

Л. М. ЛЕБЕДЕВ, И. Б. НИКИТИНА

ЧЕЛЕКЕНСКАЯ РУДООБРАЗУЮЩАЯ СИСТЕМА



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

Л. М. ЛЕБЕДЕВ, И. Б. НИКИТИНА

ЧЕЛЕКЕНСКАЯ РУДООБРАЗУЮЩАЯ СИСТЕМА

4042



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1983



Челекенская рудообразующая система. Л.М. Лебедев, И.Б. Никитина. М.: Наука, 1983.

На основании многолетних минералогических и геохимических исследований в пределах Челекенской антиклинальной структуры детально характеризуются геохимические особенности термальных вод и рассолов, а также процессы минералообразования, связанные с их естественной и техногенной разгрузкой. Подробно освещены условия образования современных минералов и руд; охарактеризованы новообразованные минералы и их агрегаты. Рассмотрены некоторые проблемные вопросы, связанные с изучением современного гидротермального минералообразования.

Ответственный редактор
академик Ф.В. ЧУХРОВ

Лев Михайлович Лебедев, Инна Борисовна Никитина
ЧЕЛЕКЕНСКАЯ РУДООБРАЗУЮЩАЯ СИСТЕМА

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

Редактор П.Г. Кучеревский. Редактор издательства Т.Б. Гришина
Художник А.Б. Шкловская. Художественный редактор М.В. Версоцкая
Технический редактор Г.П. Каренина. Корректор Н.И. Харламова

ИБ № 27268

Подписано к печати 17.10.83. Т—16473. Формат 60 × 90 1/16. Бумага для глубокой печати
Печать офсетная. Усл.печ.л. 15,0 + 1,5 вкл. Усл. кр.-отт. 16,5. Уч.-изд.л. 21,9
Тираж 600 экз. Тип. зак. 786. Цена. 3 р. 70 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1904020000—553
П ————— 188—83—IV
042 (02) —83

© Издательство "Наука"
1983 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблемы гидротермального минералообразования, а в связи с ними и такие проблемные вопросы образования минеральных месторождений, как состав рудообразующих растворов, формы переноса рудных компонентов, факторы, определяющие выделение этих компонентов из растворов, источники рудного вещества и др., несмотря на значительные успехи исследований, все еще далеки от своего разрешения. Специалисты отдают себе отчет, сколь велики еще наши незнания в этой области, и тем большую значимость приобретает изучение современных гидротермальных систем, особенно тех, которые формируют различного рода рудопроявления.

Не будет большого преувеличения в утверждении, что на протяжении последних полутора десятков лет Челекен волнует умы геологов-рудников, минералогов и геохимиков всех стран. Из всех современных рудообразующих гидротермальных систем рассольного типа Челекенская система выделяется как масштабностью рудообразования, так и многообразием минеральных форм.

Следует отметить, что открытие этих, действительно уникальных процессов минерало- и рудообразования на Челекене могло и не совершиться, если бы не интригующие слова А.Е. Ферсмана: «На острове¹ Челекене все кипит и бурлит. Всюду текут горячие источники, насыщенные разными солями. Мерно качаются "богомолки", выкачивая на поверхность земли нефть. Своеобразно свистят струи углеводородов, выделяющихся на озере. Эта замечательная картина еще дополняется разнообразием осадков, отлагаемых горячими термами: то это ярко-красные или бурые осадки горячих источников, которые образуют целую систему ступенек-блюдец, сотнями окаймляющих сопки горячих терм, то это сверкающие корочки серебристого колчедана, покрывающего все предметы, начиная с камней и облицовочных кирпичей и кончая канатами и деревянными частями срубов» [84, с. 167].

Именно эта зажигательная характеристика протекающих на Челекене процессов и побудила нас² посетить полуостров. Действительность превзошла ожидаемое: были обнаружены источники, в которых отлагался черный, пигментированный сульфидами железа арагонит, содержащий включения сфалерита и галенита. Более того, в оголовках нескольких скважин были обнаружены значительные скопления самородного свинца, выделившегося из термальных рассолов. Становилось очевидным, что в термальных рассолах Челекена содержатся халькофильные компоненты (свинец, цинк и медь) которые при соответствующих условиях выделяются в виде сульфидов и самородных минералов, т.е. п-ов Челекен может рассматриваться как новый район проявления горячих металло-

¹ В настоящее время в связи с понижением уровня Каспийского моря Челекен соединился с материком и превратился в полуостров. (Примеч. авт.)

² В июле 1965 г. совместно с Н.А. Озеровой.

носных рассолов, аналогичных рассолам Красного моря и района Солтон-Си в Калифорнии (США). Не менее очевидной становилась также необходимость постановки серьезных геохимических и минералогических исследований в этом районе.

Термальные рассолы Челекена с их высокими температурами и своеобразным составом издавна привлекали внимание исследователей. Изучению этих вод посвящены работы А.И. Смолко [76, 77], В.Б. Порфирьева [67], Н.В. Тагеевой [79], З.Я. Кравчинского [41], В.В. Семеновича [74, 75], А.В. Щербакова [99]. Вопросы современного минералообразования, связанного с разгрузкой термальных вод и рассолов на Челекене, хотя и затрагивались рядом исследователей (А.П. Иванов [33], А.Е. Ферсман [84], Н.В. Тагеева [79], М.М. Константинов [39]), но должного освещения не получили.

В основу монографии положены исследования авторов, проводившиеся на п-ве Челекен с 1965 по 1980 г. При постановке работ, целью которых было изучение протекающих процессов гидротермального минералообразования, основные задачи сводились: 1) к исследованию особенностей химического состава термальных рассолов и вод, их физико-химических параметров ($T^{\circ}\text{C}$, pH, Eh); 2) изучению качественного состояния растворенных в них рудных компонентов; 3) выявлению факторов, определяющих выделение рудных компонентов в виде минеральных фаз и, наконец, 4) изучению образующихся минералов и их агрегатов. При проведении исследований открывались и требовали изучения такие новые явления, как аномальные распределения содержаний халькофильных элементов в рассолах в пределах структуры, изменения концентраций этих элементов во времени, превращения метастабильных минеральных фаз, перекристаллизация образовавшихся минеральных агрегатов и др.

Таким образом, главным являлось изучение особенностей состава существующих термальных вод и рассолов и их минералообразующей деятельности в процессах естественной и техногенной разгрузки. Авторы не ставили перед собой задачу выяснения происхождения термальных рассолов Челекена, хотя и оставляют за собой право на собственную точку зрения по этому поводу.

Особое внимание в работе уделено исследованию особенностей минералообразования, связанного как с автономной (естественной и техногенной) разгрузкой металлоносных и сероводородсодержащих рассолов, так и в условиях их сопряжения в процессе разгрузки. Менее подробно характеризуются аналогичные явления, связанные с хлоридно-бикарбонатно-натриевыми и сульфатными водами при их автономной и сопряженной с другими водами разгрузкой.

В сборе первичного материала принимали участие И.С. Зябко, Б.А. Московцев и Л.П. Шурманов. При проведении глубинного опробования скважин большую помощь оказали работники Челекенского химического завода Э.Ю. Барабаш и В.М. Двойнин, которым авторы приносят большую благодарность.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЧЕЛЕКЕНСКОЙ СТРУКТУРЫ

Полуостров Челекен до 1925 г. был островом. В результате опускания уровня Каспийского моря и новейших тектонических движений произошло его соединение с материком. По характеру поверхности Челекен является продолжением северной части Западно-Туркменской низменности. По В.В. Семеновичу, определяющие формы его рельефа: 1) барханные и грядовые пески, 2) солончаки и 3) эрозионно-останцовые формы.

В центре полуострова располагается возвышенность Чокрак, протянувшаяся с запад-юго-запада на восток-северо-восток. Морфологически она резко асимметрична, характеризуясь пологим север-северо-западным склоном и крутым юг-юго-восточным. В пределах этой возвышенности выделяются три террасы хвалынского моря. Верхняя терраса, охватывающая поверхности с отметками 80–90 м, очень сильно эродирована и сохранилась в виде узких обрывков в пределах водораздела. В направлении на север-северо-запад от первой четко выделяются сначала вторая терраса с отметками порядка 50 м, а затем в пределах отметок 15–20 м — третья. Эти террасы полого наклонены на север-северо-запад и покрыты несогласно залегающими на более древних породах хвалынскими отложениями. Возвышенность Чокрак изрезана глубокими оврагами и характеризуется эрозионно-останцовым рельефом. Как отмечает В.В. Семенович, большинство оврагов, особенно между первой и второй террасами, узки и крутостенны. Этот факт не только свидетельствует о значительном изменении базиса эрозии в недавнее время, но и, учитывая также наклон второй и третьей террас, подтверждает предположение о новейших подъемах центральной части Челекена, происходивших в послехвалынского время [75].

Северная часть полуострова покрыта барханными песками и характеризуется в пониженных участках отметками, близкими к нулю, а среди песчаных гряд — достигающими для отдельных барханов 20–30 м. Южная часть полуострова характеризуется отрицательными отметками (от 0 до –28 м), значительная площадь занята солончаками, переходящими в южном направлении в мелкобугристые пески и в песчаный пляж, протягивающийся вдоль берега залива Карагель.

Основными факторами формирования рельефа Челекена являлись тектоническое вздымание его центральной части и абразия водами хвалынского моря. В формировании же рельефа центральной возвышенности Чокрак большую роль играли факторы поверхностной разгрузки подземных вод и рассолов, а также золотые процессы [75].

Характеристика геологического строения п-ова Челекен приводится в основном по данным В.В. Вебера и К.К. Калицкого [15, 16], В.В. Семеновича [73, 75], А.Б. Вистелиуса [21], М.А. Романовой [71], А.Б. Вистелиуса и М.Н. Романовой [22]. Фундаментальные исследования указанных авторов являются основополагающими для описываемого района. Читателя, желающего более глубоко ознакомиться со стратиграфией, литологией и тектоникой 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 отложениями. Исключительно высокие темпы погружения во время третичного и четвертичного периодов, отрицательные аномалии силы тяжести, интенсивное проявление новейшей как пликвативной, так и дизъюнктивной тектоники послужило Ю.Н. Годину (1969 г.) 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 [32]. 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 [15, 16] дополнили этот разрез вверх и вниз, выделили в нем ряд маркирующих горизонтов. В 1949 г. А.И. Смолко и Г.И. Попов провели границу между апшеронским и акчагыльским ярусами несколько ниже. Вместо местных названий отложений П.В. Федоровым [83] были введены общепринятые названия: хазарский, хвалынский и новокаспийский ярусы. Бакинский ярус, относимый В.В. Вебером и К.К. Калицким к неогену, был отнесен к четвертичной системе. Современная схема стратиграфического расчленения отложений, слагающих п-ов Челекен, дана в табл. 1, а краткая характеристика отложений на фиг. 1 и далее в тексте.

Отложения новокаспийского, хвалынского и хазарского ярусов представлены серыми грубыми песками, буровато-серыми и красноватыми глинами, часто известковыми. Они морского и континентального происхождения. Развитие на крыльях и периклиналах 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 их мощность в результате трансгрессивного перекрытия его более молодыми отложениями неизвестна. Породы рассматриваемого яруса перебиты сбросами.

Характерным для этих пород является тектоническое месиво, образованное при истечении песчаного и глинистого материала [23]. Это или конгломераты глин в песках, или "инъекционные" скопления песков в глинах. Подобные текстуры наблюдаются также в породах апшеронского яруса и в отложениях красноцветной толщи.

