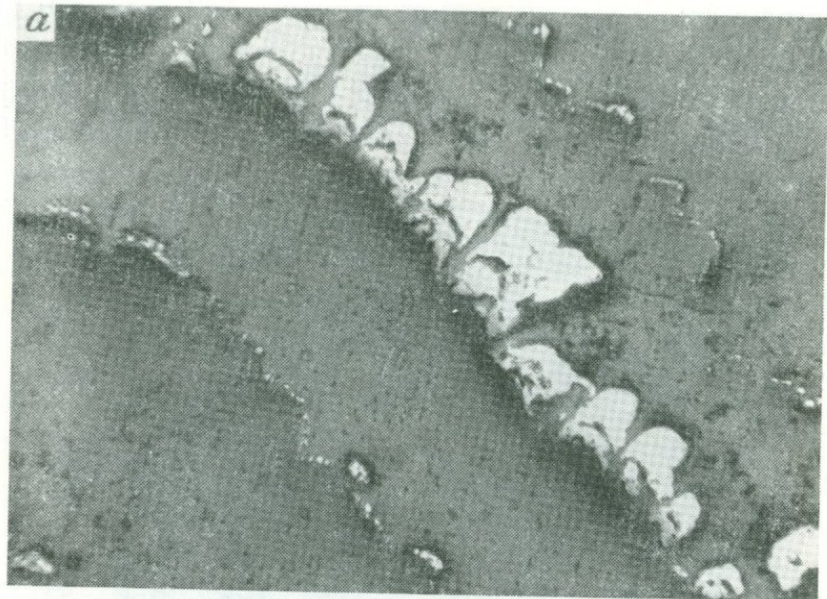


Рис. 84. Зона колломорфного пирита в основании кальцитовых кор (а). Увел. 46. Глобулярное строение колломорфных обособлений пирита (б). Отраженный свет. Увел. 165.

На внутренних стенках каптажного чана, установленного в 1965 г., за 1 год и 7 месяцев выросла кора кальцита мощностью до 15—17 см. В области динамического удара струи (из трубы, отходящей от скважины) образовались крупные почковидные агрегаты кальцита с отдельными почками до 18—19 см в диаметре. На отрезке трубы, подающей воду из скважины в чан, погруженном ниже уровня воды, нарастают толстые коры кальцита (до 2,5 см). На стороне трубы, обращенной

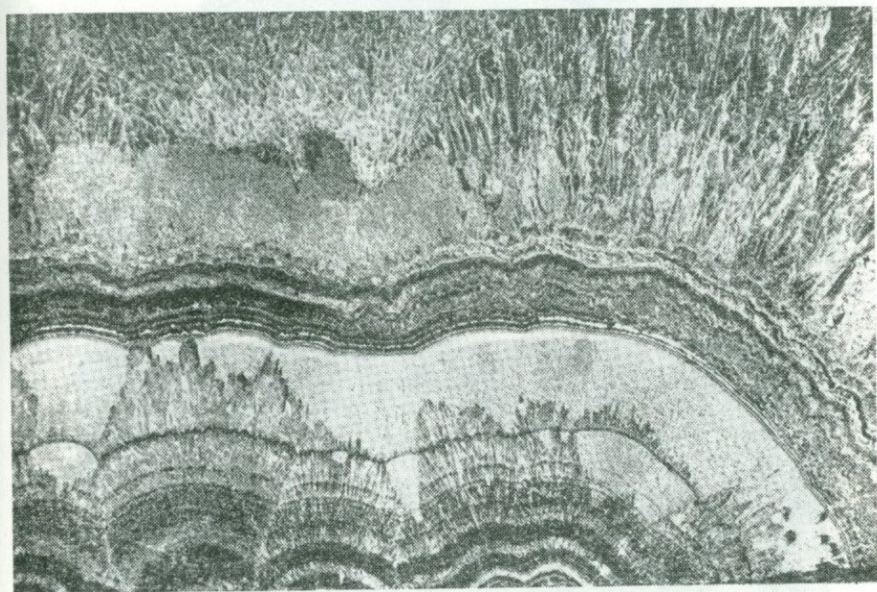


Рис. 85. Перекристаллизация тонкозернистых кальцитовых кор. Период образования 6 месяцев. Косой свет. Увел. 6,5.

книзу, эти коры характеризуются своеобразным губчатым строением. Оно обусловлено обилием цилиндрических в продольном и округлых в поперечном сечении полостей (рис. 86). Диаметр их 1—4 мм, длина 0,5—2,5 см. Образование этих полостей связано с дегазацией раствора — в процессе отложения карбоната кальция на поверхность трубы на ней задерживались выделяющиеся из раствора пузырьки газов и препятствовали отложению вещества. В промежутках между газовыми пузырями рост кор продолжался.

Через 3,5 года чан практически полностью зарос кальцитом. Его внешняя поверхность покрылась почковидной корой кальцита, толщиной от 4 до 7 см, а внутри большая часть пространства (более 80—85% объема) заполнилась кальцитом. Измеренная глубина не превышала 10 см и только в области

динамического удара струи, поступающей из трубы, в кальци-
товой массе наблюдается углубление около 40 см и диаметром
6,5—7 см.

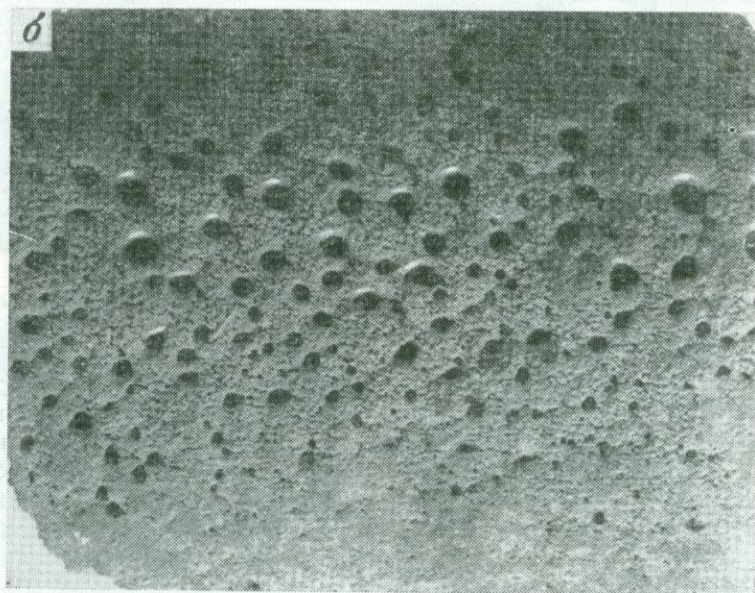
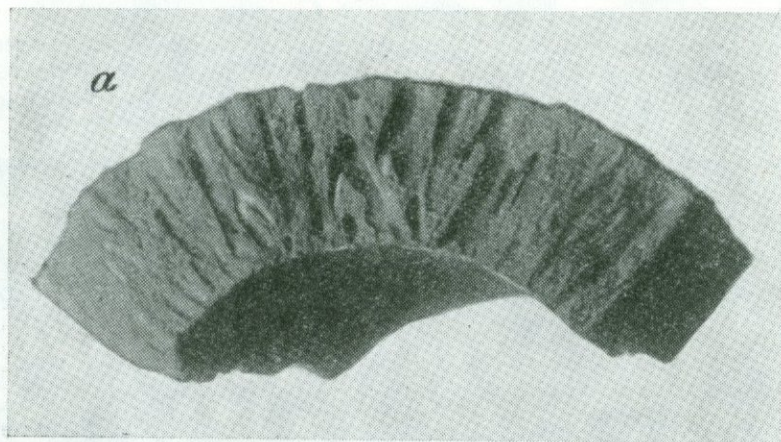


Рис. 86. Газовые полости в кальцитовой коре:
а — поперечное сечение; б — вид сверху. Natur. вел.

Таким образом, отложение кальцита в процессе техноген-
ной разгрузки хлоридно-бикарбонатно-натриевых вод происхо-
дит весьма интенсивно, а образующиеся агрегаты его быстро

и в значительной степени перекристаллизуются, теряя первоначальные структуры.

Образование арагонита в датированных источниках у скв. Р-59

Источники скв. Р-59, в грифонах которых были обнаружены натечные коры черного кальцита, образовались в результате технической деятельности человека в 1963 г.

Процессы минералообразования, происходящие в этих источниках, обусловлены преимущественно нарушением карбонатного равновесия в очаге разгрузки хлоридных гидрокарбонатно-натриевых вод, но в отличие от аналогичных процессов, протекающих в каптажных сооружениях скв. Р-151, здесь в процессе разгрузки происходит смешивание хлоридных гидрокарбонатно-натриевых вод с металлоносными и сероводородсодержащими рассолами.

Скв. Р-59 была пробурена в 1955 г. до глубины 2306 м с целью прослеживания нефтеносных горизонтов на участке Западный Челекен, в пределах западной периклинали Челекенской складки. В июле 1959 г. она была перфорирована в интервалах 876—882 и 952—958 м и вступила в эксплуатацию. Дебит скважины в 1960—1961 гг. колебался в пределах 120—270 м³/сутки. В 1962 г. дебит снизился до 130 м³/сутки в январе и 50 м³/сутки в июне. В ноябре скважина перестала изливаться в результате практически полного зарастания ствола скважины арагонитом. Вскоре (в начале 1963 г.) после закупорки скважины около ее цементного основания возникли источники, образовавшие 10 грифонов.

Изучение их началось в июле 1965 г., т. е. через два с половиной года после начала формирования минеральных агрегатов в грифонах этих источников. Из десяти указанных грифонов только три (юго-западный, западный и северо-западный) характеризуются значительными дебитами и бурным выделением газов. Остальные невелики как по размерам (три грифончика типа проколов), так и по дебитам. Температура воды 62—63°С, рН 6,2. В выделяющихся газах присутствует сероводород.

Северо-западный грифон представляет собой неправильных очертаний (в плане) воронку с двумя подводящими каналами. Стенки грифона ниже уровня воды покрыты корой черного натечного арагонита. Для более детального изучения новообразований этот грифон был временно осушен. Было установлено, что около 1/3 воронки (в нижней части) заполнено идеально образованными оолитами арагонита. Основная часть их слабо сцементирована и лишь приповерхностный слой представлен рыхлыми скоплениями свободных оолитов. Сцементированные оолиты с поверхности покрыты тонкой пленкой моносульфида железа (макинавит?), который в незначительной степени цементирует оолиты (рис. 87). В рыхлой зоне на поверхности

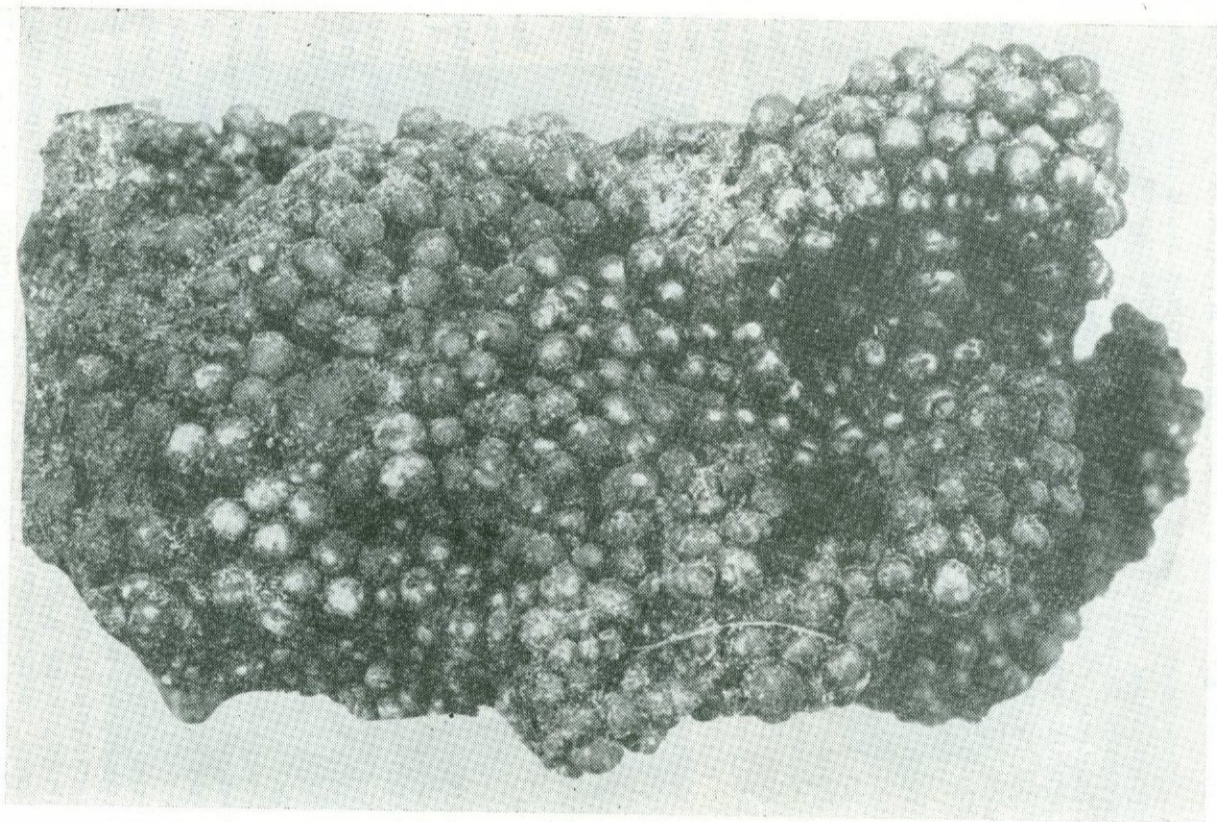


Рис. 87. Оолиты арагонита, покрытые тонкой пленкой моносulfида железа (макинавита?). Natur. вел.

оолитов моносульфид железа отсутствует, они белого цвета с голубовато-серым оттенком. В поперечном разрезе оолиты характеризуются концентрически-зональной текстурой, обусловленной чередованием тончайших концентров арагонита, в различной степени пигментированных моносульфидом железа (рис. 88). Структура агрегатов арагонита, слагающего концентры, однородная метаколлоидно-зернистая.

В табл. 78 приведены результаты химического анализа белого оолитового арагонита.