Отложения апшеронского яруса в плане (см. фиг. 1) как бы вставлены в кольцо бакинских отложений и охватывают непрерывной полосой выходы пород акчагыльского яруса и красноцветной толщи, частично же обрывками обнажаются в ряде тектонических блоков. Представлены они в основном серыми и коричневыми плотными песчанистыми и из-

Стратиграфическое расчленение отложений п-ва Челекен

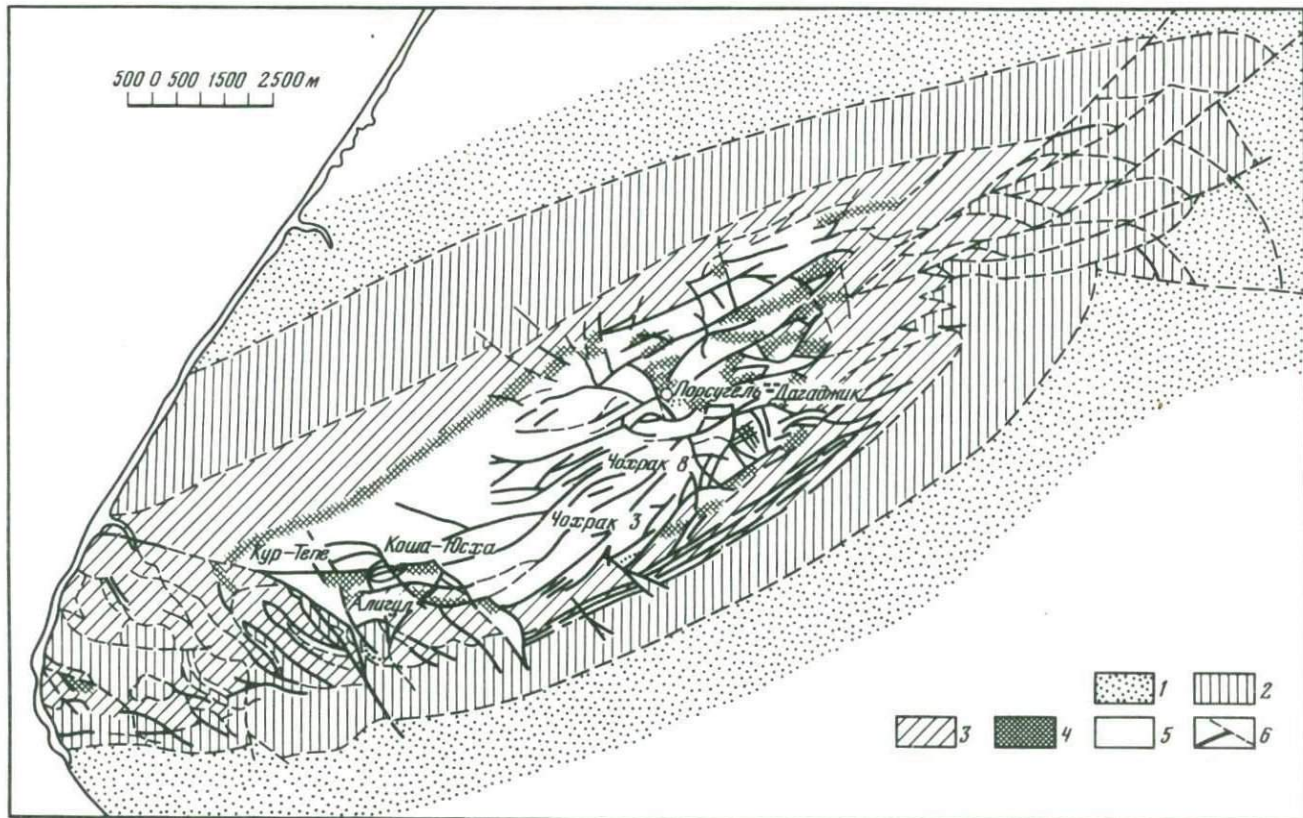
Система	Ярус, толща	Подъярус	Суммарная мощность, м	
Четвертичная система	Новокаспийский	—	60—70	
	Хвальинский	—		
	Хазарский	—		
	Бакинский	Верхний Нижний	180—250	
Неогеновая система	Плиоцен	Апшеронский	Верхний Средний Нижний	285—540
		Акчагыльский	—	20—50
		Красноцветная толща	—	2100—2500
	Миоцен	Породы, подстилающие красноцветную толщу	—	—

вестковистыми 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 крупнообразную массу. Мощность отложений апшеронского яруса подвержена значительным изменениям по площади. По данным бурения, она достигает 540 м, в пределах восточной периклинали — 410 м на северном крыле и 255 м на западной периклинали складки.

В районе древнего грязевого вулкана Алигул и ныне действующего вулкана, кратер которого занят оз. Розовый Порсугель, значительное место среди апшеронских отложений занимает грязевулканическая брекчия. В ее основании, в урочище Алигул, на породах нижнего апшерона несогласно залегают валуны и огромные глыбы пород разнообразного литологического состава: оолитовые и кристаллические известняки, песчаники, мергели, 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, к северо-востоку от него. В отложениях акчагыльского яруса отсутствуют песчаные слои. Их 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. Благодаря обилию позвонков рыб на выходах пластов этому ярусу было дано название "рыбные пласты" [32]. Мощность отложений 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 км. 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 [15, 32].

В 1953—1955 гг. А.Б. Вистелиусу и М.А. Романовой удалось расчленить обнаженную часть красноцветной толщи на шесть горизонтов при помощи методов крупномасштабной аэрофотосъемки 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 [20, 22, 21, 71].

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

Карагельский горизонт. В верхней части представлен преобладающими глинами и алевритами, а в нижней — чередующимися песками, алевритами и глинами. 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 низы кутубурунского горизонта значительно более глинистые. Общая мощность 116—168 м.

Кошаюхинский горизонт. Характеризуется многочисленными глинистыми слоями, переслаивающимися с алевритами. Глинистость с глубиной постепенно возрастает и, достигнув максимума в центральной части толщи, падает. Однако как в центральной (наиболее глинистой) части, так и в подошве горизонта отмечаются мощные песчаные пласты. Мощность горизонта составляет 45—71 м.

Кишмишлинский горизонт. Представлен в верхней части переслаивающимися песками, алевритами и глинами. В нижней части повышается песчаность — отмечаются два мощных (20 м) слоя песка, разделенных пачками алевритов. Мощность отложений горизонта 54—84 м.

Кушкузланский горизонт. Установлена только верхняя часть, характеризующаяся резким преобладанием глин и алевритов. Видимая мощность от 5 до 39 м. Общая мощность отложений 540 м.

Верхние три горизонта по сравнению с тремя нижними имеют повышенную песчаность. Верхняя часть каждого горизонта обогащена глинами, а нижняя — песчаным материалом, за исключением куртепинского, который в целом имеет повышенную песчаность.

Пески представлены тонкозернистыми разностями, окрашенными

Фиг. 1. Схема геологического строения Челекана (по А.С. Архипченко и др.)

1 — хазарский ярус; 2 — бакинский ярус; 3 — апшеронский ярус; 4 — акчагыльский ярус; 5 — красноцветная толща; 6 — сбросы

Результаты спектрального анализа некоторых минералов из песков
красноцветной толщи (в %) по А.Б. Вистелиусу [21]

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

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-алевритовых пород следующий: кварц, полевошпат, слюда и амфиболы. М.А. Романова [71], проводившая минералогическое исследование этих пород, установила до 62 минералов. В тяжелой фракции песчаных пород обнаружены значительные количества гранатов, циркона, ильменита и рутила. Некоторые минералы оказались важными для установления областей питания продуктами размыва, формирующих красноцветную толщу Челекена. В табл. 2 приведены результаты полуколичественного спектрального анализа некоторых минералов из песков и алевритов [21].

Кроме 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, показали примерно одинаковое содержание закисного железа в бурых и зеленовато-бурых глинах и резко пониженное содержание

Гранат чистый	Гранат с включениями	Рутил	Роговая обманка
Преобладает	Преобладает	0,01—0,03	3—10
1—3	1/3	0,1	1—3
1—3	1—3	0,1	1—3
10	10	0,3—1	3—10
3—10	3—10	0,03—0,1	0,1—0,3
—	—	—	0,003—0,01
0,001?	0,001	—	0,001
0,001—0,003	0,001—0,003	Преобладает	1—3
0,003—0,01	0,01?	0,1—0,3	0,001—0,03
0,01	—	0,03—0,1	0,1
0,01—0,03	0,01—0,03	0,03—0,1	0,01
—	—	0,03—0,1	—
—	—	—	Следы
Следы	0,001	0,001?	0,001
0,001	0,003	0,001—0,003	0,001
0,1	0,1	—	0,1?
—	—	0,003—0,01	0,001?
—	0,003	0,01—0,03	—
?	0,001	—	0,003
—	—	—	0,03
—	—	—	0,1—0,3
—	—	—	—
—	—	—	—
0,01—0,03	0,01	0,001	—

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. 3 приведен химический состав некоторых разновидностей глин.

Все вышесказанное о красноцветной толще относилось к ее верхам, непосредственно обнажающимся в центральной части Челекена. Отложения нижней ее части по своему характеру практически не отличаются от обнажающихся пород, и лишь в самых низах красноцветной толщи отмечаются прослои, обогащенные ангидритом и анкеритом. Для всей толщи в целом песчаность убывает сверху вниз; при этом в верхней части она составляет 60—62%, в средней — 50% и в нижней — 40% и менее. Общая мощность красноцветной толщи достигает 2500 м.

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

В разрезе Челекена отмечаются следующие угловые и стратиграфические несогласия: 1) следы размывов в красноцветной толще; 2) стратиграфическое несогласие между породами красноцветной толщи и ачкагыльскими отложениями; 3) слабое угловое несогласие в нижнем апшероне; 4) резкое угловое несогласие между отложениями нижнего и среднего апшерона; 5) угловое несогласие между породами среднего и верхнего апшерона; 6) резкое несогласие и крупный размыв между апшеронскими и бакинскими отложениями; 7) следы размыва в породах бакинского яруса; 8) ряд несогласий в постплиоценовых отложениях.

Химический состав глин верхнего отдела красноцветной толщи (в %) по А.Б. Вистелиусу [21]

Компоненты	Буряя			Зеленовато-буряя	
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 а	99,50	99,81	100,20	99,97	100,35

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

Поскольку Челекенская брахиантиклиналь является одной из локальных структур Пирбалханской депрессии, следует отметить, хотя бы в самых общих чертах, особенности ее строения. Тем более, что имеются достаточно аргументированные данные [9] о пространственном совпадении большинства локальных структур этой депрессии с зоной Центрально-Прибалханского разлома.

Прибалханская депрессия приурочена к северной части Западно-Туркменской впадины. С севера она граничит с Кубадаг-Большебалханским мегантиклинорием, а с юга — с грязевым вулканом 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 постепенно — в сторону Копетдага. Подобное асимметричное строение Прибалханской депрессии подтверждается данными гравиметрии. К югу от Кубадага и Большого Балхана отмечаются резкое падение значений силы тяжести, а к югу от оси депрессии (в сторону Копетдага) возрастание значительной силы тяжести происходит постепенно. Н.С. Бескровный, С.Д. Гемпт и Т.В. Шварц [9] отмечают, что наиболее отчетливо Прибалханская депрессия фиксируется по поверхности Мохоровичича и по кровле кристаллического фундамента. По данным этих авторов, 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 [63], 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 [26].

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 простирания и параллельные оси складки. Сбросы неоднородны также и по величине смещения. Имеются сбросы с амплитудой до десятков и сотен метров и мелкие — в несколько сантиметров. Среди первых выделяются несколько особенно крупных сбросов, определивших современный облик Челекена.

Наиболее существенным нарушением является система Главного Челекенского сброса (выделенная еще в 1901 г. А.П. Ивановым), протггивающаяся от восточной периклинали через весь свод на запад. Она делит складку на северо-восточное крыло, присводовую часть и юго-восточное крыло. Именно наличием этой системы 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 простирание. Здесь выделяются Алигул-Куртепинский сброс, отделяющий Западную периклинали от остальной части складки, и Мирзабекская система сбросов, отсекающая эту периклинали с юго-запада. В присводовой части выделяются шесть следующих районов: 1) западный Челекен; 2) район грязевого вулкана Алигул; 3) площадь между Алигулом и Чоккраком; 4) возвышенность Чокрак; 5) район оз. Розовый Порсугель; 6) Восточная периклинали.