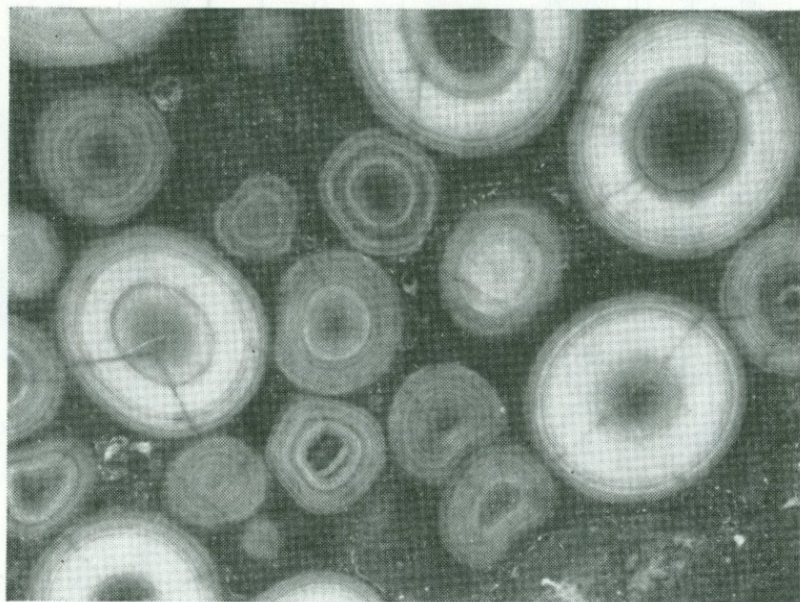


Рис. 88. Тонкое концентрически-зональное строение арагонитовых оолитов. Косой свет. Увел. 16.

Полуколичественным спектральным анализом в нем отмечаются (в %): Ва $0,0n^+$; Sr $0,0n^-$, Ti $0,00n^-$ и Y— $0,00n$.

Скопления оолитов подстилаются корой натечного арагонита толщиной 5—7 мм. Выше уровня скоплений оолитов коры на стенках грифона несколько утолщаются и приобретают почковидный характер.

Наиболее ярко выраженные почковидные образования черного арагонита наблюдались в западном грифоне, который имеет в плане овальную форму и так как частично перекрыт доской, то носит характер грота, заполненного водой. Канал этого грифона, по-видимому, имеет некоторый наклон (угол наклона 75° на восток), который фиксирует и с силой пульсационно

Химический состав белого оолитового арагонита. Аналитик Ю. В. Долинина,
Центральная химическая лаборатория ИГЕМ АН СССР

Компоненты	%	Молекулярные количества	Компоненты	%	Молекулярные количества
SiO ₂	Нет	—	Na ₂ O	0,18	—
TiO ₂	"	—	K ₂ O	0,06	—
Al ₂ O ₃	"	—	H ₂ O ⁺	0,54	0030
Fe ₂ O ₃	0,02	—	H ₂ O ⁻	1,38	0077
FeO	1,48	0021	CO ₂	41,67	0931
MnO	0,53	0007	P ₂ O ₅	Не обн.	—
MgO	1,07	0026	С у м м а	100,32	
CaO	53,39	0952			

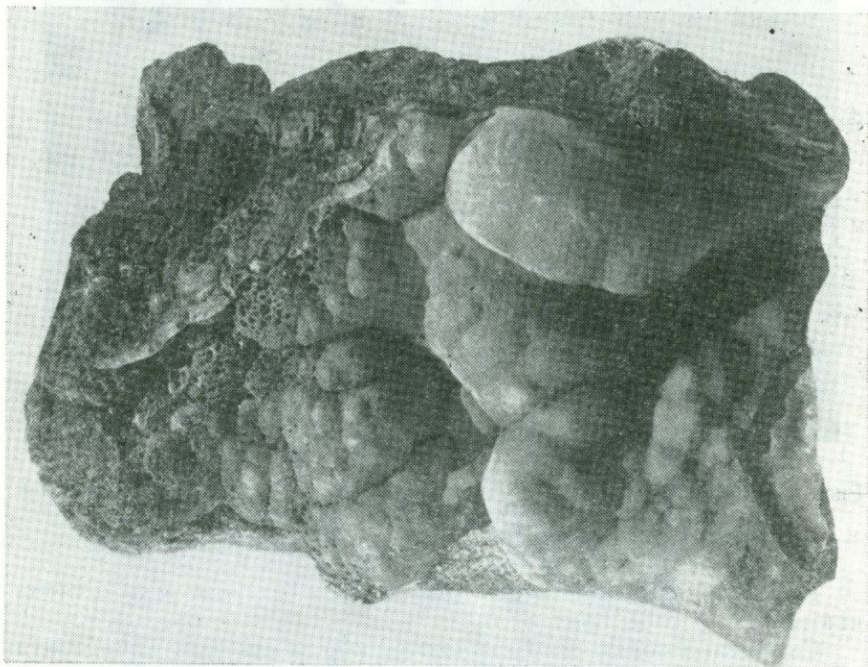


Рис. 89. Почки черного арагонита из области динамического удара струи.
Натур. вел.

выбрасывает струю раствора, ударяющую в потолок грота (т. е. в покрывающую часть грифона доску). Направленное движение струи в заполненном водой гроте отчетливо фиксируется мельчайшими частичками слюды, выносящимися из водоносного горизонта.

На доске в области динамического удара струи формируются почковидные агрегаты черного арагонита. Непосредственно в месте удара на площади, равной сечению струи, формирующаяся кора арагонита тонкая (толщиной не более 2—3 см), морфологически представляющая собой относительно ровную площадку с микробугорчатой скульптурой поверхности.

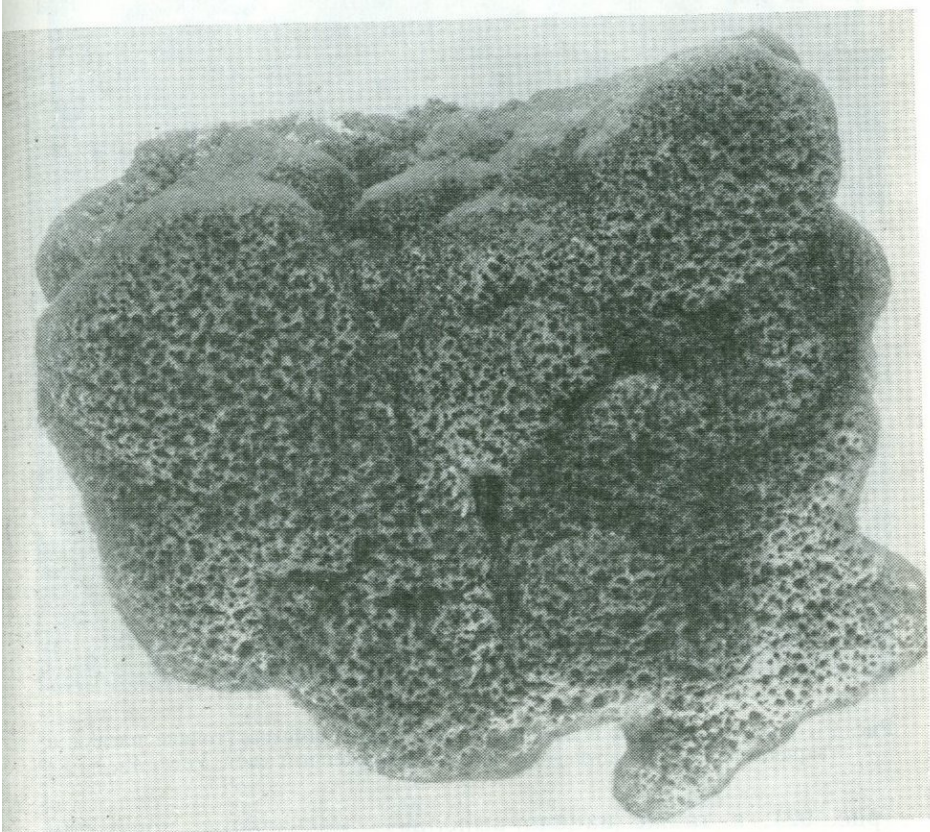


Рис. 90. Губчатые почки из участков интенсивной дегазации раствора.
Натур. вел.

Вокруг нее располагаются почковидные агрегаты арагонита с почками, характеризующимися малым радиусом кривизны и гладкой поверхностью (рис. 89). Последующие почки при удалении от места гидродинамического удара приобретают все больший и больший радиус кривизны и в зависимости от положения в пространстве — губчатое строение (рис. 90). Оно обусловлено прикреплением большого количества пузырьков газа на поверхности формирующихся почек, препятствующих

отложению вещества и образующих в массе агрегата тонкие цилиндрические с округленными торцами полости (рис. 91).

Как отмечалось, натечные агрегаты образующегося в этих источниках арагонита окрашены в черный цвет, обусловленный включениями тонкодисперсного моносulfида железа. Последний в виде округлых сгустковых стяжений довольно равномерно распределен в метаколлоидно-зернистой массе арагонита

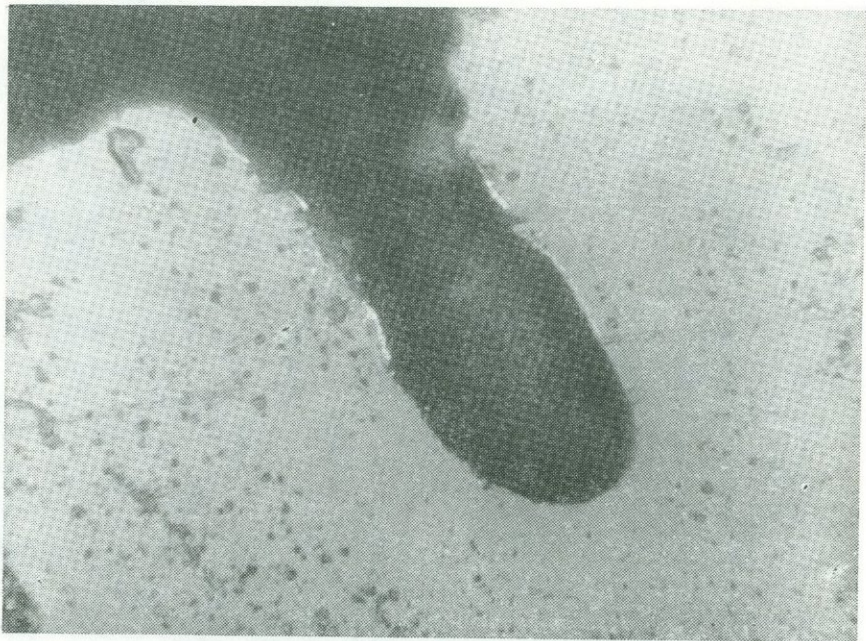


Рис. 91. Газовая полость в арагоните. По краям заметны тонкие пленки и вкрапленность моносulfида железа. Отраженный свет. Увел. 46.

(рис. 92), а также нацело выполняет мельчайшие поры или в виде пленок выделяется на стенках газовых вакуолей.

Химический состав черного арагонита отличается от состава белого оолитового арагонита: в нем значительно больше общего железа и присутствует сера (табл. 79).

Спектральным анализом в нем отмечаются (в %): Sr 0,0n; Pb ~ 0,1; Zn и Ti 0,0n; Cu 0,00n; Y 0,00n; Ag 0,000n.

Обращает внимание повышенное содержание свинца и цинка, а также присутствие меди и серебра в черном арагоните. Изучение полированных шлифов позволило выявить в нем включения сфалерита, галенита и халькопирита. Характерной особенностью является распределение этих минералов в корях арагонита: они отмечаются только в корневых зонах кор совме-

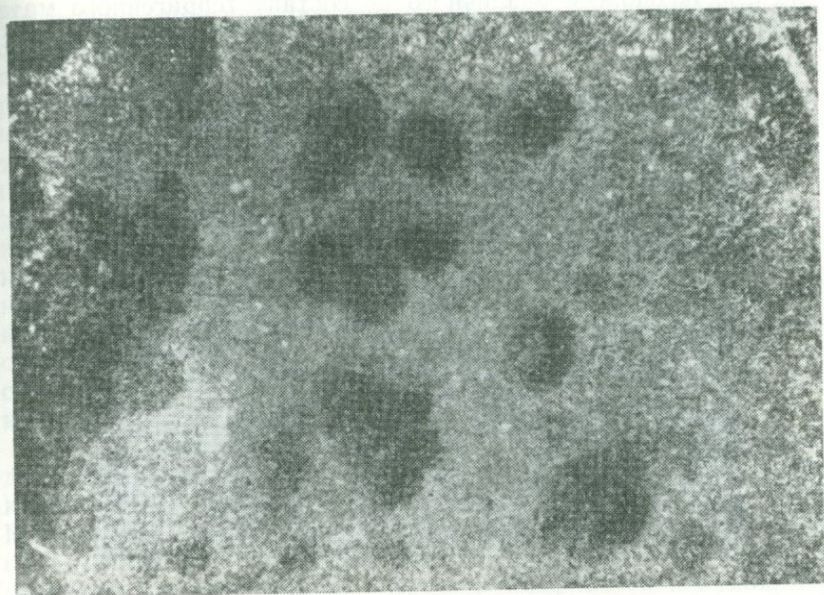


Рис. 92. Сгустковые выделения моносulfида железа (черное) в тонкозернистом арагоните. Проходящий свет. Увел. 46.

Таблица 79

Химический состав черного арагонита

Компоненты	%	Молекулярные количества	Атомные количества
SiO ₂	1,23	—	—
TiO ₂	Нет	—	—
Al ₂ O ₃	0,48	—	—
Fe ₂ O ₃	1,06	—	0,013
FeO	1,91	—	0,026
MnO	0,52	0,07	—
MgO	1,23	0,03	—
CaO	49,88	0,889	—
BaO	1,03	0,067	—
Na ₂ O	0,28	—	—
K ₂ O	0,09	—	—
H ₂ O ⁺	1,79	—	—
H ₂ O ⁻	1,18	—	—
P ₂ O ₅	0,06	—	—
CO ₂	38,58	0,876	—
S	0,92	—	0,028
С у м м а	100,24		
—S=O	0,46		
	99,78		

стно с включениями различного по составу терригенного материала (рис. 93). Галенит и сфалерит преобладают, встречаясь

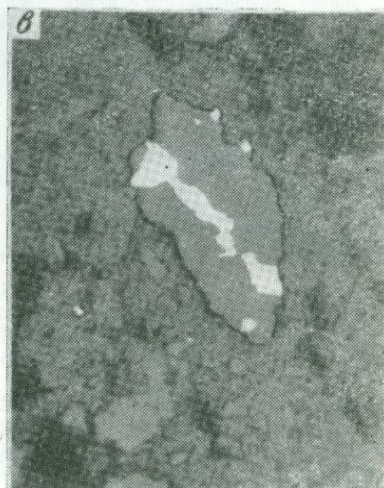
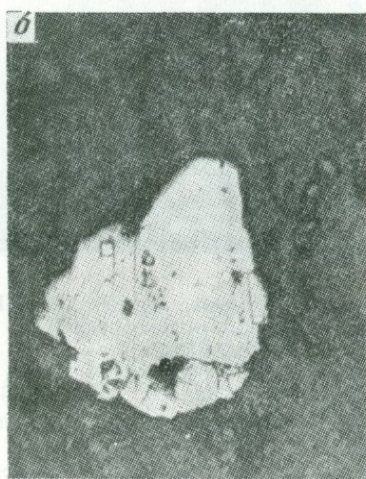


Рис. 93. Включения рудных минералов в арагоните:

а — сфалерита (светло-серое) в сростании с галенитом (белое), б — галенита и в — халькопирита в арагоните. Отраженный свет. Увел. 36.

как отдельно, так и в сростаниях один с другим. Халькопирит отмечается в единичных случаях. Зерна этих минералов нередко обладают гранными формами, признаки окатанности отсутствуют. Есть все основания считать их новообразованными.

Но неясно: образовались они совместно с арагонитом и моносульфидом железа (пигментирующим арагонит) или вынесены вместе с кластическим материалом из зон сероводородного заражения металлоносных рассолов, где происходило их образование? Исходя из того, что на Челекене широко развиты кластические дайки, многие фонтанирующие скважины выносят иногда значительное количество кластического материала, подобный весьма энергичный вынос мог происходить и в начальный период деятельности источников. Понижение активности их деятельности привело к тому, что вынос относительно крупных и тяжелых терригенных частиц из пласта прекратился и в настоящее время выносятся только тончайшие частицы слюды. Это в известной степени подтверждается и тем, что сфалерит, галенит и халькопирит наблюдаются только в нижних частях арагонитовых кор.

Интенсивное образование натечных кальцитовых кор наблюдается в русле ручья, возникшего в результате сброса гидрокарбонатно-натриевых вод из дренажной трубы скв. Р-200. На глинистых валунчиках нарастают ячеистые коры кальцита, образующиеся в результате напорного разбрызгивания капел раствора под различными углами к поверхности валунов. Толщина кор достигает 10—12 см, а возраст их не превышает 1 года.

В больших масштабах образование арагонитовых и кальцитовых кор осуществляется в ручьях, дренирующих озера грязевых вулканов Западной Порсугель и Розовый Порсугель.

В. В. Семенович отмечает, что для большинства структур Прибалханской депрессии присутствие сульфатов в водах не характерно. Как в хлоридных натриево-кальциевых рассолах верхних горизонтов красноцветной толщи, так и в хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых водах более глубоких отделов этой толщи содержание сульфат-иона не превышает 6—8 мг-экв/л. По данным В. В. Колодия (1962 г.), оно 1—3, редко 5 мг-экв/л.

В самых нижних горизонтах красноцветной толщи отмечаются воды, содержащие значительные концентрации сульфат-иона (до 60 мг-экв/л). Приуроченность сульфатных вод к самым низам разреза обусловлена выщелачиванием характерных для низов красноцвета прослоев ангидрита.

Миграция сульфатных вод по зонам нарушений и смешение их с барийсодержащими рассолами верхнего отдела красноцветной толщи приводили к образованию в нарушенных зонах многочисленных баритовых и барит-сульфидных жил. Отмечаются факты свободного излияния таких перемешанных вод из зияющих трещин на поверхность и формирования мощных кор барита в руслах образующихся ручьев.

В ряде скважин, вскрывающих наиболее глубокие водонесные горизонты верхнего отдела красноцветной толщи,

подпитывающиеся по зонам разломов более глубинными сульфатно-натриевыми водами, происходит интенсивное отложение барита. Характерным примером является скв. Г-39, пробуренная в 1961 г. до глубины 1007 м. Начальный дебит ее составлял 680 м³/сут. С января по май 1966 г. дебит колебался от 100 до 40 м³/сут. В июне 1966 г. скважина была поставлена на ремонт. В поднятой эксплуатационной колонне длиной 800 м были обнаружены скопления барита в несколько десятков тонн. Максимальное заполнение труб баритом происходило в области перфорации скважины, где они выполнены практически нацело (рис. 94, а). По направлению к устью скважины мощность баритовых кор уменьшается (рис. 94, а, б, в). В табл. 80 приводятся данные химического анализа воды из скв. Г-39 (проба отобрана на устье). Эта вода должна рассматриваться как отработанный раствор, сбросивший основное количество сульфата бария.

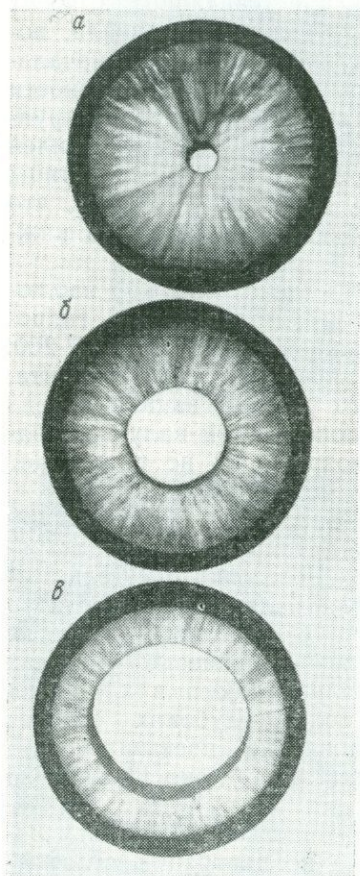


Рис. 94. Барит в трубах подвесной колонны скв. Г-39. Период образования 4 года. Глубина:

а — 800 м; б — 350 м; в — 25 м. Умен. 2.

После смены подвесной колонны дебит скважины увеличился до 300 м³/сут, но очень быстро стал снова падать: трубы эксплуатационной колонны стали интенсивно зарастать баритом; в 1968 г. они были снова заменены. Максимальное заполнение труб баритом отвечало количеству, отмеченному на рис. 94, б. Отличительной особенностью кор «нового поколения» являлось обилие мельчайших газовых каналов, располагающихся нормально по отношению к их поверхности.

Характерным примером большой скорости формирования баритовых кор является следующее. В начале апреля 1969 г. на отводную трубу скв. Г-39 был надет гофрированный резиновый шланг. При осмотре скважины

Рис. 95. Друзовая корочка барита на внутренней поверхности шланга. Период образования 35—37 дней. Увел. 10.

Химический состав воды из скв. Г-39. Аналитик
И. Б. Никитина

Компоненты	мг/л	мг-экв/л
Na	35 160,00	1530
K	130,00	3,34
Li	He опр.	—
Ca	4 697,00	234,85
Mg	1 339,60	109,75
Fe общ.	1,40	—
Sr	314,00	7,15
Ba	—	—
Zn	0,83	—
Pb	0,23	—
Cu	0,08	—
As	0,03	—
С у м м а катионов	41 643,17	
Cl	66 500,00	1870
Br	166,30	—
I	27,30	—
HCO ₃	45,70	—
SO ₄	144,00	—
С у м м а анионов	66 883,30	
pH	6,6	



11 мая этого же года было обнаружено, что внутри этого шланга отложился барит. Он представлен тонкой (1,5—2 мм) друзовой корочкой мелких кристалликов, возраст которой немного более одного месяца (рис. 95).

По визуальным данным, преобладающей формой среди новообразованных кристаллов барита является 011 и несколько менее развиты формы 201 и 110.

В трубе сбросового крана также наблюдаются тонкая друзовая корочка барита и его редкие эмбриональные трубчатые сталактиты с раскристаллизованной поверхностью.

В табл. 81 приведены значения межплоскостных расстояний новообразованного барита.

Таблица 81

Значения межплоскостных расстояний современного барита

№ п/п	<i>l</i>	<i>d/n</i>	№ п/п	<i>l</i>	<i>d/n</i>
1	2	3,91	19	5	1,657
2	2	3,78	20	1	1,594
3	8	3,55	21	7	1,527
4	8	3,41	22	7	1,465
5	8	3,27	23	3	1,413
6	8	3,09	24	3	1,374
7	8	2,81	25	1	1,334
8	7	2,72	26	7	1,310
9	1	2,45	27	6 дв.	1,257
10	7	2,31	28	4	1,208
11	4	2,20	29	2	1,191
12	10	2,10	30	2	1,181
13	3	2,04	31	6	1,141
14	3	1,919	32	7	1,117
15	5	1,838	33	4	1,092
16	1	1,773	34	7	1,081
17	5	1,741	35	1	1,069
18	1	1,677			

Fe — излуч. $2R=57,3$, $d=0,6$.

В значительных количествах современный барит образуется в скв. Э-188, где отлагается в виде кор на трубах и скоплений мелких (1—1,5 мм в диаметре) оолитов в стволе, в области перфорации.

В заключение следует отметить, что в дренажных трубах скважин и в ряде источников отлагается огромное количество гидроокислов железа. Материал, характеризующий основные типы выделений минералов группы гидроокислов железа, передан академику Ф. В. Чухрову, поэтому автором он не исследовался. Особенности минералов группы гидроокислов железа, отложившихся из термальных рассолов Челекена, обстоятельно описаны Ф. В. Чухровым и др. (1973 г.).

СОВРЕМЕННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В НАРУШЕННЫХ ЗОНАХ ЧЕЛЕКЕНСКОЙ СТРУКТУРЫ

Огромное количество дизъюнктивных нарушений в антиклинальной структуре, возникших преимущественно в послебакинское время, сформировало значительную дренажную систему, обусловившую разгрузку термальных вод и рассолов на значительной территории. В зависимости от глубины заложения эти нарушения дренировали строго определенные водоносные комплексы, если глубина заложения была невелика, или вовлекали в разгрузку воды многих водоносных комплексов при глубоком заложении нарушений. Совместная или разобщенная разгрузка вод различных гидрогеохимических типов, вовлечение в систему или отсутствие в ней сероводорода — все это в значительной степени влияло на формирование различной по составу минерализации нарушений.

Минералогия нарушенных зон Челекенской антиклинальной структуры должна являться предметом самостоятельной монографии, поэтому автор привел лишь общие сведения об особенностях минерализации этих зон и кратко охарактеризовал основные минералы.

В пределах Челекенской антиклинальной структуры отмечаются три системы крупных нарушений: 1) зона нарушений Чохрака (система главного Челекенского сброса); 2) Алигул-Куртепинская система сбросов и 3) зона нарушений Мирзабекской системы.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НАРУШЕННЫХ ЗОН ЧОХРАКА

Вся зона в целом, особенно Западный Чохрак, представлена преобладающими нарушениями сбросового типа восток-северо-восточного простираения. Развиты также сбросы меридионального и север-северо-западного простираения. Большая часть этих нарушений минерализована кальцитом, баритом, пиритом и марказитом. В небольших количествах присутствуют сфалерит и галенит в виде редких включений в дисульфидах железа и барите.

Соотношения этих минералов в жилах и прожилках самые различные — от мономинеральных выполнений до жил с полосчатой текстурой, обусловленной многократным чередованием кальцитовых, баритовых и пирит-марказитовых зон. Следует подчеркнуть широкое развитие дисульфидов железа в минера-

лизированных зонах нарушений. В обнажениях обогащенные сульфидами зоны фиксируются скоплениями ярко-желтого ярозита, который здесь обилен и нередко встречается в хорошо окристаллизованных разностях.

Наиболее характерными примерами жил с преимущественно пирит-марказитовой минерализацией являются жильные тела субмеридионального простирания, наблюдающиеся в юго-восточной части Чохрака в обнажениях карбонатизированных

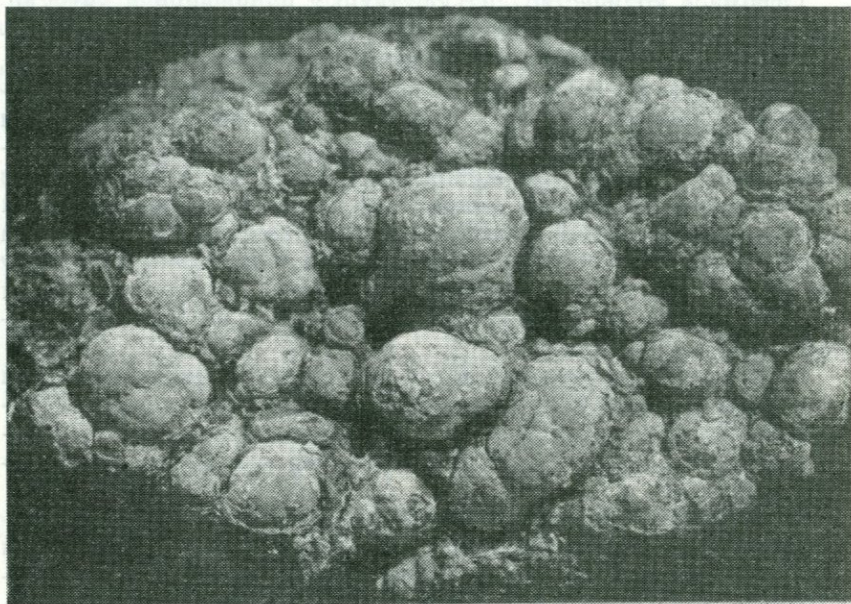


Рис. 96. Почковидные агрегаты пирита. Сульфидные жилы в районе источника 4. Увел. 1,5.

песчаников, в нескольких десятках метров восточнее источника 4. Они характеризуются простым минеральным составом и сложены кальцитом и колломорфным пиритом. Кальцит составляет призальбандовые зоны жил, образуя оторочки от 1 до 1,5 см мощностью, и представлен зеленовато-желтыми относительно крупнозернистыми (1—2 мм) однородными агрегатами. На кальците располагаются зоны колломорфного пирита общей мощностью до 8 см. В осевой части жил нередко отмечаются щелевидные полости, в которых пирит наблюдается в виде довольно крупных (до 7 мм в диаметре) почковидных образований (рис. 96).