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. Простирание пластов и сбросов в восточной части грабена северо-западное (падение пластов на северо-восток) и сечет простирание 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 относительно друг друга по падению с образованием мелких складок и разрывов, с выжиманием пластических масс в зоны пониженных давлений. Эти процессы сопровождалась явлениями выполнения зияющих разрывов (нептунические дайки), расползания и раздавливания слоев, выжимания пород, прогибания слоев и тектурных изменений слоистых отложений [23].

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 интрузивались в трещины (нептунические дайки). В строении этого района наблюдается много общего со строением Западного Челекена — происходит опускание тектонических блоков по направлению к Алигулу, а также отмечается большое количество сбросов и трещин.

Восточнее района Алигул протягивается юго-восточное крыло складки, большая часть которого 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 Чокраком обнажаются породы красноцветной толщи, контактирующие на юге по сбросам с надкрасноцветными отложениями. Здесь характерны продольные сбросы с небольшой амплитудой (только один сброс имеет амплитуду 300—400 м). Причем количество сбросов уменьшается к северу. В северной части этого участка прослеживается всего несколько сбросов с амплитудой 1,5—2 м. Падение слоев северо-западное.

Возвышенность Чокрак 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 Чокрака падение пород на северо-запад.

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

От оз. 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 широко распространены красноцветные отложения с общим падением слоев на северо-запад.

Северо-восточное крыло складки характеризуется развитием сбросов в пределах выходов пород красноцветной толщи. В других частях этого крыла из-за недостаточности данных проследить тектонические нарушения не удалось.

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 мощностью до 50 м. Тектонические блоки, как правило, не деформированы. В открытые трещины часто внедряется гидропластический песок [23]. Большая часть разрывных нарушений минерализована. Разгрузка глубинных вод по тектоническим нарушениям происходит и в настоящее время.

Исследования, проведенные В.М. Будько [12], показали, что наибольшая густота разрывов приходится на северо-восточную часть юго-восточного крыла складки, преобладающая часть разрывов имеет юг-юго-восточное падение и значительно меньшая — северо-западное. Наиболее распространены углы падения от 50° до 80° . Амплитуда сбросов меняется от сотен метров до сантиметров. Один и тот же разлом может формировать несколько тектонических блоков, перемещение которых в крыльях разлома происходит более или менее самостоятельно. Каждый из опущенных блоков образует как бы отдельные фестоны, соединение которых между собой дает общую линию разлома. 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 отложения) 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 [22].

Наблюдения над сбросами позволяют заключить, что они формировались в несколько этапов. При этом до начала формирования более молодых сбросов успевала произойти минерализация более древних. По исследованиям А.И. Смолко [76], возраст новейших сбросов не старше верхнечетвертичных отложений, а М.К. Мирзаханову удалось обнаружить сброс, образование которого происходит и в настоящее время.

Полуостров Челекен изобилует высокоминерализованными термальными водами. Водопроявления многочисленны и весьма разнообразны по характеру: источники, озера грязевых вулканов, воды буровых скважин.

Многочисленные источники представлены: 1) источниками, высачивающимися из обнажающихся песчаных водоносных слоев; 2) техногенными источниками, возникающими около глубоких скважин в результате их закупорки. Разнообразен состав вод источников: отмечаются источники термальных рассолов с повышенным содержанием железа (источники урочища Хораз); многочисленные сероводородные источники южного и юго-восточного Предчохрачья; углекислые источники в районе угасшего грязевого вулкана Алигул; сероводородные и водо-нефтяные источники в пределах Алигул-Куртепинской системы нарушений.

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) в породах апшеронских отложений;
- 2) в породах верхнего отдела красноцветной толщи (металлоносные рассолы);
- 3) в породах среднего и нижнего отдела 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 Предчохранье, где на ровной поверхности, постепенно переходящей в солончак, располагаются группы невысоких округлых бугров, на которых строго линейно расположены многочисленные источники — Большой, Западный, Пульсирующий и др. Преобладают многочисленные слабосочащающиеся источники, но нередки и более высокодебитные источники, представленные конусообразными постройками с округлыми грифонами на вершине ("водяные" вулканчики). Высота построек варьирует от 10 до 70 см, размеры грифонов колеблются соответственно от 5 до 40 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°С (при температуре воздуха 25–30°С). Минерализация вод невелика — 35–40 г/л. Химический состав вод апшеронских отложений приведен в табл. 4.

Воды практически не содержат металлов и в силу этого детально не исследовались.

Таблица 4

Химический состав вод апшеронских отложений

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	0,946	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

Таблица 4 (окончание)

Источники	Единицы измерения	Cd	Сумма катионов	Cl ⁻	Br ⁻	J ⁻
Большой	мг/л	Нет	10943,85	17600	66,60	21,16
	мг-экв/л	—	542,627	496,65	0,834	0,167
	% экв	—	99,30	99,00	0,169	0,038
Западный	мг/л	Нет	11816,74	20200	69,40	21,16
	мг-экв/л	—	549,990	567,00	0,865	0,167
	% экв	—	100	99,30	0,150	0,038
Пульсирующий	мг/л	Нет	11030,43	18450	53,40	33,80
	мг-экв/л	—	514,650	519,75	0,680	0,266
	% экв	—	99,85	99,00	0,124	0,050

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ РАССОЛЫ

Основные водоносные горизонты на Челекене приурочены к красноцветной толще. 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, пески в верхнем отделе достигают 60–62%, в среднем — около 50%, а в нижнем — варьируют от 40 до 30%. Как уже отмечалось выше (см. стр. 9), 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 кушкүзланского характерно преобладание глин и алевроитов.

Разведочными и эксплуатационными буровыми работами в верхнем отделе красноцветной толщи выделены двенадцать водоносных горизонтов. Мощность водоносных горизонтов определяется мощностью песчаных пород и варьирует от 20 до 100 м и более. Основные водоносные горизонты были обстоятельно охарактеризованы З.Я. Кравчинским [41]. Их краткая гидрогеологическая характеристика, по данным этого автора, приведена в табл. 5.

В результате значительной тектонической нарушенности структуры все указанные водоносные горизонты гидродинамически взаимосвязаны.

	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ²⁺	Fe ³⁺	As	Pb	Cu	Zn
	1378,8	1508,0	2,31	1,44	0,05	Нет	Следы	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
	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
	73,5	55,4	0,190	0,274	—	—	—	—
	14,27	10,76	—	—	—	—	—	—

	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	H ₂ BO ₃ ⁻	Сумма анионов	CO ₂	H ₂ S	pH	Еh	T°, C
	4,11	116,90	67,10	17875,87	36,96	Не обн.			
	0,086	1,90	1,105	500,742	—	—	7,50	+260	25
	0,028	0,381	0,231	99,9	—	—			
	4,94	131,00	82,40	20508,90	42,30	Не обн.			
	0,103	2,16	1,360	571,645	—	—	7,30	+340	24
	0,025	0,397	0,235	100,6	—	—			
	4,93	126,88	101,00	18760,01	64,60	Не обн.			
	0,108	2,08	1,660	525,089	—	—	7,35	+200	25
	0,025	0,396	0,320	99,9	—	—			

Таблица 5

Гидрогеологическая характеристика основных водоносных горизонтов

% горизонта	Краткая литологическая характеристика водоносного горизонта	Мощность, м	Пористость песков, %	Проницаемость, дарси	Водонасыщенность, %
I	Переслаивание светло-серых и коричневато-серых песков с плотными известковистыми глинами; пески преобладают (до 70%)	60—110	31,6	—	63—85,9
II	Светло-серый зеленоватый известковистый песок, чередующийся с маломощными прослоями серых плотных глин	53—80	31,09	0,220	73,2—89,9
III	Мелкозернистые светло-серые известковистые пески с пропластками светло-коричневых мергелистых глин	44—60	33,8	0,342	—
IV	Пески от светло-серых до светло-коричневых; чередуются с красновато-коричневыми глинами	65—110	32,6	0,226—1,100	65,56—94,80
V	Два пласта мелкозернистых коричневато-серых песков, разделенных плослоем темно-коричневой глины	18—36	34—27	—	80,79—100
VI	Светло-серые пески с прослоями коричневых глин	25	35,6	0,250—0,354	87,00—100
VII	Пески светло-серые с зеленоватым оттенком чередуются с пропластками темно-коричневой глины; пески преобладают (до 80%)	40—50	33,9	0,278—0,353	83,92—92,6
VIII	Переслаивание светло-коричневых мелкозернистых песков с плотными коричневыми известковистыми глинами	25	30,9	0,149—0,870	64,3—86,09
IX	Переслаивание серых и темно-коричневых известковистых песков с плотными известковистыми глинами	30	33,12	0,314	53,2—90,3
X	Чередование зеленовато-серых глинистых песков с темно-коричневой глиной	—	—	—	—

Общий анализ газа из вод верхнего отдела красноцветной толщи (в % от объема) *

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. У-1	2,7	1,3	0,0	7,2	0,0	56,6		32,2
Западная периклиналь, VIII водоносный горизонт; скв. Г-10	1,6	Нет	0,0	37,6	0,0	44,6	4,2	12,0
Западная периклиналь, 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. Э-75	0,8	"	0,0	29,6	0,0	6,92	0,68	62,0
Юго-восточное крыло, X водоносный горизонт; скв. Э-116	1,6	"	0,0	42,0	0,0	15,12	2,88	38,4

* Анализы выполнены в газовой лаборатории ИГЕМ АН СССР под руководством М.М. Элинсон.

Более того, эта взаимосвязь проявляется не только в пределах верхнего отдела толщи, но и благодаря более глубоким нарушениям термальные воды нижнего и среднего отделов красноцветной толщи подпитывают водоносные горизонты верхнего отдела. Подобная гидродинамическая связь между водами нижнего, среднего и верхнего отделов красноцветной толщи отмечалась многократно многими исследователями. Так, В.В. Семенович [75] 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 [9], подчеркивая 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 водносных горизонтов красноцветной толщи в пределах Челекенской антиклинальной структуры в различных ее участках проявляется неодинаково. Наиболее ярко она проявлена в сводовой части структуры и в районах действия грязевых вулканов.

Для всех водоносных горизонтов верхнего отдела красноцветной толщи отмечается высокая температура подземных вод: от 40 до 80°С на выходе из скважин и до 98°С на глубине (одиннадцатый водоносный горизонт).

Наиболее высокие температуры вод (67–81°С) отмечаются в скважинах, дренирующих различные водоносные горизонты в районах наиболее крупных тектонических нарушений — в системе Главного Челекенского сброса и Алигул-Куртепинского сброса.

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 мВ +140 мВ — на глубине¹. Подобные значения окислительно-восстановительного потенциала свидетельствуют о слабовосстановительной среде. Это подтверждается и газовым составом вод всех горизонтов, в котором преобладают углеводороды (табл. 6). 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 проб в значительных количествах отмечается водород, появление которого связано, очевидно, с глубинными тектоническими разломами.

Методы анализа хлоридно-натриевых металлоносных рассолов

Пробы рассолов отбирали на устье скважин, а также с разных горизонтов. Непосредственно у скважин во время поробования определяли pH, Eh, HCO_3^- , CO_3^{2-} , CO_2 св., H_2S , Fe^{2+} , Fe^{3+} .

Для измерения pH использовали переносной pH-метр-милливольтметр марки ППМ-03М1, в схему которого были внесены некоторые изменения, связанные с необходимостью измерения pH при высоких температурах. Вместо комбинированного стеклянного электрода, прилагаемого к этому прибору, применяли электроды марки ЭВЛ-1МЗ (электрод сравнения) и ЭСЛ-11Г-04/05. Прибор градуировали по буферным растворам при температурах от 40 до 100°C с интервалом 10°C. Градуировочные графики строили в координатах мВ—pH и проверяли перед предстоящим опробованием. Измеренная в стационарной лаборатории величина pH отличалась только в некоторых пробах от 0,1—0,2 единицы, в сторону завышения.

Для измерения Eh использовали тот же прибор, но без внесения в схему конструктивных изменений. Вместо же прилагаемого датчика, состоящего из платинового измерительного и хлорсеребряного сравнительного электрода, использовали три платиновых и каломельный электроды, вмонтированные в одну обойму. Электроды градуировали по стандартному раствору. За основу принимали среднюю арифметическую величину из трех измерений каждым платиновым электродом с учетом замеров, расходящихся не более чем на 20 мВ.

Концентрацию двуокиси углерода в рассолах определяли по стандартной методике [69] (объемный вариант с тремя параллельными определениями). Относительная ошибка составляла ± 10 —15%. Гидрокарбонат-ион определяли титрованием кислотой по метилоранжу.

Для определения свободного сероводорода и гидросульфид-иона на месте опробования отбирали специальную пробу в калиброванную "зарядку" с раствором уксуснокислого кадмия. При этом сероводород и сульфидная сера связывались в сульфид кадмия. В лаборатории осадок сульфида кадмия отделяли, растворяли в кислоте, определение заканчивалось иодометрическим методом. Относительная ошибка определения не превышала 5%, а для большинства проб — составляла 2%.

Железо в исследуемых растворах находится преимущественно в виде Fe^{2+} и определялось колориметрически с α, α' -дипиридиллом во время опробования. Сравнение окрасок проводилось визуально в цилиндрах Генера. Fe^{3+} определялся колориметрически с роданидом калия. Через сутки концентрация двухвалентного железа резко падала, а на дне бутылки появлялся бурый осадок гидроокислов.

¹ Измерено в условиях поверхности в пробах, поднятых пробоотборником Приз-11. Единичные прямые замеры Eh в участках перфорации (Зотов и др., 1981 г.) дают значения Eh от -140 до -240 мВ.

Резко сокращалась при стоянии и концентрация мышьяка, по-видимому, частично вследствие летучести AsH_3 , а частично — вследствие соосаждения с гидроокислами железа. Поэтому мышьяк определяли через несколько часов после опробования колориметрически по желто-коричневой окраске соединения $As(HgI)_3$ [69].

В поступивших в лабораторию пробах, как уже отмечалось, немедленно определяли мышьяк. Затем пробы отфильтровывали через фильтр "красная лента" и подкисляли 1 мл безметалльной HCl 1 : 1 на 100 мл рассола. Аликвотную часть рассола, не подкисленного соляной кислотой, разбавляли в мерной колбе дистиллированной прокипяченной водой в десять раз; из этого раствора определяли Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Sr^{2+} , Ba^{2+} , Na^+ , K^+ , Li^+ , Rb^+ , Cs . Применяемые методы и их точность приведены в табл. 7.

Для определения брома и иода использовали соответственно гипохлоритный и нитритный методы. В среде хлористого натрия бром окисляется гипохлоритом калия (при pH 6—7) в бромат-ион. Избыток гипохлорита удалялся оксалатом калия при кипячении. Определение заканчивалось иодометрически.

Иодид-ион в исходной пробе, подкисленной до pH 1—1,5, окислялся 2%-ым раствором нитрита натрия. Выделившийся иод экстрагировали хлороформом и титровали в хлороформном слое гипосульфитом до обесцвечивания органического слоя.

Сульфат-ион определяли весовым методом из аликвотной части, которую сильно разбавляли в стакане перед добавлением осадителя.

Содержание бора определяли объемным методом — титрованием щелочью натрия в присутствии маннита из 25 или 50 мл рассола с предварительным отделением осаждением мешающих катионов.

Марганец выделяли из 50—100 мл исходного раствора (с последующим его разбавлением) путем соосаждения с гидратом окиси магния при pH 8,7—9,5. Осадок гидроокислов фильтровали через фильтр "красная лента", промывали, но полностью освободиться от ионов хлора при этом не удавалось. Осадок переносили в стакан, растворяли в разбавленной серной кислоте, раствор упаривали до паров SO_3 . Для окисления органических веществ добавляли 2—3 мл концентрированной HNO_3 . Производили 2—3 раза упаривание до паров SO_3 до влажных солей. Сухой остаток растворяли при нагревании в 5%-ной H_2SO_4 , а нерастворимый остаток отфильтровывали. В фильтрате марганец окисляли надсерноокислым аммонием в присутствии азотнокислого серебра и ортофосфорной кислоты. Растворы, переведенные в мерные колбы, фотометрировали на фотоколориметре ФЭК-56 М.

Определение H_4SiO_4 проводилось спектрофотометрическим методом из 25 мл рассола по синему кремнемолибденовому комплексу. Необходимым условием правильности определения является создание pH 1,5—2,0 при получении желтого $Si-Mo$ -комплекса. В качестве восстановителя применялся раствор метола с сульфитом натрия. Чувствительность метода составляла 0,2 мг/л.

В основу определения алюминия положена методика, предложенная Н.Н. Басаргиным и Р.Л. Телешевой [7] для силикатных пород и минералов и доработанная Н.Н. Басаргиным и В.С. Быковой [8], в которую были внесены изменения и дополнения, необходимые для анализа вод сложного химического состава. Для определения алюминия 10—15 мл подкисленного при отборе пробы рассола отбирали в стакан емкостью 150 мл, добавляли несколько капель азотной кислоты и 10 мл хлорной кислоты. Содержимое стакана упаривали до густых паров $HClO_4$, охлаждали и после обмывания стенок стакана водой опять доводили до густых паров $HClO_4$.

Методы и точность определения компонентов в хлоридно-натриевых рассолах

Определяемый компонент	Пределы определяемых концентраций, мг/л	Метод определения	Чувствительность, мг/л	Абсолютная ошибка, мг/л	Относительная ошибка, %
HCO_3^-	10—80	Объемный, ацидометрический	0,2	$\pm 5-10$	5—8
CO_2 св	50—200	Объемный, алкалиметрический	0,5	$\pm 5-20$	8—10
H_2S	5—30	Объемный иодометрический с выделением в виде CdS	0,2	$\pm 0,5-2,0$	1—2
Fe^{2+}	5—25	Колориметрический с α, α' -дипиридилем	0,02	$\pm 0,02-0,5$	0,5—2
Fe^{3+}	1—5	Колориметрический с роданидом калия	0,02	$\pm 0,02-0,5$	1—10
As	0,02—3,0	Колориметрический по желто-коричневой окраске As (Hgl)	0,02	$\pm 0,02-0,10$	3—5
Cl^-	100 000—180 000	Объемный меркуриметрический; потенциометрический	0,5	$\pm 25-100$	0,5—1
Br	200—700	Объемный иодометрический с гипохлоритом	1	$\pm 5-40$	2—8
I	20—40	Объемный гипосульфидный с предварительной экстракцией	0,5	$\pm 2-5$	2—8
F^-	0—20	Спектрофотометрический с ализарин-комплексом	0,5	$\pm 0,05-0,8$	0,5—3
SO_4^{2-}	10—600	Весовой	5	$\pm 1-20$	1—3
Na^+	50 000—100 000	Метод пламенной фотометрии	0,8	$\pm 2000-4000$	5
K^+	150—600	То же	0,25	$\pm 7,5-30$	5
Li^+	5—10	"	0,05	$\pm 0,25-0,5$	5
Rb^+	0,2—1,0	"	0,2	$\pm 0,02-0,05$	5
Cs^+	0,3	Метод эмиссионной пламенной спектрофотометрии	0,3	$\pm 0,1$	30
Ca^{2+}	1500—2500	Трилометрический	1	$\pm 20-90$	2—5
Mg^{2+}	1000—2000	То же	1	$\pm 40-90$	2—5
Mn^{2+}	10—25	Колориметрический по окраске Mn^{2+}	0,5	—	1—2
Ba^{2+}	20—50	Метод атомно-абсорбционной пламенной спектрофотометрии	0,05	$\pm 1-2,5$	5
Sr^{2+}	200—800	Спектрофотометрический с антразохромом	0,01	$\pm 10-40$	5
Al^{3+}	0,5—2,0	Спектрофотометрический по синему кремнемолибденовому комплексу	0,05	$\pm 0,5-1,5$	4—8
H_2SiO_4	10—50	Спектрофотометрический по синему кремнемолибденовому комплексу	0,2	$\pm 0,5-1,0$	10
H_3BO_3	50—400	Объемный с маннитом	5	± 30	1—8
Zn	0,01—20	Осциллополярграфический, колориметрический с дитизоном	0,05*	$\pm 0,05-1^*$	10—15*
			0,01	$\pm 0,01-0,1$	3—5
Cd	0,01—10	То же	0,5	$\pm 0,5-1$	10—15*
			0,05	$\pm 0,02-0,07$	5—10
Pb	0,01—200	"	0,5	$\pm 0,5-5$	10—15
			0,05	$\pm 0,2-2$	5—10
Cu	0,01—15	Осциллополярграфический, колориметрический с диэтилдитиокарбонатом свинца	0,8—1	$\pm 0,5-1$	10—20
			0,01	$\pm 0,005-0,01$	5

* В числителе — для осциллополярграфического метода; в знаменателе — для колориметрического метода.

Затем трижды обрабатывали смесью HCl и H_2O , каждый раз доводя нагреванием до паров HCl . Содержимое стакана выщелачивали небольшим количеством горячей воды в мерную колбу емкостью 50 мл. Дальнейший ход анализа проводился по методу, предложенному Н.Н. Басаргиным и В.С. Быковой [8], с той лишь разницей, что использовали раствор антразохром с концентрацией 0,1% вместо 0,15%. Чувствительность метода 5 мкг Al в пробе.

Определение фтора основано на окрашивании в фиолетовый цвет тройного комплексного соединения РЗЭ, иона фтора и ализаринкомплексона. Чувствительность метода 5 мкг фтора в пробе. На определение брали аликвотную часть рассола, равную 1–2 мл, отобранную обязательно из подкисленной пробы. В противном случае результаты определения фтора были бы заниженными, по-видимому, вследствие закомплексованности фтора. Отобранную аликвоту разбавляли дистиллированной водой до 40–50 мл в реакционной колбе емкостью 100 мл, туда же добавляли ализарин-комплексон, который в кислой среде имеет ярко-желтую окраску, затем нейтрализовали слабым раствором аммиака до фиолетовой окраски и только после этого осторожно нейтрализовали 0,5 N раствором HCl до соломенно-желтой окраски. Точность определения фтора в рассолах указана в табл. 7.

Натрий, калий, литий, рубидий, цезий определяли методом пламенной фотометрии в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР аналитической группой под руководством Г.Е. Каленчук. Этой же группой химиков определялись стронций и барий методом атомно-адсорбционной пламенной спектрофотометрии (табл. 7).

Определение тяжелых металлов

В первые годы работы (1967, 1968 гг.) на Челекене для определения цинка и свинца в термальных рассолах авторами использовался колориметрический дитизионовый метод. Однако ряд недостатков этого метода — разложение растворов дитизона, особенно при высокой температуре и на свету, часто плохое качество растворителя, высокая чувствительность, требующая сильного разбавления пробы, а также увеличение количества проб при расширении работ — вызвали необходимость применить другой, более производительный метод определения металлов, колориметрический дитизионовый метод остался только как арбитражный для проб с концентрацией цинка и свинца от 0,5 до 10 мг/л.

Весной 1969 г. в специально оборудованной лаборатории Челекенского стационара был установлен отечественный осциллографический полярограф марки ПО-5122 А с ртутной ячейкой, в которой анодом служила донная ртуть, катодом — ртутный капельный электрод.

Первоначально определение цинка проводилось на 0,5 N хлоридноаммиачном фоне из 15 мл рассола, разбавленного до объема 25 мл. Сравнение результатов дитизионового метода определения цинка и полярографического показало занижение полярографических данных в 2–5, а иногда и в 10 раз. Такие же результаты получились и при использовании 1 N хлоридно-аммиачного фона.