Пирит характеризуется высоким содержанием таллия (от 0,65 до 0,80%). Средняя мощность жил около 10 см; отмеча-

ются раздувы до 15—18 см, вверх по падению они испытывают тенденцию к выклиниванию. В одном из раздувов, где пирит подвергся значительному гипергенному изменению, наблюдались скопления хорошо окристаллизованного ярозита, который представлен здесь, по крайней мере, тремя генерациями: 1) плотный тонкодисперсный ярозит, псевдоморфно развивающийся по колломорфному пириту; 2) корочки относительно крупных (до 1 мм) кристаллов темно-коричневого цвета (рис. 97); 3) на друзовой поверхности этих корочек распола-

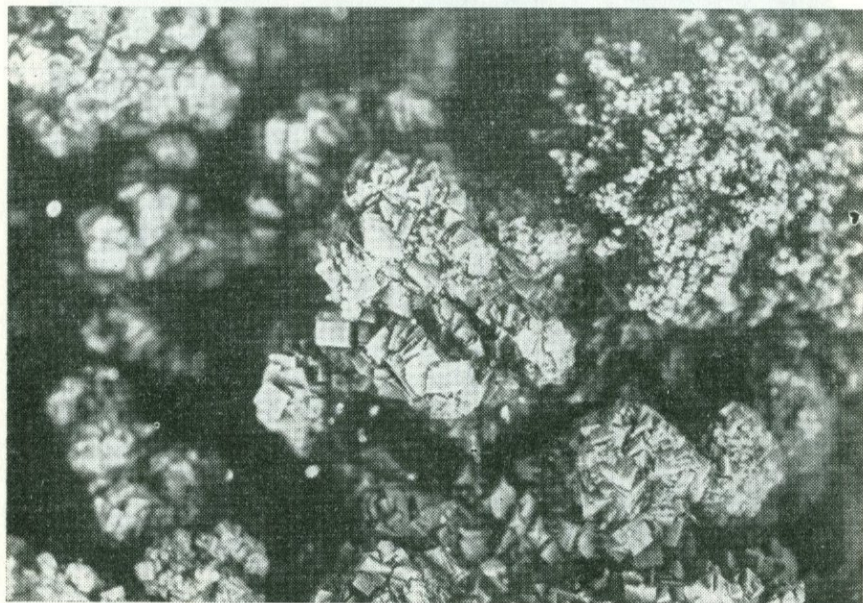


Рис. 97. Кристаллы темно-коричневого ярозита. Сульфидные жилы в районе источника № 4. Увел. 10.

гаются округлые комковатые скопления ярко-желтого, также окристаллизованного ярозита, с размерами кристаллов, варьирующими от 0,01 до 0,1 мм. В крупнокристаллическом темно-коричневом ярозите спектральным анализом установлено большое содержание натрия, т. е. он может быть отнесен к натроярозиту. Отличительной особенностью его является высокое содержание таллия (до 1%), в ярозитах последующих генераций оно снижается до 0,1—0,3%. Отмечается некоторое обогащение таллием ярозита второй генерации по сравнению с содержанием его в пирите. Подобное обогащение таллием ярозитов, образующихся за счет окисления таллийсодержащих колломорфных марказитов месторождения Дарайсо, отмечалось

В. В. Могаровским (1961), которым были выделены таллиевые разновидности ярозита.

В табл. 82 приведены значения межплоскостных расстояний темно-коричневого хорошо окристаллизованного ярозита.

Таблица 82

Межплоскостные расстояния ярозита

№ п/п	Исследуемый		В. И. Михеев (1957 г.)		№ п/п	Исследуемый		В. И. Михеев (1957 г.)	
	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>		<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>
1	7	5,60	4	5,9	26	6	1,528	6	1,53
2	7	5,00	4	5,0	27	9	1,469	8	1,50
3	3	3,66	4	3,6	28	1	1,452	4	1,47
4	4	3,36	5	3,38	29	4	1,434		
5	9	3,12			30	1	1,413		
6	10	3,07	10	3,07	31	3	1,388	2	1,372
7	2	2,94	2	2,94	32	4	1,363		
8	5	2,78	4	2,83	33	5	1,341		
9	4	2,52	6	2,52	34	3	1,318	7	1,327
10	4	2,45			35	3	1,302		
11	1	2,30			36	1	1,254		
12	10	2,22	8	8,27	37	5	1,241	7	1,244
13	2	2,19	2	2,16	38	3	1,221	2	1,219
14	1	2,10			39	1	1,208		
15	1	2,02			40	5ш	1,193	5; 2	1,190
16	8	1,979	8	1,96					1,180
17	6	1,900			41	5ш	1,149	5; 6	1,161
18	7	1,832	8	1,81					1,148
19	4	1,741	2	1,76	42	8	1,126	6	1,127
20	3	1,720			43	4	1,103		
21	3	1,688	2	1,70	44	5	1,093	2	1,089
22	2	1,651	2	1,65	45	1	1,083	2	1,077
23	4	1,618			46	5	1,064		
24	4	1,572			47	4	1,057	8	1,054
25	4	1,558	4	1,55	48	7	1,034		

Аналогичные жилы и прожилки, выполненные преимущественно колломорфными разностями дисульфидов железа, широко распространены в пределах Западного и Центрального Чохрака и в урочище Хораз.

Широко распространены жилы и прожилки более сложного состава и строения, но, как правило, в них, как и в описанных выше, преобладают дисульфиды железа.

В южной части Среднего Чохрака вблизи тектонического контакта красноцветов с акчагыльскими отложениями развиты серии нептунических даек, рассеченных многочисленными трещинами разрыва, минерализованными кальцитом, пиритом и баритом. Мощность жил 2—3—10 см. Жилы часто ветвятся

и пересекаются одна другой, образуя в местах пересечений раздувы сложной конфигурации. Для наиболее мощных жил характерно следующее строение. В призальбандовых частях располагаются зоны шестоватого желтовато-серого кальцита мощностью до 7 мм, к центру жилы кальцитовые зоны сменяются пирит-марказитовыми. Ширина сульфидных зон 2—3 см. Сложены они почковидными агрегатами метаколлоидных дисульфидов железа, пирита и марказита, находящихся в тесных

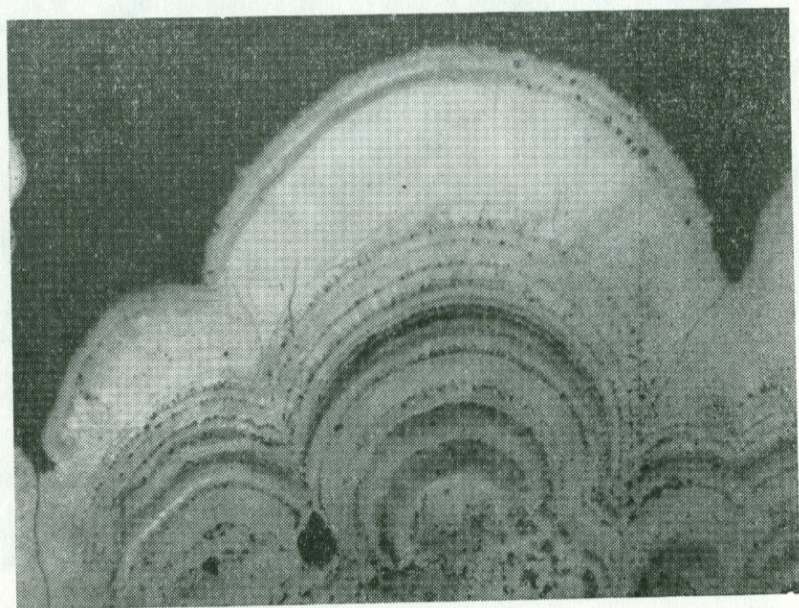


Рис. 98. Концентрически зональная текстура почковидных агрегатов пирита и марказита. Отраженный свет. Увел. 90.

взаимных прорастаниях. Под микроскопом почковидные агрегаты пирит-марказита характеризуются ярко выраженной концентрически-зональной текстурой, обусловленной чередованием зон дисперсных и более раскристаллизованных дисульфидов железа (рис. 98).

В незначительных количествах в пирит-марказитовых колломорфных агрегатах этой зоны отмечаются включения сфалерита. В одних случаях он образует скопления мельчайших, цепочкообразно располагающихся кристаллов, разобщенных или срастающихся в линейные сростки (рис. 99). Как правило, расположение как отдельных зерен, так и их сростков отвечает концентрической зональности почки дисульфидов железа. В других случаях сфалерит отмечается в виде редких единичных

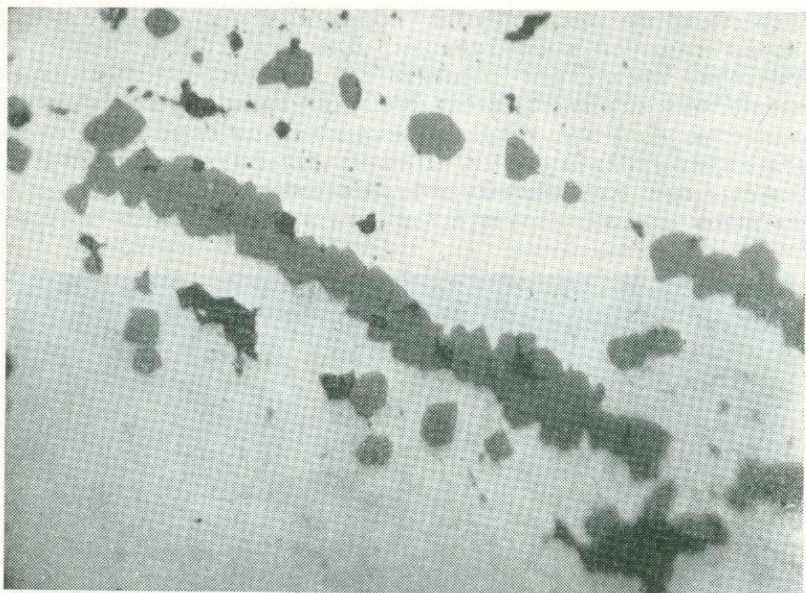


Рис. 99. Кристаллики сфалерита в пирите. Отраженный свет. Увел. 320.

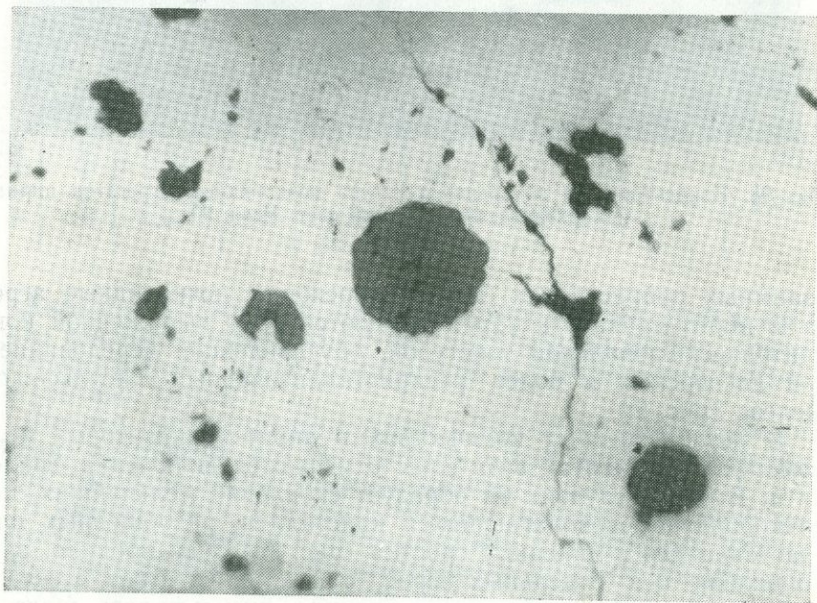


Рис. 100. Округлые выделения сфалерита в пирите. Отраженный свет. Увел. 320.

округлых включений, закономерно распределяющихся в массе дисульфидов железа (рис. 100).

Зоны колломорфных пирита и марказита перекрываются корами шестоватого белого барита. Толщина баритовых кор 1—1,5 см. В основании кор барит сероватого цвета. В барите под микроскопом отмечаются обильные включения очень мелких зерен и иногда скелетных кристалликов галенита (рис. 101).

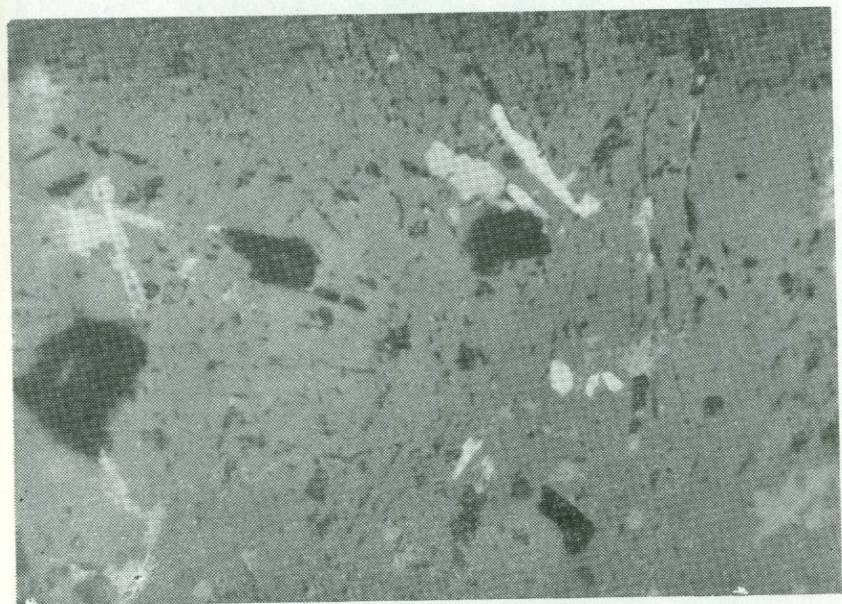


Рис. 101. Мелкие зерна и единичные скелетные кристаллики галенита в барите. Отраженный свет. Увел. 320.

Значительно реже наблюдаются выделения метаколлоидного сфалерита, заполняющего интерстиционное пространство между кристаллами барита (рис. 102).