Сравнение результатов полярографических определений стандартных растворов, приготовленных обычно принятыми способами при полярографическом анализе минералов и горных пород, и стандартных растворов, приготовленных на "безметалльном" по дитизону рассоле, показало занижение высоты полярографической волны при использовании стандартных растворов, приготовленных с использованием природных рассолов. Следо-

Результаты определения Zn (в мг/л) в хлоридно-натриевых термальных рассолах различными методами (аналитики И.Б.Никитина, Л.А.Бурмистрова)

№ скважины	Дата отбора	Колориметрический с дитизоном	Полярграфический				
			Кислый фон+аскорбиновая кислота	Хлоридно-аммиачный фон 0,5N	Хлоридно-аммиачный фон 2N		
					Аликвоты рассола, мл		
5	10	15					
Э-106	15.IX.69	5,6	5,2	1,75	7,0	7,2	5,0
Э-110	15.IX.69	10,5	8,0	3,20	9,3	10,6	7,9
Г-29	15.IX.69	8,0	4,6	0,40	8,0	7,6	5,5
Г-37	15.IX.69	5,0	2,5	0,70	7,0	6,1	3,4
Р-54	15.IX.69	5,3	5,0	0,30	6,1	5,45	4,3
Э-116	15.IX.69	2,8	—	0,94	2,3	2,6	2,0
Э-79	18.IV.70	9,6	—	—	10,8	10,2	—
Э-79	18.IV.70	6,0	—	—	—	6,25	—
Э-119	18.IV.70	1,6	—	—	—	1,66	—
Э-113	18.IV.70	2,25	—	—	—	2,92	—
Э-110	18.IV.70	11,0	—	—	—	11,70	—
Э-114	18.IV.70	3,4	—	—	—	3,54	—
Р-112	18.IV.70	11,0	—	—	—	11,20	—
Г-37	10.VII.70	3,0	—	—	—	3,2	—
Э-81	10.VII.70	4,0	—	—	—	4,2	—
Э-87	10.VII.70	4,0	—	—	—	4,5	—
Э-93	10.VII.70	5,0	—	—	—	4,7	—
Э-79	10.VII.70	6,0	—	—	—	6,4	—
Г-40	10.VII.70	4,0	—	—	—	3,9	—
Э-110	10.VII.70	6,7	—	—	—	6,6	—

вательно, высокие концентрации и солевой состав рассолов, а также нахождение цинка в рассоле в виде $ZnCl_3^-$ занижают высоту полярграфической волны цинка на хлоридно-аммиачном фоне низкой концентрации. По-видимому, цинк не переходит в данных условиях в аммиачный комплекс, восстанавливающийся на ртутном катоде (табл. 8).

На слабом солянокислом фоне (0,1 N) в среде NaCl при $E_{1/2}$, равном $-1,02$ в цинк дает нечеткую волну с искаженной формой.

В результате проведенных методических исследований был выбран метод осциллополярграфического определения цинка на 2 N хлоридно-аммиачном фоне с использованием 5–10 мл рассола с приготовлением стандартов на безметальном, близком по общему химическому составу рассоле при потенциале полуволны $-1,2$ в.

С 1974 по 1980 г. большая часть определений цинка была выполнена колориметрическим методом с дитизоном.

Кадмий, как и цинк, определяли двумя методами — осциллополярграфическим на кислом и хлоридно-аммиачном фонах и колориметрически с дитизоном (см. табл. 7). Как и при определении цинка, на слабом солянокислом фоне определяемые концентрации кадмия были в 2–3 раза выше, чем на 1N хлоридно-аммиачном фоне. Применение более концентрированного хлоридно-аммиачного фона приблизило определяемые значения концентраций кадмия к концентрациям, определяемым на кислом фоне,

что свидетельствует об устойчивости хлоридных комплексов кадмия, не переходящих при 1N концентрации NH_4^+ в аммиачные комплексы, не разрывающиеся на ртутном катоде.

Определение кадмия дитизином по методу одноцветной окраски основано на устойчивости дитизонатов кадмия в сильнощелочной среде [35, 70, 82]. Мешающее влияние меди устранялось путем предварительной экстракции дитизином при $\text{pH} < 3$. Полученные экстракцией из 2–5 мл рассола в щелочной среде дитизонаты кадмия, окрашенные в ярко-розовый цвет, с примесью дитизонатов других металлов дважды (по 30 с) промывались 5%-ным раствором щелочи натрия и один раз водой. В тех же условиях готовилась серия стандартных растворов. Широко использовался метод добавок. Чувствительность метода составляла 0,2 мкг кадмия в исследуемой аликвоте, относительная ошибка определения ± 5 –10%.

Этим методом в одних и тех же пробах определения выполнялись тремя химиками-аналитиками. Расхождения между полученными данными не превышали указанную выше точность. В ряде проб кадмий был определен методом атомной адсорбции в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР группой под руководством Г.Е. Каленчук. Полученная удовлетворительная сходимости результатов.

Экстракционно-фотометрическое определение кадмия в исследуемых водах с новым реагентом на кадмий 6-Br-Br-ТААФ [28] не дало надежных результатов, так как было обнаружено мешающее влияние цинка, концентрация которого на порядок выше концентраций кадмия. Этот метод по чувствительности и точности эквивалентен дитизиновому, но производительность его выше. Преимущество этого метода состоит еще и в том, что определению кадмия не мешают 50 000-кратные количества свинца, пятикратные количества меди и кобальта. Однако метод требует существенной методической доработки применительно к рассолам — устранения мешающего влияния цинка, подбора оптимального количества реагента и соотношения водной и органической фаз, замены сегнетовой соли другим реактивом.

Свинец первоначально определяли полярографически на 6N солянокислом фоне, как это принято для полярографического определения этого элемента в горных породах и минералах. Проверка полученных данных колориметрическим методом показала занижение результатов в 2, а иногда в 3–4 раза.

Уменьшение высоты полярографической волны на 30–60% наблюдалось при увеличении концентрации хлористого натрия с 20 до 200 г/л в среде HCl (1:1) при одном и том же количестве свинца. При меньшей концентрации кислоты (0,15N) занижение высоты волны с увеличением концентрации хлористого натрия менее значительно и составляет (10–15%). Исследование влияния концентрации соляной кислоты полярографического фона показало, что при содержании свинца до 5 мг/л концентрация кислоты не имеет существенного значения. При более высоких содержаниях свинца определение следует производить из растворов 0,10–0,15N по соляной кислоте (табл. 9).

Причиной занижения результатов определения свинца при его высоком содержании (> 5 мг/л), особенно в глубинных пробах, явилось, как было установлено, нахождение свинца в виде комплексных соединений состава PbCl_3^- и PbCl_4^{2-} , устойчивых в кислых средах, особенно при большом избытке кислоты, не разряжающихся на ртутном катоде, и карбонатно-хлоридного комплекса состава $\text{Pb}(\text{CO}_3)_2\text{Cl}^{3-}$. Это явление наглядно подтверждается следующими примерами. Так, в только что отобранной пробе (скв. Г-37, отбор 8 мая 1969 г.) полярографически на фоне HCl 1:1 было опре-

Результаты определения Pb (в мг/л) осциллополярграфическим на солянокислом фоне с различной концентрацией и колориметрическим методами (аналитики И.Б. Никитина, Л.А. Бурмистрова)

№ пробы и дата опробования	Осциллополярграфический				Колориметрический
	6N HCl	3N HCl	1,5N HCl	0,15N HCl	
10.I.69					
Э-119	18,5	36,5	43,5	51,2	51
Г-37	4,5	5,2	5,5	5,7	5,5
Р-54	7,9	9,1	9,7	10,7	10,5
Э-116	6,2	7,1	7,7	9,8	9,6
5.XI.69					
Р-175	2,8	2,7	3,3	2,9	3,5
Э-84	3,0	3,2	3,4	3,5	3,3
Э-116	4,30	5,70	8,6	10,05	10,65
1.IX.69					
Э-116	5,30	6,00	8,70	11,0	11,20
15.IX.69					
Э-79	20,0	24,0	25,5	31,2	30,0

Таблица 10

Результаты определения Pb (в мг/л) в глубинных пробах сразу после опробования 21.V.1969 г. (I) и через двое суток после опробования (II) (аналитик И.Б. Никитина)

№ скважины	Глубина отбора, м			№ скважины	Глубина отбора, м		
		I	II			I	II
Э-75	1170	21,2	40,5	Э-114	1200	18,9	28,6
Э-75	700	10,0	18,0	Э-106	1050	20,0	40,0
Э-79*	1200	10,0	18,6	Э-29	1050	11,10	18,6
Э-116	1350	11,70	24,3	Э-119	1200	18,40	28,6
Э-74	1150	12,2	20,0	Г-37	1400	13,30	24,3
Э-93	1110	4,75	11,40				

* В пробе Э-79, отобранной 15.VIII.1969 г. с глубины 1110 м, сразу после опробования было определено 20 мг/л Pb, а через двое суток после опробования — 30 мг/л Pb.

делено 13,6 мг/л Pb; через два дня в этой же пробе этим же методом — 32 мг/л, через восемь дней — 48 мг/л, в тот же день на 0,1N HCl фоне — 61,6 мг/л (колориметрический метод с дитизоном дал результат 62 мг/л). Таким образом, с течением времени, по-видимому, шел распад карбонатно-хлоридных комплексов свинца. Это же явление демонстрируется результатами определения свинца, приведенными в табл. 10. Итак, не рекомендуется определять свинец полярографически в день проведения опробования. Нельзя также подкислять отобранные пробы, особенно глубинные, на месте, так как в них попадает тонкодисперсный самородный свинец, отлагающийся на фильтрах и стенках скважин.

Итак, оптимальные условия полярографического определения свинца следующие: из рассолов, разбавленных в два раза 0,2N раствором HCl; серия стандартных растворов готовится на аналогичном по химическому составу рассоле при той же кислотности. Рекомендуется использовать ме-

Результаты определения Cu (мг/л) в термальных рассолах
 полярнографическим с роданидом (I)
 и колориметрическим с диэтилдитиокарбонатом свинца (II) методами
 (аналитики И.Б. Никитина, Л.А. Бурмистрова)

№ скважины	I	II	№ скважины	I	II
Э-100	0,20	0,10	Э-78	2,0	1,80
Э-112	0,20	0,09	Э-104	1,2	1,30
Э-182	0,20	0,10	Э-62	1,4	1,50
Э-84	0,20	0,10	Э-128	0,6	0,60
Э-73	0,20	0,10	Э-108	1,2	1,25
Э-81	0,20	0,20	Э-71	0,85	0,80
Г-29	0,20	0,16	Э-83	1,0	1,0
Г-30	0,90	0,85	Г-36	12,4	14,0

тод добавок. Определение можно так же производить из неразбавленной, но подкисленной (до 0,10–0,15 N) пробы через 2–3 дня после опробования.

В последние годы работы (1974–1980 гг.) определение свинца выполнялось колориметрически с дитизоном по одноцветной окраске из 1–5 мл рассола. Экстракция дитизонатов свинца проводилась при pH 8,5 в присутствии цианистого калия. Полученные дитизонаты свинца с примесью дитизонатов других металлов и непрореагировавшего дитизона отмывались слабым раствором цианистого калия (с pH 8,0–8,2) до неизменяющейся розовой окраски. При этом широко использовался метод добавок. Чувствительность и точность колориметрического метода приведены в табл. 7.

До середины 1970 г. медь определялась осциллополярнографическим методом на 0,5N, а затем на 2N хлоридно-аммиачном фоне (при потенциале полуволны равно $-0,4$ в). Однако довольно низкая чувствительность (около 1 мг/л), а также мешающее влияние таллия на этом фоне (потенциал полуволны таллия равен $-0,45$ в), который был спектрально обнаружен в рассолах и определен химически в образцах сульфидов цинка, вызвали необходимость замены полярнографического хлоридно-аммиачного фона. В дальнейшем медь определяли на 1N роданидном фоне при потенциале $-0,6$ в с приготовлением стандартов на безметальном рассоле. На этом фоне медь дает четкую пикообразную волну. При этом чувствительность составила 0,2 мг/л Cu .

Кроме полярнографического, использован колориметрический метод определения с диэтилдитиокарбонатом свинца, чувствительность при этом составила 0,1 мг/л Cu . Результаты определения представлены в табл. 11.

Систематическое определение таллия, начатое с 1974 г. Г.В. Любомиловой¹, проводилось экстракционно-колориметрическим методом, основанном на образовании хорошо экстрагируемого толуолом в среде HCl $\sim 0,15$ – $0,20\text{N}$ комплекса таллия фиолетового цвета с реагентом кристаллическим фиолетовым [10].

¹ В 1969–1970 гг. были выполнены лишь единичные химические определения этого элемента осциллополярнографически на 2N хлоридно-аммиачном фоне при потенциале полуволны $-0,40$ в (с поправкой на медь).

Предварительное концентрирование таллия, предложенное Г.В. Любимовой, выполнялось следующим образом. К 100 мл рассола, разбавленного дистиллированной водой до 1 л, добавлялось 2–3 мл 10%-ного раствора FeCl_3 , а затем с некоторым избытком — сульфид натрия (рН раствора при этом не должен превышать 10–10,5). Осадок сульфидов отстаивался, затем его отфильтровывали через фильтр “белая лента”, сульфиды смывали в стакан и растворяли в царской водке. Далее ход анализа следовал согласно указанной методике [10]. Азотная кислота удалялась трехкратным упариванием с HCl на водяной бане, к сухому остатку добавляли 20 мл 2,5%-ной HCl , раствор нагревали до кипения, нерастворимый остаток отфильтровывали и промывали водой до объема 35 мл. Нагрев фильтрат до кипения, погружали в него медную спираль из проволоки диаметром 2–3 мм, предварительно очищенную разбавленной азотной кислотой и тщательно промытую водой. Для извлечения мешающих элементов достаточно было однократного погружения спирали в кипящий раствор на 3 мин. Затем в раствор добавляли 50 мг Fe^{3+} в виде раствора FeCl_3 . Объем раствора перед окислением таллия составлял 20–25 мл, к нему добавляли каплями перекись водорода до растворения солей Cu^+ и избыток 5–6 капель. Через 30–40 мин раствор переодили в делительную воронку, доводили водой объем до 40 мл, добавляли 10 капель раствора кристаллического фиолетового и экстрагировали окрашенное соединение таллия 10 мл толуола. В этих же условиях приготавливалась серия эталонных растворов с концентрацией от 0 до 10 мкг Tl . Оптическая плотность измерялась на ФЭК-56М с зеленым светофильтром. Чувствительность метода 0,01 мг/л, средняя случайная погрешность составляет 5–10%.

В 1977 г. описанный выше метод концентрирования был заменен И.Б. Никитиной на другой, менее трудоемкий и длительный — выделение Tl с гидроокисью магния. Как показали проведенные исследования [98], для полного выделения в осадок таллия достаточно осадить 6% находящегося в растворе количества магния.

Выполнение определения: к 100 мл рассола, разбавленного дистиллированной водой до 1 л, добавлялся небольшой избыток бромной воды для окисления Tl^+ , раствор нагревался до 30–40°С, затем охлаждался. Гидроокислы магния осаждались 1М раствором NaOH . Через несколько часов осадок отфильтровывали, промывали водой, растворяли в минимальном объеме HCl (1:1). Солянокислый раствор упаривали досуха, к сухому остатку добавляли 20 мл 2,5 HCl и 10–15 мл воды, раствор нагревали до кипения, затем в него погружалась медная спираль и т.д. по вышеописанной методике.

Таким образом, при химическом анализе термальных рассолов необходимо прежде всего учитывать, что компоненты в них находятся в форме ассоциатов — хлоридных анионных комплексов, которые необходимо разрушить. В противном случае результаты определения общего количества многих элементов могут оказаться заниженными. Трудность при анализе рассолов создается также их огромной солевой нагрузкой, повышенной вязкостью и мешающим влиянием элементов друг на друга.

Химический состав рассолов

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

Химический состав рассолов основных водоносных горизонтов в красноцветных отложениях юго-восточного крыла Челекенской антиклинали приведен в табл. 12 (опробование, проведенное в мае 1967 г.) и в табл. 14 (опробование, проведенное в сентябре 1975 г.). Данные по химическому составу рассолов из аналогичных отложений в пределах западной периклинали этой структуры приводятся в табл. 13 (опробование, проведенное в мае 1967 г.) и в табл. 15 (опробование, проведенное в сентябре 1975 г.).

Пробы отбирались на устье скважин. Анализы выполнены аналитиком центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР И.Б. Никитиной.

Редкие щелочи, стронций и барий определялись методом пламенной спектрофотометрии Г.Е. Каленчук и С.А. Волковых.

Из аналитических данных следует, что хлоридные натриево-кальциевые термальные рассолы верхнего отдела красноцветной толщи характеризуются, помимо высоких содержаний йода 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 наблюдаются 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 верхней части красноцветной толщи отчетливо намечается подток хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых вод, характерных для ее среднего и нижнего отделов.

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 здесь отмечается значительное понижение общей минерализации. Как правило, это отмечается в скважинах, расположенных на берегу моря (скв. Р-175, см. табл. 13) или вблизи грязевого вулкана Западный Порсугель [75].

В пределах западной периклинали многими скважинами вскрываются сероводородсодержащие рассолы. Сероводород обнаруживается, как правило, в рассолах практически всех водоносных горизонтов, от первого (скв. К-5, У-1 и др.) до одиннадцатого (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, дренирующие один водоносный горизонт, вскрывают различного типа рассолы: К-5 — сероводородные рассолы ($H_2S - 15$ мг/л; $Fe^{2+} - 0,9$ мг/л; $Fe^{3+} - 0$; $Eh = 50$ мв), а К-10 — рассолы, не содержащие сероводород ($Fe^{3+} - 20,6$ мг/л; $Fe^{2+} - 0,3$ мг/л) $Eh = 135$ мв). Более детальная характеристика сероводородсодержащих рассолов будет дана ниже (см. разделы "Минералы сероводородсодержащих рассолов").

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

Химический состав рассолов основных водоносных горизонтов (II-XI)
юго-восточного крыла Челекенской антиклинали,
дренируемых скважинами Э-81 и др.; пробы отобраны 7 мая 1967 г.
(аналитик И.Б. Никитина)

Компо- ненты	II Э-81 T = 58° C; pH = 6,00; Eh = + 150 мВ		III Э-99 T = 65° C; pH = 5,75; Eh = + 125 мВ		IV Э-87 T = 70° C; pH = 5,80; Eh = + 118 мВ	
	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л
Li ⁺	8,50	1,22	6,60	0,95	7,00	1,01
Rb ⁺	1,00	—	0,20	—	1,00	—
Cs ⁺	0,00	—	0,00	—	0,00	—
K ⁺	620	15,90	560	14,32	620	15,90
Na ⁺	73 430	3 190	75 500	3280,00	79 290	3 440
Ca ²⁺	22 942	1 147,1	21 898	1 094,9	21 660	1 083,0
Mg ²⁺	3232,5	266,6	3456	238,2	3 490	288,3
Ba ²⁺	18,0	0,25	15,5	0,20	14,0	0,20
Sr ²⁺	825	18,70	750	17,10	45,0	17,0
Mn ²⁺	48,0	1,75	50,5	1,84	43,0	1,75
Fe ²⁺	18,30	0,65	16,6	0,59	24,0	0,86
Fe ³⁺	1,17	0,06	3,73	0,20	1,16	0,06
Al ³⁺	0,035	—	0,054	—	0,060	—
Zn ²⁺	3,06	—	3,60	—	4,16	—
Pb ²⁺	2,54	—	2,50	—	1,25	—
Cu ²⁺	1,67	—	2,32	—	1,83	—
Cd ²⁺	0,50	—	0,75	—	0,47	—
Tl ³⁺	1,80	—	—	—	1,70	—
Ni ²⁺	≤ 0,30	—	0,80	—	0,46	—
Mo	0,03	—	0,025	—	0,020	—
As	0,60	—	0,60	—	0,70	—
С у м м а катионов	101 155,005	464 2,23	102 267,779	469 3,10	105 205,81	4 848,08
HCO ₃	17,00	0,28	18,30	0,30	15,80	0,26
CO ₃ ²⁻	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—
Cl ⁻	160 000	4512	160 000	4512	160 000	4 512
I ⁻	20,90	0,16	23,80	0,19	23,20	0,18
Br ⁻	499,00	6,25	656,5	8,23	618,10	7,73
SO ₄ ²⁻	370,00	7,70	247	5,20	676	12,00
H ₂ BO ₃ ⁻	265,00	4,36	83,00	1,36	77,50	1,27
С у м м а анионов	161 171,90	4530,75	161 028,60	4 527,28	161 310,6	4 533,44
H ₄ SiO ₄	Не опр.	—	То же	—	10,00	0,02
CO ₂ св	74,80	—	76,00	—	68,10	—
H ₂ S	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—
Общая мине- рализация	262 326,905	—	263 296,379	—	266 526,41	—

V Э-93 T = 71° C; pH = 6,00; Eh = + 120 мВ		VI Э-105 T = 56° C; pH = 6,15; Eh = + 129 мВ		VII Э-79 T = 76° C; pH = 5,80; Eh = + 160 мВ	
мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л
8,50	1,21	7,90	1,13	7,90	1,13
0,60	—	0,20	—	0,70	—
0,00	—	0,00	—	0,00	—
560,00	14,40	400,0	10,23	650	16,70
76 430	3 320	79 330	3 450	82 060	3 520,0
17 740	1 088,70	22 088,0	1 104,4	18 732,0	936,6
3 426	283,20	2 901,2	238,58	2 621,7	215,0
7,5	—	25,0	0,35	25,0	0,35
758,0	17,30	814	18,60	585,0	13,4
48,50	1,76	Не опр.	—	23,0	0,83
22,00	0,79	10,0	0,36	22,50	0,81
1,83	0,10	1,37	0,08	1,06	0,06
0,06	—	0,04	—	0,04	—
5,00	—	4,72	—	4,15	—
4,49	—	2,50	—	7,70	—
1,99	—	1,33	—	1,33	—
1,73	—	0,80	—	1,60	—
3,50	—	2,80	—	3,20	—
≤ 0,3	—	2,30	—	≤ 0,3	—
0,05	—	0,04	—	0,10	—
0,40	—	0,40	—	0,60	—
99 020,44	4 727,46	105 592,6	4 823,73	104 747,88	4 704,88
15,80	0,26	32,00	0,52	13,7	0,22
Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—
161 000	4541	160 000	4 512	165 000	4 654,0
23,2	0,18	24,1	0,19	30,50	0,24
649,3	8,12	506,6	6,35	622,80	7,20
247	5,20	370,00	7,70		
92,60	1,52	122,0	2,01	75,0	1,23
162 027,90	4 556,28	161 054,70	4 528,78	165 742,0	4 662,89
Не опр.		Не опр.		Не опр.	
72,30	—	113,00	—	67,10	—
Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—
261 048,34		266 647,30	—	270 489,58	—

Компоненты	VIII Э-75 T = 69° C; pH = 5,80; Eh = = + 135 мВ		IX Э-110 T = 64° C; pH = 5,95; Eh = +142 мВ	
	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л
Li ⁺	6,42	0,92	8,00	1,14
Rb ⁺	0,50	—	0,90	—
Cs ⁺	0,00	—	0,00	—
K ⁺	590,0	15,09	580,0	14,90
Na ⁺	84 670	3 530,0	75 430	3 280,0
Ca ²⁺	19 410	970,50	19 930	996,50
Mg ²⁺	2 931,3	241,10	2 755,0	226,60
Ba ²⁺	25,0	0,35	25,0	0,35
Str ²⁺	635,0	14,50	593,0	13,50
Mn ²⁺	10,80	0,39	42,60	1,55
Fe ²⁺	20,0	0,72	11,60	0,42
Fe ³⁺	2,46	0,13	1,32	0,07
Al ³⁺	0,04	—	0,04	—
Zn ²⁺	5,00	—	4,44	—
Pb ²⁺	2,10	—	2,00	—
Cu ²⁺	1,33	—	1,33	—
Cd ²⁺	1,00	—	0,60	—
Ti ³⁺	0,73	—	—	—
Ni ²⁺	1,0	—	0,33	—
Mo	Не обн.	—	0,04	—
As	0,06	—	0,50	—
С у м м а катионов	108 312,84	4 773,70	99387,70	4 535,03
HCO ₃ ⁻	18,30	0,30	31,80	0,52
Cl ⁻	164 000	4 625,0	156000	4400
I ⁻	29,80	0,23	30,50	0,24
Br ⁻	576,80	7,24	473,80	5,95
SO ₄ ⁻	433,00	9,10	370,00	7,71
H ₂ BO ₃ ⁻	83,00	1,36	65,00	1,07
С у м м а анионов	165 140,90	4 643,23	156 971,10	4 415,49
H ₄ SiO ₄	1,00	—	Не опр.	—
CO ₃ ²⁻	77,0	—	81,5	—
H ₂ S	Не обн.	—	Не обн.	—
Общая мине- рализация	273 453,74	—	256 358,80	—