К центру жилы снова следуют зоны, сложенные почковидными дисульфидами железа, вновь перекрывающиеся баритом, представленным тонкозернистым агрегатом мелких пластинчатых кристаллов. Нередко пространство между кристалликами барита выполняется галенитом (рис. 103). Далее идет снова чередование, уже более тонких зон (5—8 мм) сульфидов железа и барита, и центральная часть жилы заполнена почковидными образованиями пирита и марказита, на поверхности которых в свободном пространстве располагаются отдельные сферолиты барита (рис. 104). Подобное полосчатое строение характерно для многих жил этого участка. Для этих жил типично

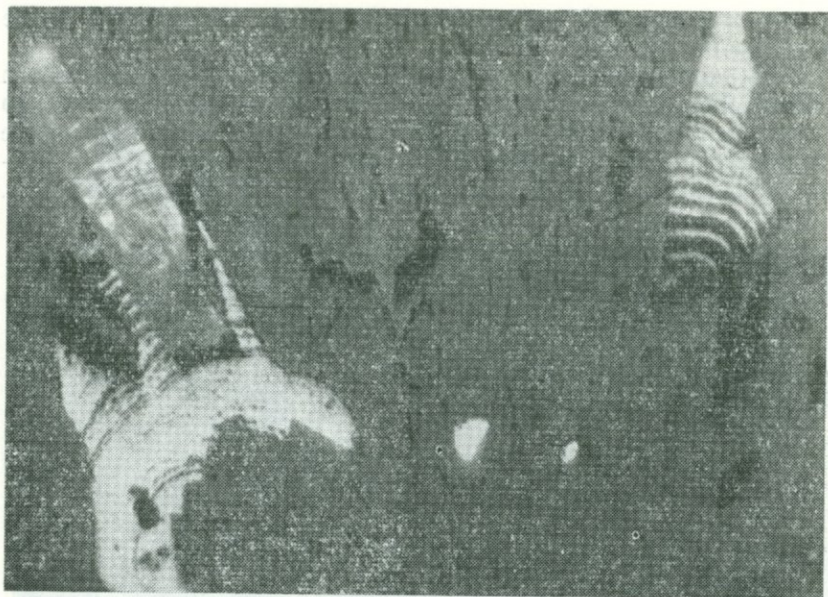


Рис. 102. Концентрически-зональные выделения метаколлоидного сфалерита в интерстициях барита. Отраженный свет. Увел. 320.

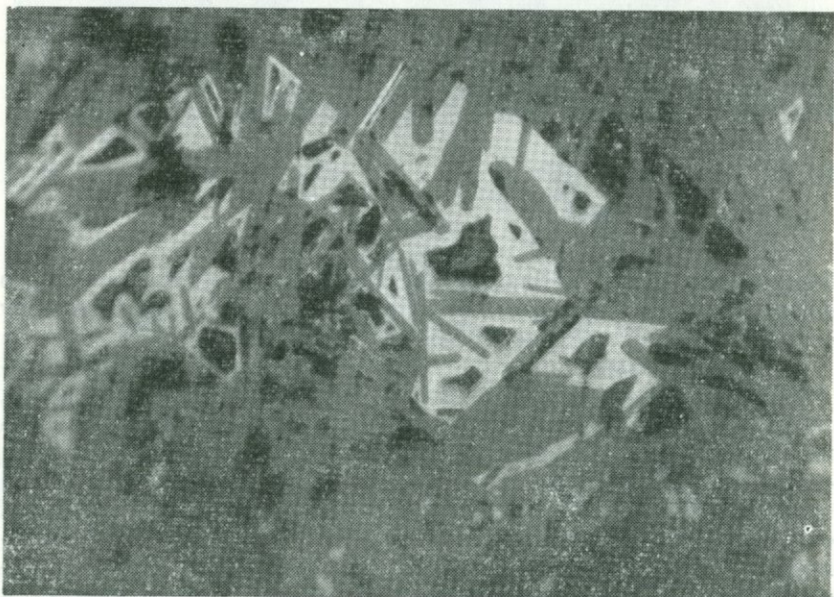


Рис. 103. Выполнение галенитом микродрозовых полостей в барите. Отраженный свет. Увел. 165.

сохранение значительной мощности в нептунических дайках, породы которых представлены плотными карбонатными песчаниками. В тех местах, где жилы покидают дайку и входят во вмещающие ее несцементированные породы (алевролиты, глины), происходит резкое уменьшение мощности жил, или их разветвление на множество тончайших прожилков. Последние



Рис. 104. Сферолиты барита из полостей в центральных частях жил. Увел. 15.

полностью выполнены кальцитом, баритом и дисульфидами железа с соответственным резким утонением зон или каким-нибудь одним из указанных минералов. В системе этих прожилков отмечаются полые трещинки, на стенках которых наблюдаются мельчайшие, хорошо образованные кристаллы барита (рис. 105) и многочисленные сферолиты барита, образование которых обусловлено расщеплением кристаллов (Григорьев, 1961). Такие расщепляющиеся кристаллы, прорастая друг друга, образуют сложные связи сферолитов (рис. 106).

Западнее описанного участка встречается большое количество баритовых жил иногда с подчиненным количеством дисульфидов железа; в одной из долин установлены прямые признаки разгрузки баритообразующих растворов в ручей, в русле которого в недавнем прошлом отложились мощные коры барита.



Рис. 105. Микродрузы кристаллов барита на стенках полых трещин. Увел. 15.



Рис. 106. Сложные прорастания расщепляющихся кристаллов барита. Увел. 16.

МИНЕРАЛЫ, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ В ПРОЦЕССЕ РАЗГРУЗКИ МЕТАЛЛОНОСНЫХ РАССОЛОВ В ОТСУТСТВИЕ СЕРОВОДОРОДНОГО ЗАРАЖЕНИЯ

Характерным примером выделения тяжелых металлов из рассолов в результате кристаллизации их в виде оксихлоридов является атакмитовое рудопроявление, сформировавшееся в результате естественной разгрузки металлоносных рассолов в русловых отложениях временных потоков.

На юго-восточном склоне возвышенности Чохрак, в западной и северной частях урочища Гогорен и в южной части урочища Куту-Бурун обнаружены значительные скопления минералов из группы оксихлоридов меди и свинца. Эти минералы наблюдались в высыпках в виде обломков разнообразных конкреций. Изучение распределения их на поверхности показало, что оно носит характер узкого шлейфа, ориентированного по склону возвышенности и прослеживающегося по поверхности обнажающихся пород почти всех горизонтов верхнего отдела красноцветной толщи.

Для выяснения условий локализации рудопроявления оксихлоридов меди и свинца в западной части урочища Гогорен в районе максимального скопления обломков конкреций сделано несколько глубоких врезов в борту одной из долин поперек и вдоль шлейфа.

В разрезах вдоль простираения шлейфа вскрыты темно-коричневые глины куртепинского горизонта мощностью около 1 м. На них эрозионно налегают слоистые обломочные породы русловой фации, в основании которых отмечается слой плохо окатанной угловатой гальки куртепинских глин.

Породы аллювиальной фации представлены мелко- и среднезернистыми светло-серыми песками и плохо отсортированными гравием и галькой темно-серых глин. Слоистость песков тонкая, определяется различными размерами минеральных зерен, слагающих отдельные слои, толщина которых не превышает 5 мм, морфологически относится к типу косой слоистости. В разрезах отмечается около десяти косослоистых серий, мощность отдельных серий 15—25 см и более. Эти серии четко обособлены одна от другой следами размыва в кровле. Величины углов падения косой слоистости юг-юго-восток 10—20°.

Вкрест простираения шлейфа контакт пород русловой фации с породами красноцветной толщи носит характер эрозионных врезов (рис. 107), которые представляют собой ложбины различных размеров, вытянутые в направлении стока вод. Косая слоистость песков мульдобразная, крутопадающая, практически облекающая вогнутую подошву.

Все это является отличительной особенностью слоистости отложений потоков с изменчивой скоростью течения. Реконструкция направления движения водотока по направлению

падения микрослоев в косослойных сериях отложений позволяет установить, что поток, сформировавший эти серии аллювиальных отложений, двигался с севера на юг, т. е. аналогично направлению современных водотоков.

Рудопроявления оксихлоридов меди и свинца приурочены к породам русловой фации и представлены двумя типами выделений минералов этой группы: 1) тонкодисперсными равно-

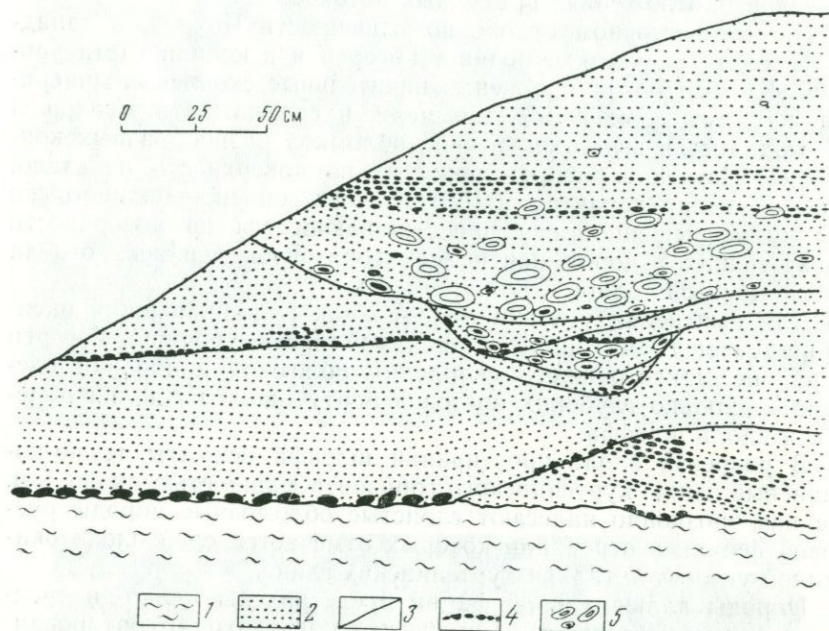


Рис. 107. Русловые отложения, к которым приурочено атакмитовое оруденение. Умен. 10.

1 — глины; 2 — пески слоистые; 3 — эрозийная граница; 4 — гравий и галька глин; 5 — конкреции оксихлоридов Cu, Pb и Ag.

мерно рассеянными частицами; 2) удлиненными конкрециями различных размеров.

Среди рассеянных в песках русловой фации оксихлоридов преобладает параатакамит; болеит крайне редок. Лаврионит отмечается также редко, но вопрос о его распространенности пока открыт и требует дополнительных исследований. Не исключено, что среди описываемых минералов лаврионит окажется наиболее распространенным минералом из группы оксигалоидных соединений.

Перечисленные минералы образуют также тончайшие пленочные выделения на поверхности глиняной гальки.

Болеит в этих выделениях отмечается чаще, чем в русловых песках.

Максимальные концентрации оксихлоридов свинца и меди связаны с конкреционными образованиями, строго локализованными в пределах косослоистых серий русловых песков. По преобладанию в них атакамита и параатакамита в дальнейшем они будут называться песчано-атакамитовыми конкрециями. Они имеют ярко-зеленый цвет и трубообразную, иногда слегка уплощенную форму. Соответственно длина их от 10—15 см до 2—3 м и размеры в поперечнике от 1—1,5 до 15—18 см. Характерно отсутствие общей для всех конкреций закономерной ориентации в пространстве.

Центрами конкрециеобразования послужили древесные и растительные остатки, захороненные в песках косослоистых серий. Нередко конкреции сохраняют морфологию обломанных сучковатых веток (рис. 108). Органическое вещество в центральных частях конкреций полностью разложено и вынесено или нацело замещено параатакамитом, иногда гидроокислами железа. При этом псевдоморфозы замещения характеризуются типичным для древесины волокнисто-заноэистым строением агрегатов; под микроскопом в них отчетливо отмечается клеточное строение замещенной древесины.

Параатакамит ($\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$), псевдоморфно развивающийся по древесине, оливково-зеленого цвета. Образует рыхлые, иногда уплотненные очень тонкозернистые агрегаты. Отчетливых гранных форм не отмечалось. Качественным спектральным анализом определены линии: Cu — очень сильные; Fe и Ca — средние; Pb, As, Cd, Ni, Al и Si — слабые; Zn, Mo и Ag — очень слабые; Mn, Ti, Cr и V — следы.

В табл. 83 приведены значения межплоскостных расстояний параатакамита.

Материал, облекающий вышеуказанные псевдоморфозы, представлен терригенными частицами, плотно сцементированными гипсом и атакамитом, ассоциирующим с лаврионитом и значительно реже с болеитом. Подобные образования составляют главную массу песчано-атакамитовых конкреций.

Атакамит ($\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$) составляет 10—15% от общего веса конкреций, а в отдельных участках является преобладающим минералом цемента. Образует ксеноморфные выделения, заполняя межзерновое пространство кластических пород, и представлен однородными среднезернистыми агрегатами яркого изумрудно-зеленого цвета. Размер зерен 0,15—0,3 мм. В единичных случаях отмечались сферолиты диаметром около 1 мм. Качественным спектральным анализом отмечаются линии: Cu — очень сильные; Pb, Fe, Ca — средние; Cd, As, Co, Ni, Al и Si — слабые; Zn, V, Mo — очень слабые; Ag, Mn, Ti и Cr — следы.

В табл. 84 приведены значения межплоскостных расстояний атакамита, выделенного из цемента конкреций.



Рис. 108 Характерная форма песчано-атакамитовых конкреций. Натур. вел.

Помимо атакамита, в цементе конкреций отмечались лаврионит и болеит. По предварительным данным, лаврионит $PbCl(OH)$ составляет не более 1% от минералов цемента; как и для рассеянных форм оксихлоридов, оценка распространенности лаврионита в конкрециях не является окончательной. В цементе конкреций лаврионит образует очень мелкозернистые, рыхлые, сахаровидные агрегаты от белого до темно-серого цвета. Блеск сильный стеклянный до алмазного.

Таблица 83

Значения межплоскостных расстояний параатакамита

№ п/п	Параатакамит, Челекен *		Параатакамит, Капо Каломит	
	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
1	7	5,41	10	5,46
2	1	4,70	4	4,66
3	1	3,39	4	3,39
4	4	3,01	—	—
5	3	2,86	—	—
6	10	2,73	10	2,74
7	—	—	2	2,63
8	4	2,48	—	—
9	1	2,34	—	—
10	10	2,26	10	2,26
11	—	—	2	2,20
12	—	—	4	2,14
13	—	—	4	2,05
14	2	2,00	4	2,00
15	2	1,886	6	1,89
16	6	1,807	4	1,83
17	—	—	4	1,76
18	6	1,699	8	1,71
19	1	1,618	4	1,64
20	1	1,590	4	1,61
21	—	—	4	1,57
22	—	—	4	1,52
23	3 ш. р.	1,495	4	1,48
24	—	—	4	1,46
25	—	—	6	1,43
26	5 р.	1,375	4	1,38

* Лаборатория рентгено-структурного анализа ИГЕМ АН СССР, аналитик А. С. Анисимова.

Качественным спектральным анализом установлены линии: Pb — очень сильные; Ag, Fe, Cu и Zn — средние; Cd, As, Ni, Al и Si — слабые; Mo, Co, V — очень слабые; Mn и Ti — следы.

В табл. 85 приведены значения межплоскостных расстояний лаврионита.

Еще более редким минералом в цементе конкреций является болент ($Pb_3Cu_3AgCl_7(OH)_6$), где он составляет не более 0,03% от минералов цемента. Максимальные количества болента отмечаются среди пленочных выделений на поверхности гальки глин. Здесь он выделяется в виде мельчайших (0,1 мм) изометричных, преимущественно псевдокубических, кристалликов индигово-синего цвета. В единичных случаях кристаллы его имеют около 0,5 мм в поперечнике.

Таблица 84

Межплоскостные расстояния атакамита

№ п/п	Атакамит (В. И. Михеев, 1957 г.)		Атакамит, Челекен	
	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>
1	10	5,40	10	5,417
2	10	5,00	2	4,943
3			5	4,242 *
4			3	3,431
5			8	3,006 *
6	10	2,82	5	2,832
7	10	2,75	9	2,740
8	2	2,62		
9	2	2,52		
10	10	2,26	10	2,258
11	4	2,19		
12	6	2,13		
13	2	2,03	2	2,064
14	4	1,945		
15	8	1,815	5	1,813
16	4	1,780		
17	6	1,741		
18	4	1,706	5	1,702
19	4	1,665		
20	8	1,603		
21	8	1,556		
22	2	1,500		
23	2	1,465		
24	2	1,440		
25	6	1,414		
26	2	1,387	1	1,382
27	2	1,368		

* Гипс.

Качественным спектральным анализом в боленте установлены линии: Pb и Cu — очень сильные; Ag — сильные; Cd, Zn, Fe, Ca, Al — средние; Mo, As, Ni, Co и Si — слабые; Mn и V — очень слабые и Ti — следы линий.

В табл. 86 приведены значения межплоскостных расстояний боленита.

Даже беглое рассмотрение особенностей субсовременного оруденения на Чохраке позволяет сделать вывод, что в процессах минерализации нарушенных зон принимали участие все

Таблица 85

Межплоскостные расстояния лаврионита

№ п/п	Исследуемый		Искусственный		№ п/п	Исследуемый		Искусственный	
	I	d/n	I	d/n		I	d/n	I	d/n
1	2	5,71	4	5,70	29	1	1,545		
2	2	4,81	4	4,88	30	6	1,514	3	1,518
3			4	4,46	31			3	1,504
4	2	4,38			32	2	1,475	4	1,475
5	10	4,01	10	4,02	33	1	1,425		
6	3	3,54	4	3,54	34	4	1,410	5	1,407
7			4	3,36	35	2	1,387	3	1,383
8	10	3,27	4	3,30	36	2	1,351	3	1,354
9	1	3,17	1	3,15	37	1	1,313	3	1,312
10	5	2,86	4	2,87	38	10	1,292	7	1,292
11	1	2,67			39	1	1,268	2	1,263
12	4	2,56	4	2,57	40	7	1,232	4	1,229
13	8	2,51	4	2,53	41	3	1,204		
14			4	2,43	42	3	1,200	5	1,197
15	1	2,39	4	2,39	43	3	1,191	2	1,188
16			1	2,34	44	7	1,175	5	1,174
17	10	2,30	8	2,29	45	8	1,149	8	1,147
18	1	2,21	1	2,21	46	4	1,137	4	1,134
19	5	2,13	5	2,13	47	3	1,114	4	1,111
20	8	2,06	4	2,06	48	1	1,108	1	1,106
21	6	2,00	4	2,00	49	2	1,092	4	1,094
22	7	1,880	4	1,881	50			1	1,080
23	6	1,792	4	1,798	51	2	1,073	1	1,070
24	3	1,750	3	1,750	52	2	1,054	1	1,050
25	1	1,723	1	1,723	53	6	1,044	7	1,042
26	7	1,699	5	1,695	54			1	1,032
27	7	1,628	4	1,627	55	10	1,029	7	1,025
28	7	1,562	7	1,558	56	5	1,018	1	1,014

типы вод, известные в настоящее время на Челекене. Типы минерализации обуславливаются разгрузкой какого-либо одного типа вод или совместной разгрузкой вод многих водоносных комплексов с вовлечением в систему разгрузки сероводорода нефтяных залежей. Поступление из независимых источников сульфидной серы в разгружающиеся системы должно было приводить к формированию стратиформных полиметаллических руд в определенных структурных очагах сопряженной разгрузки.

Межплоскостные расстояния болта

№ п/п	Исследуемый		В. И. Михеев (1957 г.)		№ п/п	Исследуемый		В. И. Михеев (1957 г.)	
	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>		<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>
1	1	4,87	2	4,86	26	3	1,673	4	1,670
2	10	4,38	10	4,40	27			2	1,612
3	10	3,80	10	3,83	28	1	1,557		
4	1	3,52	8	3,50	29	1	1,532	4	1,525
5			2	3,34	30	1р	1,468	2	1,475
6	1	3,10	10	3,13	31	I ш. р.	1,413	2	1,417
7	1	3,06			32	2	1,376	2	1,350
8	1	2,94	4	2,95	33	4	1,350		
9	1	2,83	6	2,83	34	6	1,329	2	1,321
10	10	2,77	10	2,69	35	6	1,292	4	1,290
11	4	2,57			36	1	1,259	2	1,262
12	4	2,55	8	2,56	37	2	1,238	2	1,237
13			2	2,44	38	2	1,215		
14	5	2,38	10	2,38	39	1	1,206	2	1,200
15	4	2,32	10	2,32	40	1	1,198		
16	4	2,30			41	2	1,168	2	1,168
17	1	2,19	2	2,15	42	1	1,156		
18			2	2,12	43	6	1,141	2	1,139
19	1	2,07	2	2,07	44	1	1,117		
20			2	2,02	45	4	1,093	2	1,091
21	10	1,982	8	1,985	46	2	1,078		
22	1	1,897	2	1,900	47	2	1,061		
23	5	1,843	6	1,847	48	2	1,049		
24	7	1,795	8	1,798	49	10	1,031	2	1,032
25	7	1,745	6	1,747					

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ряду многочисленных проявлений современных металлоносных гидротерм особое место занимают металлоносные термальные рассолы. Масштабы рудообразующей деятельности металлоносных рассольных систем позволяют рассматривать их как одну из форм проявления процессов рудообразования, протекающих в современную эпоху. Изучение крупнейших рудообразующих рассольных систем Солтон-Си, Красного моря и Челекена позволило выявить несколько очень важных сторон протекающих процессов.

Резкое преобладание и высокие концентрации хлоридов в растворах этих систем определяют нахождение и миграцию тяжелых металлов (Pb, Zn, Cd, Cu и др.) в виде преимущественно хлоридных комплексов. В зависимости от температурных и концентрационных условий в ряду комплексов MCl_4^{2-} , MCl_3^- , MCl_2^0 , MCl^+ , существующих в изученных системах, преобладающими являются один или два, как правило, отрицательно заряженные комплексы.

Исключительно важной особенностью металлоносных рассолов рассмотренных систем является резкий дефицит или полное отсутствие в них сульфидной серы. В металлоносных рассолах Челекена сульфидная сера отсутствует. Источники сульфидной серы здесь автономны и пути миграции ее и тяжелых металлов разобщены. Там, где их пути пересекаются, формируются сульфидные руды. В рассолах Солтон-Си отмечаются незначительные количества сульфидной серы, но они настолько малы, что для большей части находящихся в растворе тяжелых металлов образование сульфидов не может быть реализовано. Характеризуя особенности газового состава этих рассолов и подчеркивая преобладание в них углеводородов и углекислого газа, Д. Е. Уайт и др. отмечают, что представляющий особый интерес сероводород был определен в количестве, равном 0,35% в пробе, отобранной 1 июня 1962 г., но его не было в пробах, взятых 4 июня и 8 августа того же года (White e. a., 1963). Эти данные позволяют предполагать и для Солтон-Си присутствие автономного источника серы. Сведения по содержанию сульфидной серы в рассолах Красного моря отсутствуют. Осаждение сульфидов тяжелых металлов и железа обусловлено здесь скорее всего реакциями хлоридных комплексов этих металлов с морской биогенной сульфидной серой (также независимый источник).

Таким образом, реализация возможности образования руд рассолами этих систем находится в прямой зависимости от поступления в них сульфидной серы из автономных источников.

Не исключено, что и в древних металлоносных гидротермах также отсутствовали значительные концентрации сульфидной серы. В согласии с Д. Е. Уайтом, автор склонен считать, что дефицит серы в первичных металлоносных растворах является универсальной закономерностью и независимые источники серы в процессах образования гидротермальных рудных месторождений приобретают в этом случае определяющую значимость.

Преобладание хлористых соединений в древних гидротермальных рудообразующих системах подтверждается большим количеством данных по химическому составу газовой-жидких включений в рудных и жильных минералах. Концентрация солей (преимущественно хлористого натрия) в растворах включений колеблется от 5 до 50, а в рудах миссисипского типа — от 15 до 20 вес.%. Это свидетельствует о высокой минерализации древних гидротерм. Преобладающими формами миграции рудных компонентов в гидротермальных растворах являются хлоридные комплексы тяжелых металлов, с различными отношениями центрального иона к лиганду в зависимости от термодинамических параметров системы.

Появление в системе ионов сульфидной серы (из независимого источника) неизбежно приводит к перераспределению лигандов в комплексах — некоторые хлоридные комплексы становятся неустойчивыми при изменившихся условиях и переходят в гидросульфидные. В зависимости от концентрации сульфидной серы в растворе этот переход будет осуществляться с большей или меньшей полнотой. С известной степенью условности могут быть выделены и рассмотрены три следующих варианта:

1. Концентрация сульфидной серы невелика. В этом случае в гидросульфидные комплексы переходит небольшое количество самых нестойких хлоридных комплексов тяжелых металлов, а преобладающая часть металлов продолжает мигрировать в виде хлоридных комплексов.

2. Концентрация сульфидной серы значительна. Большая часть хлоридных комплексов тяжелых металлов переходит в гидросульфидные, остаются лишь наиболее устойчивые хлоридные комплексы. Миграция металлов осуществляется как в форме гидросульфидных, так и в виде хлоридных комплексов.

3. Концентрация сульфидной серы весьма велика. Все хлоридные комплексы тяжелых металлов переходят в гидросульфидные и в условиях относительно постоянной концентрации серы в растворе дальнейшая миграция металлов осуществляется в виде этих комплексов. Миграция металлов в форме гидросульфидных комплексов должна, по-видимому, иметь ограниченные возможности, поскольку перемещение растворов так или иначе связано с перепадами давлений, которые неизбежно при-

водят к понижению концентраций сульфидной серы в них и соответственно к распаду гидросульфидных комплексов.

Для всех перечисленных случаев концентрационные перепады сульфидной серы в системе обуславливают выделение сульфидов. При независимых источниках серы подобные перепады практически неизбежны и судьба образующихся гидросульфидных комплексов в основном определяется этими перепадами. Последовательность выделения сульфидных минералов из растворов определяется, по-видимому, не константами устойчивости комплексов тяжелых металлов в оптимальных условиях, а напротив, степенями устойчивости их при нарушении этих условий.

В связи с вышеизложенным, представляется необходимым проведение анализа изменения констант устойчивости хлоридных комплексов тяжелых металлов при повышении концентраций сульфидной серы в растворах и выяснения условий и последовательности перехода их в гидросульфидные. Исключительно важно также знать, как ведут себя гидросульфидные комплексы различных металлов при выходе из областей локально-высоких концентраций сульфидной серы в области ее пониженных концентраций. В этой связи необходимо провести исследования по установлению констант устойчивости гидросульфидных комплексов тяжелых металлов при последовательном понижении концентраций сульфидной серы (от максимально возможных до равных нулю) в системах, приближающихся по составу к природным.

Аверьев В. В. Углекислые мышьяковистые Синегорские воды на Южном Сахалине.— «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1957, т. XXXII (3), с. 143—149.

Аверьев В. В. О природе углекислых мышьяковистых вод и их рудообразующей деятельности.— В кн.: Вопр. формир. и распростр. мин. вод СССР. М., Министерство здравоохранения СССР. ЦНИИ курортологии и физиотерапии. Труды совещания курортных ин-тов по гидрол. мин. вод 1958 г. 1960, с. 123—131.

Аверьев В. В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью.— В кн.: Современный вулканизм. М., «Наука», 1966, с. 96—111.

Андреев С. С. Глубинное строение и сейсмичность Юго-Западной Туркмении. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. канд. физ.-мат. наук. М., Изд-во АН СССР, 1953. Геофиз. ин-т, 6 с.

Арсанова Г. И. К геохимии редких щелочей в гидротермальном процессе. Тезисы Междунар. геохим. конгресс. Москва, 1971, с. 161—167.

Баранова Н. Н., Барсуков В. Л. О карбонатной форме переноса свинца гидротермальными растворами.— «Геохимия», 1965, № 9, с. 76—81.

Баранова Н. Н. Полярографическое исследование бикарбонатных комплексов свинца.— «Ж. неорг. химии», 1967, т. 12, № 6, с. 112—119.

Баранова Н. Н. О составе карбонатных комплексов свинца и их константах нестойкости при температурах 25, 250—300° С.— «Геохимия», 1968, № 1, с. 23—28.

Баранова Н. Н. Физико-химическое исследование карбонатных комплексов свинца в связи с изучением условий его переноса и отложения в гидротермальном процессе. Кандидатская диссертация. Г. Е. О. Х. И., АН СССР. М., 1968, 22 с.

Баранова Н. Н. Физико-химические условия переноса свинца в гидротермальном процессе.— В сб.: Геохимия гидротермального рудообразования. М., «Наука», 1971, с. 146—169.

Барсуков В. Л., Курильчикова Г. Е. О формах переноса олова в гидротермальных рассолах.— «Геохимия», 1966, № 8, с. 37—49.