шается содержание бикарбонат-иона и резко падают концентрации рудных компонентов. Приведенный в табл. 16 химический состав рассолов из скв. Р-390 является типичным (и в своем роде усредненным) составом для вскрываемых на своде вод. Отклонения в общей минерализации вод от этого усредненного состава определяются значениями 35–40 г/л как в ту,

X Э-116 T = 70° C; pH = 6,00; Eh = 112 мВ		XI Г-30 T = 75° C; pH = 5,95; Eh = + 170 мВ		XI Г-37 T = 71° C; pH = 6,0; Eh = + 150 мВ	
мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л
7,90	1,13	7,50	1,07	9,75	1,39
1,0	—	0,90	—	0,20	—
0,0	—	0,00	—	0,00	—
490	12,60	460	11,80	390,0	9,97
76 140	3 320,0	67 080	2 920	67 290	2 930
19 708,0	985,4	20 200	1010,10	21 006,0	1 050,3
3 080,2	252,5	2 698,6	219,70	3 502,9	289,4
22,0	0,32	20,0	0,30	22,0	0,32
636	14,60	652,0	14,90	865,0	19,7
46,5	0,41	42,0	1,53	38,8	1,41
11,2	0,41	16,70	0,60	7,5	0,27
2,85	0,16	1,25	0,07	1,92	0,10
0,04	—	0,04	—	0,05	—
3,06	—	2,36	—	2,50	—
9,20	—	1,07	—	3,08	—
1,41	—	1,67	—	8,34	—
1,66	—	1,50	—	1,00	—
1,90	—	2,30	—	0,93	—
0,33	—	0,33	—	≤ 0,3	—
0,03	—	0,10	—	0,06	—
0,03	—	0,02	—	0,03	—
100 163,31	4 578,53	91 188,34	4180,07	93 150,36	4 302,86
31,3	0,52	25,0	0,41	34,0	0,56
157 000	4 425,0	146 000	4117,0	148 000	4 175,0
31,7	0,25	26,00	0,20	25,4	0,20
526,5	6,60	590,40	7,40	646,2	8,11
309,0	6,40	288,00	6,00	474,0	9,90
84,5	1,39	101,00	1,66	109,0	1,79
157 983,5	4 440,16	147 030,40	4132,67	149 288,6	4 195,56
Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—
71,0	—	79,50	—	75,50	—
Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—
258 146,81	—	238 218,74	—	242 438,96	—

так и в другую сторону. Отмечается определенная взаимосвязь в понижении общей минерализации вод и повышении содержания бикарбонат-иона в них (табл. 17). Это обусловлено энергичным подтоком слабоминерализованных хлоридно-бикарбонатно-натриевых вод из отложений среднего и нижнего отделов красноцветной толщи.

Химический состав рассолов основных водоносных горизонтов (I—X)
 Западной переклинали, дренируемых скважинами К-5 и др.;
 пробы отобраны 11 мая 1967 г. (аналитик И.Б. Никитина)

Компо- ненты	I К-5 $T = 61^{\circ} \text{C}$; $\text{pH} = 5,30$; $E_h = 100 \text{ мВ}$		II Р-6 $T = 70^{\circ} \text{C}$; $\text{pH} = 6,20$; $E_h = +90 \text{ мВ}$		IV Г-6 $T = 57^{\circ} \text{C}$; $\text{pH} = 6,10$; $E_h = +120 \text{ мВ}$		V Г-32 $T = 53^{\circ} \text{C}$; $\text{pH} = 6,20$; $E_h = \pm 170 \text{ мВ}$	
	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л
Li^+	8,25	1,19	7,25	1,04	7,90	1,13	9,75	1,40
Rb^+	0,40	—	0,35	—	0,40	—	0,40	—
Cs^+	0,12	—	0,15	—	0,12	—	0,12	—
K^+	410	10,51	380	9,74	420	10,77	390,00	10,00
Na^+	71 410	3104,80	73 060	3 176,50	76 680	3 333,90	90 000	3 913,0
Mg^{2+}	3 450	284,58	3 050,0	250,82	2 940	242,00	3052	250,98
Ca^{2+}	20 196	1009,80	16 432	821,02	18 260	918,00	19 779	989,26
Sr^{2+}	660,0	15,10	587,0	13,40	712,0	16,40	742,0	17,00
Ba^{2+}	8,00	0,11	17,50	0,25	Не опр.	—	49,5	0,72
Fe^{2+}	0,90	0,05	25,00	0,86	7,40	0,26	8,00	0,29
Fe^{3+}	0,02	—	1,20	—	2,16	0,128	0,02	—
Al^{3+}	0,02	—	0,32	—	0,080	—	0,05	—
Mn^{2+}	10,40	0,19	14,30	0,27	13,55	0,250	12,80	0,23
Ni^{2+}	0,30	—	0,52	—	0,27	—	0,30	—
Cu^{2+}	0,008	—	0,63	—	1,18	—	1,32	—
Zn^{2+}	Не обн.	—	0,80	—	0,28	—	2,67	—
Cd^{2+}	Не обн.	—	Следы	—	Не обн.	—	0,68	—
Ti^{3+}	2,00	—	3,20	—	1,10	—	1,10	—
Pb^{2+}	Следы	—	0,30	—	0,40	—	5,78	—
As	0,50	—	0,01	—	0,01	—	0,30	—
Mo	0,02	—	0,02	—	0,02	—	0,04	—

С у м м а катионов	96 156,93	4426,33	93 580,55	4 273,00	99 046,87	4 522,83	114 055,83	5 182,88
Cl ⁻	160 000	4504,50	176 100	4111,8	162 500	4 573,8	168 000	4750,00
Br ⁻	696	8,72	525	6,54	590	7,38	572,10	7,19
HCO ₃ ⁻	38,00	0,30	33,80	0,27	40,20	0,318	26,00	0,21
SO ₄ ⁻	33,50	0,55	42,60	0,70	53,00	0,920	36,60	0,60
С у м м а анионов	617,30	12,90	285,60	5,95	354,70	7,40	314,10	7,10
	161 384,80	4526,97	176 987,00	4125,26	163 537,90	4 589,82	168 948,80	4765,10
H ₄ SiO ₄								
H ₃ BO ₃	13,50	—	16,20		7,27	—	15,80	—
CO ₂	86,80	—	174,90	136,70			116,80	
H ₂ S	112,70	—	99,50		88,00		145,00	
Общая минерализация	14,84	—	Не обн.		Не обн.		Не обн.	
	257 642,03		370 758,65		262 728,74		283 137,23	

Таблица 13 (продолжение)

Компо- ненты	VI Г-3 <i>T</i> = 74° C; pH = 6,10; Eh = + 210 мВ		VII P-175 <i>T</i> = 38° C; pH = 6,55; Eh = 100 мВ		VIII Г-48 <i>T</i> = 73° C; pH = 5,95; Eh = + 140 мВ		IX P-152 <i>T</i> = 79° C; pH = 6,00; Eh = + 150 мВ		X Г-14 <i>T</i> = 53° C; pH = 6,20; Eh = + 165 мВ	
	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л
Li ⁺	7,75	1,12	6,58	0,95	7,25	1,04	9,75	1,41	7,35	1,06
Rb ⁺	0,25	—	0,40	—	0,35	—	0,40	—	0,25	—
Cs ⁺	0,20	—	0,12	—	0,15	—	0,12	—	0,20	—
K ⁺	480	12,30	170,00	4,36	570	14,60	480	12,31	580	14,90
Na ⁺	78 420	3 409,60	44 350	1 982,6	777 30	3381,70	66640	2 897,4	75 620	3 287,8
Mg ²⁺	3064,0	251,97	1 270,0	104,44	2 553,0	209,95	2554,00	218,87	2 176,0	173,94
Ca ²⁺	19 858	967,22	7 375	363,47	19 138	956,23	18 938	946,24	18 496	924,15
Sr ²⁺	739,00	16,90	267,0	6,20	753,0	17,10	762,0	17,30	728,00	16,70
Ba ²⁺	12,00	0,17	Не обн.	—	26,50	0,38	25,00	0,36	29,50	0,42

Компоненты	VI Г-3 $T=74^{\circ}\text{C}$; $\text{pH}=6,10$; $Eh=+210\text{ мВ}$		VII Р-175 $T=38^{\circ}\text{C}$; $\text{pH}=6,55$; $Eh=100\text{ мВ}$		VIII Г-48 $T=73^{\circ}\text{C}$; $\text{pH}=5,95$; $Eh=+140\text{ мВ}$		IX Р-152 $T=79^{\circ}\text{C}$; $\text{pH}=6,00$; $Eh=+150\text{ мВ}$		X Г-14 $T=53^{\circ}\text{C}$; $\text{pH}=6,20$; $Eh=+165\text{ мВ}$	
	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л
Fe^{2+}	17,00		14,81	0,53	13,30	0,47	12,00	0,43	24,00	0,86
Fe^{3+}	1,60	0,09	3,30	0,18	0,47	0,02	0,77	0,04	1,05	0,06
Al^{3+}	0,060	—	0,02	—	0,06	—	0,08	—	0,05	—
Mn^{2+}	13,60	0,25	4,76	0,09	11,15	0,20	11,25	0,20	13,20	0,24
Ni^{2+}	0,87	—	1,20	—	0,42	—	0,33	—	1,10	—
Cu^{2+}	1,00	—	0,88	—	1,20	—	1,60	—	0,88	—
Zn^{2+}	0,89	—	0,80	—	2,48	—	2,70	—	0,30	—
Cd^{2+}	0,23	—	Следы	—	0,38	—	0,80	—	Следы	—
Tl^{3+}	3,00	—	1,10	—	0,80	—	2,40	—	0,83	—
Pb^{2+}	0,48	—	1,20	—	1,00	—	4,40	—	Не обн.	—
As	0,025	—	0,04	—	0,30	—	0,95	—	0,025	—
Mo	Не обн.	—	0,02	—	0,05	—	0,30	—	0,020	—
С у м м а катионов	102 619,90	4 659,45	53 467,23	2 462,82	100 809,86	4 581,69	89 447,85	4 094,56	97 678,76	4420,13
Cl^{-}	163 000	4 585,30	88 400	2 489,30	158 000	4425,60	143 500	4 042,5	156 000	4377,4
Br^{-}	438,90	5,49	238,00	2,98	532,8	6,66	564,0	7,02	540,0	6,72
I^{-}	26,70	0,21	29,60	0,23	29,60	0,32	29,60	0,23	27,40	0,22
HCO_3^{-}	32,10	0,52	57,95	0,95	29,80	0,48	52,12	0,92	31,75	0,52
SO_4^{2-}	329,20	6,85	7,40	0,16	313,50	6,52	344,00	7,26	358,90	7,46
С у м м а анионов	163 826,90	4 598,37	88 732,95	2 490,64	158 905,70	4439,49	114 489,72	4057,93	156 958,05	4 392,32
H_2SiO_3	16,20	—	16,20	—	19,50	—	14,30	—	23,20	—
H_2BO_3	100,10	—	403,90	—	90,90	—	106,30	—	112,20	—
CO_2	98,70	—	35,10	—	75,76	—	146,00	—	98,00	—
H_2S	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—
Общая мине- рализация	266 463,00	—	142620,28	—	259 825,96	—	234 058,17	—	254 772,21	—