Батурин Г. Н., Коченов А. В., Тримонис Э. С. О составе и происхождении железорудных осадков и горячих рассолов в Красном море.— «Океанология», т. IX, вып. 3, 1969, с. 142—159.

Бескровный Н. С., Гемпт С. Д., Шварц Т. В. Глубинные разломы Западной Туркмении и их роль в формировании нефтяных залежей. Л., Госстройтехиздат, 1963, с. 106.

Бугельский Ю. Ю., Лебедев Л. М., Никитина И. Б. и др. Некоторые данные о формах миграции свинца и цинка в термальных рассолах Челекена.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 184, № 5, с. 1189—1190.

Будько В. М. К характеристике некоторых продуктов минерализации разрывных нарушений на п-ове Челекен.— В сб.: Геология Закаспия, вып. 1. М.—Л., изд. АН СССР. 1958, с. 68—78.

Буллард Э. Происхождение океанов.— В кн.: Океан. М., «Мир», 1971, с. 29—43.

Васильев В. П. О влиянии ионной силы на константы нестойкости комплексных соединений.— «Ж. неорг. химии», 1962, т. 7, № 8, с. 1788—1794.

Вебер В. Н., Калицкий К. Остров Челекен (предварительный отчет).— «Изв. Геол. комитета», 1909, № 3, т. XXVIII, с. 139—229.

Вебер В., Калицкий К. Челекен.— «Труды Геол. комитета, нов. серия», 1911, вып. 63, 180 с.

Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре.— «Геохимия», 1956, № 1, с. 6—52.

Виноградов А. П. Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в Земле.— «Геохимия», 1962₁, № 3, с. 269—270.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962₂, № 7, с. 555—571.

Виноградов В. И., Чернышев И. В., Шонин Л. Л. Изотопный состав серы в современных металлогенных гидротермах Челекена.— «Геол. рудн. месторожд.», 1969, т. XI, № 3, с. 84—88.

Вистелиус А. Б. Красноцветные отложения полуострова Челекен (литология). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1966, с. 304.

Вистелиус А. Б. и Романова М. А. Красноцветные отложения полуострова Челекен. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962, 227 с.

Влияние анионного фона на образование хлоридных и нитратных комплексов свинца.— «Ж. неорг. химии», 1963, т. 8, № 11, с. 2536—2540. Авт.: В. Е. Миронов, Ф. Я. Кульба, В. А. Федоров, О. Б. Тихомиров.

Волин А. В. Роль пластических пород в структуре Челекенского полуострова на Каспии.— Изв. АН ТуркмССР, 1957, № 2, с. 39—49.

Воскресенская Н. А. Таллий в некоторых гидротермальных месторождениях Большого Кавказа.— «Геохимия», 1961, № 8, с. 676—683.

Вулканизм и гидротермы Узон-Семячикского геотермального района на Камчатке.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли, «Наука», 1971, с. 146—159. Авт.: В. В. Аверьев, Г. Е. Богоявленская, О. А. Брайцева, Е. А. Вакин, Г. Ф. Пилипенко.

Геодекян А. А., Макаренко Ф. А. Опыт глубинной экстраполяции температуры в области Южно-Каспийского тектонического прогибания.— В сб.: Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. М., «Наука», 1967, с. 187—192.

Германов Л. И. О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудообразовании.— «Изв. АН СССР, серия геол.», 1953, № 6, с. 26—39.

Гогоберидзе Д. Б. Некоторые объемные дефекты кристаллов. Изд-во Ленингр. ун-та, 1952, 196 с. 168.

Годин Ю. Н. Глубинное строение Туркмении по геофизическим данным. М., «Недра», 1969, 252 с.

Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Изд-во Львовск. ун-та, 1961, 284 с.

Досс Б. Н. О третьей буровой скважине природного газа на участке братьев Мельниковых в Самарской губернии.— «Ежегодник по геол. и мин. России», 1911, т. 12, № 5—6, с. 123—132.

Залетов В. Г. Комплексообразующая способность органических веществ и их роль в миграции элементов в поверхностных водах. Автореферат дис. на соиск. уч. ст. кандид. хим. наук. Новочеркасск, 1969, 22 с.

Зотов А. В. Ярозит в осадках термальных вод о. Кунашир.— В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М. 1971, с. 165—186.

Иванов А. П. Минералы о. Челекен.— Изв. ИМП АН СССР, 1909, с. 165—184.

Казakov В. Ф., Седлецкий В. И., Соколовский Л. Г. О подземных водах Гаурдак-Кугитанского района. Ашхабад, 1964, с. 42—47.

Козаренко С. В. Экспериментальное изучение условий образования сульфидов железа при низкой и повышенной температурах.— В сб.: Геохимия гидротермального рудообразования. М., «Наука», 1971, с. 135—146.

Колонин Г. Р., Аксенова Т. П. Влияние температуры на комплексообразование в хлоридных растворах некоторых рудообразующих металлов.— Тезисы Междунар. геох. конгресса, М., 1971, с. 277—278.

Колпакова Н. Н. О формах существования сурьмы в сульфидных растворах.— В сб.: Геохимия гидротермального рудообразования, М., 1971, с. 197—209.

Константинов М. М. Экзогенные сульфиды свинца и цинка.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 1. Изд-во Львовск. ун-та, 1954, с. 32—48.

Коренман И. М. Константа диссоциации сульфата свинца.— «Изв. вузов, серия хим.», 1961, т. 4, № 4, с. 554—557.

Кравчинский З. Я. Иодо-бромные воды Челекена.— «Изв. АН ТуркмССР», 1957, № 5, с. 126—128.

Кравчинский З. Я. Иодо-бромные воды нефтяных м-ий Нефтьчала и Челекен и перспективы их разработки. Автореф. дис. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Баку, Изд-во АН АзССР, 1958, 21 с.

Кузнецов В. Д. Кристаллы и кристаллизация. Гостехиздат, 1953, 412 с.
Кузьмина И. П. Экспериментальное изучение образования PbS и ZnS в водных растворах хлористых солей.— «Геол. рудн. месторожд.», 1961, № 1, с. 61—68.

Кульба Ф. Я., Миронов В. Е., Троицкий Г. С. Комплексообразование двухвалентного свинца с бромистым натрием.— «Ж. неорг. химия», 1961, т. 6, вып. 8, с. 1861—1864.

Лебедев Л. М. Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М., «Наука», 1965, 310 с.

Лебедев Л. М. О современном отложении самородного свинца из термальных рассолов Челекена.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 174, № 1, с. 197—200.

Лебедев Л. М. Современное образование сфалерита.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 175, № 4, с. 920—923.

Лебедев Л. М. Современные образования сфалерита на Челекене.— «Геол. рудн. месторожд.», 1970, т. 12, № 4, с. 84—92.

Лебедев Л. М. Основные особенности геохимии современных металлоносных гидротерм. Тезисы Международного геохим. конгресса 1971. с. 275—276.

Лебедев Л. М., Баранова Н. Н., Никитина И. Б. О формах нахождения свинца и цинка в термальных рассолах Челекена.— «Геохимия», 1971, № 7, с. 823—829.

Лебедев Л. М., Бугельский Ю. Ю. О металлоносности высокоминерализованных термальных вод Челекена.— «Геол. рудн. месторожд.», 1967, № 3, с. 82—87.

Лебедев Л. М., Никитина И. Б. Особенности химического состава и рудоносность гидротерм Челекена.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 183, № 2, с. 439—442.

Лебедев Л. М., Никитина И. Б. О формах миграции свинца в термальных рассолах Челекена в глубинных условиях.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 197, № 5, с. 1179—1181.

Лебедев Л. М., Полушкина А. П., Сидоренко Г. А. О некоторых особенностях современного образования сульфидов железа на Челекене.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 197, № 6, с. 1413—1416.

Магаровский В. В. К геохимии таллия в зоне окисления сульфидного месторождения Дарайсо (Средняя Азия), «Геохимия», 1961, № 9, с. 771—774.

Макаренко Ф. А. Некоторые общие закономерности формирования термальных вод и их распределение на территории СССР.— В кн.: Проблемы геотермии, М., Изд-во АН СССР, т. II, 1961, с. 3—20.

Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967, с. 193—209.

Менард Г. У. Глубоководное дно океана.— В кн.: Океан. М., «Мир», 1971, с. 81—98.

Миронов В. Е., Кульба Ф. Я., Иванов Ю. Е. О комплексных соединениях цинка с хлоридами щелочных металлов.— «Ж. неорг. химии», 1964, т. 9, № 7, с. 1633—1637.

Мионов В. Е., Рутковский Ю. И. Игнатенко Е. И. Исследование бромистых комплексов цинка.— «Ж. неорг. химии», 1965, т. 10, вып. 12, с. 2670—2674.

Мионов В. Е., Фокина А. В., Рутковский Ю. И. Об иодидных комплексах цинка и кадмия.— «Ж. неорг. химии», 1967, т. 12, № 8, с. 2056—2062.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963, 171 с.

Набоко С. И., Гловатских С. Ф. Современная рудная минерализация в кальдере Узон на Камчатке.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 3, с. 684—687.

Набоко С. И., Рябичкина Е. П. О составе некоторых конденсатов сульфатарных газов.— «Бюлл. вулканолог. станции», 1957, № 26, с. 19.

Овчинников Л. Н. Предисловие к книге Г. К. Хелгесона «Комплексообразование в гидротермальных растворах», М., «Мир» 1967, стр. 3—4.

Овчинников Л. Н. Плутоногенные гидротермальные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, 480 с.

Овчинников А. М. Гидрогеологические условия гидротермального процесса.— «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1957, № 5, с. 126—142.

Полушкина А. П., Сидоренко Г. А. Мельниковит как минеральный вид.— «Зап. Всесоюз. мин. об-ва», вторая серия, 1963, № 92, с. 547—554.

Полушкина А. П., Сидоренко Г. А. Мельниковит должен считаться определенным минеральным видом.— «Зап. Всесоюз. мин. об-ва», 1968, № 97, вып. 3, с. 321—324.

Попов Г. И. Апшеронский ярус Юго-Западного Туркменистана.— «Три-ин-та геологии», т. 1, Ашхабад, 1956, с. 128—162.

Порфирьев В. Б. Иодо-бромные месторождения Туркмении. Изд-во «Сов. Азия», 1933, 75 с.

Рафальский Р. П. Перенос и отложение некоторых тяжелых металлов гидрокарбонатными растворами.— «Геол. рудн. месторожд.», 1973, т. XV, № 1, с. 16—31.

Романова М. А. Парагенезисы обломочных минералов красноцветных отложений п-ва Челекен.— «Зап. мин. об-ва, серия 24,35», 1957, часть 86, вып. 1, с. 85—98.

Семенович В. В. Тектоника Челекена и грязевой вулканизм.— Труды ин-та геологии АН ТуркмССР, 1956, том 1, Ашхабад, Изд. АН ТуркмССР, с. 268—279.

Семенович В. В. Подземные воды Челекена.— «Изв. АН ТуркмССР», 1957, № 5, с. 31—36.

Семенович В. В. Геологическое строение и нефтегазоносность Челекена.— В кн.: Геология и нефтегазоносность юга СССР, вып. 5, Л., Изд-во нефт. и гор.-топ. литературы, 1960, с. 5—103.

Смолко А. И. Возраст сбросов на о. Челекен.— «Нефтяное хозяйство», 1936, № 1, с. 26—29.

Смолко А. И. Боядаг, Монжуклы и Нефтедаг (иодистые источники Западной Туркмении).— «Труды Всесоюз. геол.-разв. объедин.», 1932, вып. 175, 72 с.

Тагеева Н. В. Геохимические исследования на о. Челекен.— «Труды Ломоносовск. ин-та геохим., кристаллогр. и мин.», 1934, вып. 4, с. 5—68.

Удолов П. А., Париков Ю. С. О некоторых закономерностях миграции металлов в природных водах.— «Геохимия», 1961, № 8, с. 703—707.

Федоров П. В. Стратиграфия каспийских отложений Прибалхашского района (Туркмения).— «Сов. геология», 1946, № 11, с. 33—43.

Ферсман А. Е. На о. Челекен.— «Природа», 1929, № 7—8, с. 638—643.

Ханн В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973, 511 с.

Хелгесон Е. К. Комплексообразование в гидротермальных растворах. М., Изд. «Мир», 1967, 184 с.

Хитаров Н. И., Арутюнян Л. А., Рыженко Б. Н. Влияние сероводорода на миграцию молибдена в виде кремнемолибденового комплекса в условиях повышенных температур.— «Геохимия», 1965, № 3, с. 269—272.

Хитаров Н. И., Козинцева Т. Н. Об устойчивости галенита в гидротермальных растворах.— В кн.: «Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., «Наука», 1962, 230 с.

Хитаров Н. И., Муликовская Е. П. Некоторые данные о генезисе ярозита.— «Труды Ин-та геол. наук», 1940, вып. 10, с. 55—58.

Ходаковский И. Л. О гидросульфидной форме переноса тяжелых металлов в гидротермальных растворах.— «Геохимия», 1966, № 8, с. 960—971.

Чухров Ф. В. Мельниковит.— В кн.: Минералы СССР, т. 2, М., Изд-во АН СССР, 1940, с. 10—50.

Шеньо М., Тазиев Г. и Фабр Р. О составе вулканических эманаций архипелага Новые Гебриды.— В сб.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965, 178 с.

Щербаков А. В. О термометаморфизме глубинных минерализованных вод осадочной толщи.— В кн.: Геотермические исследования использования тепла Земли. М., «Наука», с. 200—216.

Щербина В. В. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации.— В кн.: Вопросы геохимии и минералогии. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 72—82.

Щербина В. В. Нахождение элементов в природе в виде хлоридов и фторидов в зависимости от положения элементов в периодической системе.— «Геохимия», 1963, № 8, с. 721—724.

Angel F., Scharizer R. Grundriss der Mineralparagenese. Wein, 1952, 289S.

Berner R. A. Iron Sulfides formed from aqueous solution at low temperatures and atmospheric pressure.— "J. Geol.", 1964, vol. 72, No 3, p. 91—124.

Berend F. und Berg G. Chem. Geolog. Stuttgart, 1927, 274S.

Biggs A. J., Barton H. Nm, Robinson R. A. The constitution of the lead halides in aqueous solution.— "J. Amer. Chem. Soc.", 1955, vol. 77, No 22, p. 232—241.

Brewer P. G., Spencer D. W. A note on the chemical composition of the Red Sea brines.— in "Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea." Edited by Degens and D. Ross. "Springer-Verlag" Berlin (Heidelberg), New York, 1969, p. 171—179.

Bischoff J. L. Red. Sea Geothermal Brine Deposits; their mineralogy Chemistry and Genesis.— in "Hot Brines and Recent Heavy Metal deposits in the Red Sea." Edited by Degens and D. Ross. "Springer-Verlag". Berlin. New York, 1969, p. 369—395.

Bostrom K. A. M. N. A. Peterson. Precipitates from hydrothermal exhalations on the East Pacific Rise.— "Economic Geology", vol. 61, 1966, p. 1258—1265.

Dietz R. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor.— "Nature", 1961, vol. 190, p. 154—178.

Ellis A. J., W. A. I. Mahon. Natural hydrothermal systems and experimental hot-water rock interactions.— "Geochim. Cosmochim. Acta.", 1964, vol. 28, p. 1323—1357.

Ellis A. J., W. A. I. Mahon. Geochemistry of the Ngawha hydrothermal area "New Zealand J. Sci.", 1966, vol. 9, p. 440—456.

Helgeson H. C. Geologic and thermodynamic characteristics of the Salton Sea geothermal system.— "Amer. Journ. Sci.", 1968, vol. 266, p. 129—166.

Hess H. H. History of ocean basins.— "Petrological Studies", 1962, p. 221—246.

Izatt R. M., Eatough D., Christensen J. J., Bartolomew C. H. Callorimetrically determined log $K. H^{\circ}$ and S° Value es for the interaction of sulphate ion with several bi and ter-valent metal ions.— "J. Chem. Soc." (A), 1969, N 1, p. 45—53.

Lepp H. The synthesis and probable geologic significance of melnicovite.— "Econ. Geol.", 1957, vol. 5, N 5, p. 528—535.

Lindren W. The colloid Chemistry of minerals and ore deposits. "Theory and applic colloid behavior". Edit. R. H. 1926, Bande, 2, p. 248.

Meyer F. H., Riggs O. L. et al. Corrosion Products of Mild Steel in Hydrogen Sulfide Environments Corrosion v. 14, N 2, 1958, p. 69—75.

Mookherjee A. Certain aspects of the geochemistry of cadmium.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1962, 26, p. 351—360.

Nemoto T., Hayakawa M., Takahashi K., Oana S. Report on the geological, geophysical and geochemical studies of Showashirah Usu Volcano. "Geol. Surv. Japan Rept.", 170, 1957, p. 78—96.

Olin A. The hydrolysis of lead (II) in perchlorate medium.—"Acta Chem. scand", 1960, vol. 14, No 1, 611 p.

Perrin D. D. The hydrolysis of metal ions. Part III. Zinc.—"J. Chem. society", 1962, vol. 11, p. 887—915.

Skinner B. J., Erd R. G., Grimaldi F. L. Greigite the thio-sprinel of iron; a new mineral.—"Amer mineralogist", 1964, vol. 49, p. 5—6.

Steiner A. Hydrothermal alteration at Wairakei New Zealand.—"Econ. Geol.", 1953, vol. 48, N 1, p. 1—13.

Weissberg B. C. Gold—Silver ore—grade precipitates from New Zealand thermal waters.—"Econ. Geol.", 1969, vol. 64, N 1, p. 95—108.

White D. E., Anderson E. T., Grubbs D. K. Geothermal brine well mile reep drill hole may tap ore—bearing magmatic. Water and rocks undergoing metamorphism "Sci.", 1963, vol. 139, No 3558, p. 919—922.

White D. E. Mercury and base—metal deposits associated thermal and mineral waters. In Barnes H. Z. (editor). "Geochemistry of hydrothermal ore deposits". New-York, Holt, Rinehart and Winton, 1967, p. 474—631.

White D. E. Environments of Generation of some base metal ore deposits.—"Econ. Geol.", 1968, vol. 63, N 4, p. 301—335.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- А**буто-хо, источники 6
 Алайд, вулкан 13
 Алигул, грязевой вулкан 54, 60
 Алигул-Куртепинский сброс 59, 60
 Ангидрит 44, 48, 56
 Ангидритовая фация 48
 Анкерит 56
 Аномалии гидрогеохимические
 Антимонит 5, 29
 Апапельские источники 6, 25, 27
 Арагонит 212, 219—227
 Атлантис-II, впадина 11, 41—49
 Арсенипирит 38
 Атакамит 243, 246
 Аурипигмент 29, 57
Балханский разлом 59
 Барит 48, 228—230
 Бойлинг, источники 7
 Болеит 245, 248
 Большебалханский мегаантиклинорий 58
 Борнит 38, 171—177
 Бродлэндс, геотермальный район 29
 Бугдайлинская депрессионная зона 51
Ваймангу, геотермальный район 25, 29
 Вайотапу, геотермальный район 29
 Вакареварева, источники 25
 Верхне-Докторские, источники 17—22, 24
 Восточно-Тихоокеанское, поднятие 10
 Вудреффит 48
 Вулканические воды 16
Галенит 57, 191, 208, 224—226
 Галит 120
 Гейзерит 29
 Гематит
 Гётит-аморфная фация 47
 Гётит 47
 Главный Челекенский сброс 59
 Гограньдаг, грязевой вулкан 58
 Головнина, вулкан 15, 25
 Грейгит — см. мельниковит
 Гриноцит 5, 128, 189, 207
 Гроутит 48
Дарыдаг, источники 7
 Детритовая фация 45
- Дигенит 38, 171—177
 Дноктаэдрический монтмориллонит 44
 Дисловеры, впадина 11, 41—45
 Долина десяти тысяч дымов 7
 Доломит 47
Западно-Туркменская впадина 12, 51, 58
Западный Порсугель, грязевой вулкан 59
Западная Периклиналь 60
 Золото самородное 5
Ильменит 57
Кальцит 44, 211—219
 Канзит 140, 146
 Кеймиро-Чикишлярская депрессия 51
 Кинноварь 5, 27
 Ключевская сопка (вулкан) 14
 Красноводско-Балханский глубинный шов 12, 59
 Кремнезем аморфный 44
Лаврионит 245, 247
 Лепидокрокит 47
 Люшонит 24
Магнетит цинксодержащий 122, 123
 Макинавит 142, 147—149
 Мanganосидерит 48
 Мanganосидеритовая фация 48
 Манганит 48
 Манганитовая фация 48
 Марказит 231—239
 Матупи-Харбор, источники 6
 Медь самородная 111—129
 Мельниковит — см. грейгит 47, 140, 149—163
 Менделеева, вулкан 15, 25
 Метациннабарит 27
 Моносulfид железа, аморфный
 Монтмориллонит 44
 Мышьяково-сурьянное оруднение 27
Нижне-Менделеевские, источники 17—22, 24
Нижне-Докторские, источники 17
Опал 7, 36, 37
 Охаки Пул, термальное озеро 29

- Параатакамит 243
Пирит 29, 34, 38, 48, 140, 164—170, 231
Пирротин 47, 145 146
Полигенность гидротерм 32
Прибалханская депрессия 51, 58
Реальгар 29, 57
Розовый Порсугель, грязевой вулкан 54, 61
Ротокава, геотермальный район 29
Ртуть, самородная 6, 27
Салфер-Бэнк, источники 6
Сан-Андреас, разлом 11
Свинец, самородный 5, 111—131
Серебро самородное 5, 38, 111—130
Сидерит 44
Солтон-Си, геотермальный район 11, 15, 33
Стимбот, геотермальный район 7, 25
Сульфидная фация 47
Сфалерит 5, 7, 44, 48, 178—211, 224
Тамагава, источник 6
Таупо, вулканическая зона 6, 27, 29
Тетраэдрит 38
Тоя, термальный источник 6
Тятя, вулкан 14
Узоно-Гейзерная гидротермальная система 6, 27, 28, 29
Франнг Пэн Лейк, источники 25
Халькопирит 5, 38, 48, 171—177, 224—226
Халькозин 5, 38, 171—177
Центрально-Прибалханский разлом 58
Чейн, впадина 11, 41
Челекенская геотермальная система
Челекено-Губкинское поднятие 51
Шампан Пул, термальное озеро 29
Шевелуч, вулкан 14
Шова-Шинзан, вулкан 14
Штромейерит 5, 38
Эбеко, вулкан 16, 17, 25
Эмеди, источники 27
Энаргит 23
Ярозит 233, 234

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Закономерности проявления и некоторые особенности геохимии современных металлоносных гидротерм	5
Размещение, связь с новейшей тектоникой и современным вулканизмом	6
Особенности состава и металлоносность современных гидротерм	15
Металлоносные рассолы геотермального района Солтон-Си	33
Металлоносные рассолы Красного моря	41
Характеристика впадин	41
Состав и металлоносность рассолов впадин Атлантик-II и Дискавери	42
Современное рудоотложение во впадинах	43
Металлоносные рассолы и современное рудообразование на Челекене	50
Особенности геологического строения Челекенской структуры	51
Подземные воды	64
Подземные воды апшеронских отложений	64
Металлоносные рассолы	65
Химический состав рассолов	78
Металлоносность термальных рассолов	80
Подземные воды среднего и нижнего отделов красноцветной толщи	94
Формы нахождения тяжелых металлов в термальных рассолах	98
Формы нахождения свинца и цинка в термальных рассолах в условиях поверхности	100
Экспериментальные данные по разделению отрицательных и положительных комплексов свинца и цинка	100
Расчетные данные по распределению свинца и цинка в рассолах между различными комплексными ионами	102
О возможных формах нахождения свинца в термальных рассолах в глубинных условиях	103
О формах нахождения железа, меди и кадмия в рассолах	107
Современное минералообразование	110

Отложение самородных свинца, меди и серебра из металлоносных хлоридных натриево-кальциевых рассолов	111
Минералы сероводородсодержащих рассолов	132
Образование современных сульфидов железа	134
Метастабильные фазы в датированных отложениях тонкодисперсных сульфидов железа	139
Метастабильные минералы	142
Стабильные минералы	164
Экспериментальное изучение взаимодействия золь скв. У-1 с металлической медью	170
Минералы, образующиеся при смешении металлоносных и сероводородсодержащих рассолов	177
Обсуждение данных по образованию сфалерита	209
Минералы хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых и сульфатно-натриевых вод	211
Современное оруденение в нарушенных зонах Челекенской структуры	231
Заключение	249
Список литературы	252
Предметный указатель	258

ЛЕВ МИХАЙЛОВИЧ ЛЕБЕДЕВ

Современные рудообразующие гидротермы

Редактор издательства *Л. М. Самарчян*
Переплет художника *Ю. Н. Якунинского*
Художественный редактор *В. В. Евдокимов*
Технические редакторы *Т. Г. Сивова,*
В. В. Соколова
Корректор *В. П. Крымова*

Сдано в набор 29/1 1975 г. Подписано в печать
20/VIII 1975 г. Т-15021. Формат 60×90^{1/16}. Бумага
№ 1. Печ. л. 16,5. Уч.-изд. л. 17,1. Тираж 1500 экз.
Заказ № 217/4801-4. Цена 1 р. 95 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская типография № 8 Союзполиграф-
прома при Государственном комитете Совета
Министров СССР по делам издательств, полигра-
фии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6

Уважаемый товарищ!
В издательстве „Недра“
готовятся к печати
новые книги

БУШИНСКИЙ Г. И. Геология бокситов. 30 л. 3 р. 24 к.

В монографии приведены данные по химическому и минеральному составу бокситов, их свойствам и областям применения. Изложены и критически рассмотрены гипотезы и теории происхождения бокситов, а также приведена разработанная автором латеритно-осадочная теория. Дана генетическая классификация бокситовых месторождений, описаны их типы, закономерности размещения, генезис, методы поисков и разведок.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся поисками и разведкой бокситовых месторождений, а также на специалистов по рудным месторождениям, преподавателей и студентов вузов.

ВОЛОГДИН А. Г. Закономерности формирования полезных ископаемых осадочных отложений. 30 л. 3 р. 20 к.

Работа посвящена одному из важнейших вопросов прикладной геологии — вторичной концентрации химических элементов; она раскрывает новые потенциальные возможности выявления рудных и нерудных полезных ископаемых, образование которых обуславливает специфика осадконакопления, развития геохимической среды, миграции и концентрации элементов в биосфере. Автором подчеркнута огромная роль распада органического вещества, а также физико-химического состояния отдельных сред водной оболочки Земли. Рассмотрены методы комплексного палеогеохимического исследования осадочных толщ.

Монография представляет особый интерес для геологов, занимающихся вопросами поисков месторождений полезных ископаемых осадочного генезиса, а также вопросами прогнозной оценки территорий развития мощных осадочных покровов.

МЕТАСОМАТИЗМ и рудообразование. Под ред. Ю. В. Казницына.
30 л. 3 р. 35 к.

Монография является логическим продолжением работ «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании» и «Проблемы метасоматизма», опубликованных издательством «Недра» в 1966 и 1970 гг., которые были высоко оценены научной общественностью как у нас в стране, так и за рубежом.

В монографии «Метасоматизм и рудообразование» рассмотрены общетеоретические проблемы учения о метасоматизме, основное внимание обращено на общегеологические его аспекты (роль временного и пространственного факторов в размещении и формировании метасоматических формаций). Большое внимание уделено главнейшим рудоносным метасоматическим формациям (скарнам, грейзенам, аргиллизитам, оксеталитам, карбонатам, вторичным кварцитам).

Монография рассчитана на широкий круг геологов — научных работников и практиков.

ЮШКО-ЗАХАРОВА О. Е. Платиноносность рудных месторождений. 18 л. 2 р.

Книга состоит из трех частей. В первой части охарактеризованы закономерности распределения и особенности концентрации платиновых металлов в рудных месторождениях. Во второй — приведен сравнительный анализ результатов всестороннего изучения минеральной формы нахождения платиновых металлов в рудах. В третьей — на основе рассмотрения особенностей атомного строения платиновых металлов и анализа всех данных по закономерностям их распространения в космических телах, изверженных, осадочных породах земной коры и рудных месторождениях рассмотрены условия их миграции и концентрации в различных природных процессах.

Работа рассчитана на геохимиков, а также на специалистов, занимающихся изучением рудных месторождений.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «книга — почтой» магазинов:

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61

№ 59 — 127412, Москва, И-412, Коровинское шоссе, 20.

Издательство «Недра»

10-957

1391