Химический состав рассолов водоносных горизонтов (I—XI)
юго-восточного крыла Челекенской антиклинали, дренируемых скважинами Э-83 и др.;
пробы отобраны 12-го сентября 1975 г. (аналитик И.Б. Никитина)

Компо- ненты	I Э-83 T = 64°С; pH = 5,84		IV Э-87 T = 71°С; pH = 5,72		V Э-93 T = 72°С; pH = 5,68		VII Э-79 T = 71°С; pH = 5,76	
	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л
Li ⁺	2,98	0,43	2,82	0,41	3,67	0,53	4,08	0,59
Rb ⁺	0,80	—	0,70	—	0,80	—	0,89	—
Cs ⁺	≤ 0,01	—	0,01	—	0,02	—	0,01	—
K ⁺	433,10	11,10	433,30	11,11	450,0	11,54	517,6	13,27
Na ⁺	72 500	3 152,17	73 750	3 206,52	75 000	3 260,87	80 000	3 478,26
Ca ²⁺	22 933,17	1 144,37	22 035,78	1 099,59	21351,02	1065,42	18 780,69	937,16
Mg ²⁺	3 268,12	270,24	3 197,72	262,97	3360,78	276,38	2511,53	206,54
Ba ²⁺	17,41	0,25	16,37	0,24	19,79	0,29	23,21	0,34
Sr ²⁺	707,50	16,15	707,50	16,15	722,5	16,49	562,50	12,84
Mn ²⁺	14,40	0,52	16,80	0,61	17,0	0,62	17,81	0,65
Fe ²⁺	20,0	0,72	24,28	0,87	25,0	0,90	25,00	0,90
Fe ³⁺	0,10	—	0,40	0,02	0,56	0,03	0,56	0,03
Al ³⁺	1,27	0,14	1,74	0,19	1,32	0,14	1,16	0,13
Zn ²⁺	3,00	—	7,00	—	4,40	—	5,60	—
Pb ²⁺	1,00	—	1,10	—	3,40	—	2,50	—
Cu ²⁺	0,015	—	0,025	—	0,025	—	0,025	—
Cd ²⁺	0,15	—	0,25	—	0,40	—	0,30	—
Tl ³⁺	0,035	—	0,045	—	—	—	0,06	—
As	0,25	—	0,10	—	0,35	—	0,30	—
С у м м а катионов	99 903,31	4 596,09	100 195,94	4 538,68	100961,04	4 633,21	102 453,82	4650,71
HCO ₃	19,52	0,32	18,30	0,30	19,52	0,32	21,96	0,36
Cl ⁻	163 307,10	4 600,20	163 506,50	4 603,00	164 147,38	4 623,87	164 726,39	7640,18

Таблица 14 (продолжение)

Компоненты	I Э-83 T = 64° C; pH = 5,84		IV Э-87 T = 71° C; pH = 5,72		V Э-93 T = 72° C; pH = 5,68		VII Э-79 T = 71° C; pH = 5,76	
	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л
F ⁻	10,50	0,55	13,80	0,72	11,20	0,59	14,80	0,78
I ⁻	26,0	0,20	30,50	0,24	26,70	0,21	25,40	0,20
Br ⁻	710,20	8,89	648,00	8,11	680,20	8,51	583,20	7,30
SO ₄ ²⁻	362,12	7,54	324,26	6,75	319,32	6,65	336,61	7,01
С у м м а анионов	164 435,44	4 617,70	164 441,36	4 619,12	165204,32	4640,15	165 708,36	7655,83
H ₃ SiO ₄	34,24		36,48		16,0		21,44	—
H ₃ BO ₃	200,77		95,16		114,72		83,43	—
CO ₂ св	104,12		61,03		71,81		58,34	—
H ₂ S	≤ 0,20		≤ 0,2		≤ 0,20		≤ 0,20	—
Общая минера- лизация	264 573,76		264 168,94		266 296,08		268 267,05	

Таблица 14 (окончание)

Компоненты	VIII Э-75 T = 67° C; pH = 5,65		IX Э-110 T = 75° C; pH = 5,97		X Э-116 T = 68° C; pH = 5,60		XI Г-30 T = 75° C; pH = 5,93	
	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л
Li ⁺	3,88	0,56	4,40	0,03	4,20	0,60	4,35	0,63
Rb ⁺	0,84	—	0,60	—	0,74	—	0,33	—
Cs ⁺	0,02	—	< 0,01	—	0,02	—	< 0,01	—
K ⁺	466,6	11,96	416,20	10,68	433,30	11,11	357,1	9,16
Na ⁺	80 000	3478,26	75 000	3 260,87	76 250	3 315,22	67 298	2 926,08
Ca ²⁺	18 818,36	939,04	9 324,37	964,29	19 644,41	980,26	19 891,90	992,61

Mg ²⁺	2 622,30	215,65	2 785,86	299,10	2 621,09	215,55	2 731,50	224,63
Ba ²⁺	17,26	0,25	16,66	0,24	18,0	0,26	19,34	0,28
Sr ²⁺	583,0	13,31	562,50	12,84	552,5	12,61	602,50	13,75
Mn ²⁺	14,80	0,54	16,40	0,60	17,5	0,64	15,60	0,57
Fe ²⁺	20,00	0,72	6,66	0,24	13,03	0,47	11,90	0,43
Fe ³⁺	0,80	0,04	0,80	0,04	0,50	0,03	0,20	0,01
Al ³⁺	1,22	0,14	1,27	0,14	1,16	0,13	1,01	0,11
Zn ²⁺	2,50	—	5,0	—	4,40	—	2,50	—
Pb ²⁺	0,75	—	0,75	—	0,25	—	0,80	—
Cu ²⁺	0,04	—	0,075	—	0,015	—	0,02	—
Cd ²⁺	0,25	—	0,35	—	0,37	—	0,24	—
Tl ³⁺	0,045	—	0,045	—	0,085	—	0,05	—
As	0,10	—	0,05	—	0,25	—	0,15	—
С у м м а катионов	102 552,76	4660,47	88 141,99	4 479,07	99 561,82	4 536,88	90 937,49	4 168,26
HCO ₃ ⁻	17,08	0,28	21,96	0,36	30,50	0,50	30,50	0,50
Cl ⁻	165 275,57	4655,65	159 064,85	4 480,70	160 833,10	4530,51	147 583,08	4 157,27
F ⁻	11,20	0,59	7,15	0,34	13,20	0,69	5,0	0,26
I ⁻	29,20	0,23	27,30	0,22	33,00	0,26	27,3	0,22
Br ⁻	593,10	7,42	537,60	6,73	580,80	7,27	582,50	7,23
SO ₄ ²⁻	515,20	10,73	320,15	6,66	336,61	7,01	345,66	7,20
С у м м а анионов	166 441,35	4674,90	159 979,01	4 495,01	161 827,21	4546,24	148 574,04	4 172,68
H ₄ SiO ₄	20,48	—	27,20	—	20,80	—	17,54	—
H ₂ BO ₃	89,96	—	88,64	—	114,72	—	95,16	—
CO ₂	68,22	—	52,06	—	84,52	—	43,08	—
H ₂ S	≪ 0,20	—	≪ 0,2	—	≪ 0,2	—	≪ 0,2	—
Общая минера- лизация	269 104,56	—	248 236,84	—	261 524,55	—	239 624,23	—

Химический состав рассолов основных водоносных горизонтов (I, VIII, X)
 Западной переклинали, дренируемых скважинами У-1 и др.;
 пробы отобраны 15-го сентября 1975 г.; аналитик И.Б. Никитина

Компо- ненты	I У-1 T = 49°С; pH = 5,85		VIII Г-40 T = 73°С; pH = 6,90		X Р-152 T = 70°С; pH = 5,98	
	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л
Li ⁺	3,97	0,57	4,37	0,63	4,48	0,65
Rb ⁺	0,67	—	1,00	—	0,94	—
Cs ⁺	0,01	—	0,03	—	0,02	—
K ⁺	400,0	10,26	466,60	11,96	466,6	11,96
Na ⁺	72 500	3 152,17	6 8750	2 989,13	67 298	2 926,08
Ca ²⁺	20 649,62	1030,42	18 594,31	937,86	19 044,41	950,32
Mg ²⁺	3635,84	299,51	2 621,57	215,59	2 596,16	213,50
Ba ²⁺	16,67	0,24	16,36	0,24	16,81	0,24
Sr ²⁺	625,0	14,27	580,0	13,24	582,50	13,30
Mn ²⁺	13,94	0,51	16,42	0,60	12,20	0,44
Fe ²⁺	0,74	0,02	11,33	0,41	13,33	0,48
Fe ³⁺	≤ 0,05	—	0,89	0,05	0,75	0,04
Al ³⁺	0,88	0,10	1,32	0,15	1,16	0,13
Zn ²⁺	0,00	—	4,0	—	3,50	—
Pb ²⁺	0,00	—	0,60	—	1,0	—
Cu ²⁺	0,00	—	0,025	—	0,01	—
Cd ²⁺	0,00	—	0,32	—	0,24	—
Tl ³⁺	0,095	—	0,08	—	0,05	—
As	0,025	—	0,80	—	1,00	—
С у м м а катионов	97 847,46	4508,07	91 070,02	4 159,86	90 043,16	4 117,10
HCO ₃ ⁻	0,56	0,01	31,72	0,52	35,38	0,58
Cl ⁻	159 376,18	4 489,47	147 675,74	4159,88	146 484,00	4126,31
F ⁻	0,0	—	7,50	0,39	5,50	0,29
I ⁻	21,80	0,17	29,80	0,23	29,20	0,23
Br ⁻	520,60	6,52	540,60	6,76	508,20	6,36
SO ₄ ²⁻	131,68	2,74	324,26	6,75	348,95	7,26
С у м м а анионов	160 050,82	4 498,91	148 609,62	4 174,53	147 411,23	4141,03
H ₂ SiO ₄	13,82	—	34,24	—	27,84	—
H ₂ BO ₃	142,00	—	106,91	—	96,48	—
CO ₂ св	—	—	80,78	—	71,81	—
H ₂ S	4,33	—	≤ 0,2	—	≤ 0,2	—
Общая мине- рализация	258 054,20	—	239 920,79	—	237 578,71	—

Изменение общей минерализации и качественного состава рассолов во времени не происходит. Сопоставление данных, приведенных в табл. 12, 13 (опробование 1967 г.) и табл. 14, 15 (опробование 1975 г.) подтверждает это. Заметно понижены концентрации тяжелых металлов в рассолах, опробованных в 1975 г.

Химический состав рассолов скв. Р-390 (аналитик И.Б. Никитина)

Компоненты	$T = 58^{\circ}\text{C}$	$\text{pH} = 6,25$	Компоненты	$T = 58^{\circ}\text{C}$	$\text{pH} = 6,25$
	мг/л	мг-экв/л		мг/л	мг-экв/л
Li^+	7,25	1,04	HCO_3^-	42,70	0,70
Rb^+	$\leq 0,40$	0,00	Cl^-	85 130,00	2400,00
Cs^+	0,12	0,00	I	25,40	0,20
K^+	230,00	5,90	Br^-	252,00	3,15
Na^+	42540,00	1850,00	SO_4^{2-}	14,70	0,31
Ca^{2+}	7350,00	367,20	С у м а анионов	85464,80	2404,36
Mg^{2+}	1550,00	128,00	H_3BO_3	340,0	—
As	0,025	—	CO_2	Не обн.	—
Fe^{2+}	16,00	0,57	H_2S	Не обн.	—
Fe^{3+}	1,15	0,06	Общая минерализация	137162,05	—
Zn^{2+}	0,008	—			
Pb^{2+}	Нет	—			
Cu^{2+}	0,70	—			
Cd^{2+}	Нет	—			
Tl^{3+}	1,60	—			
С у м а катионов	51697,25	2352,77			

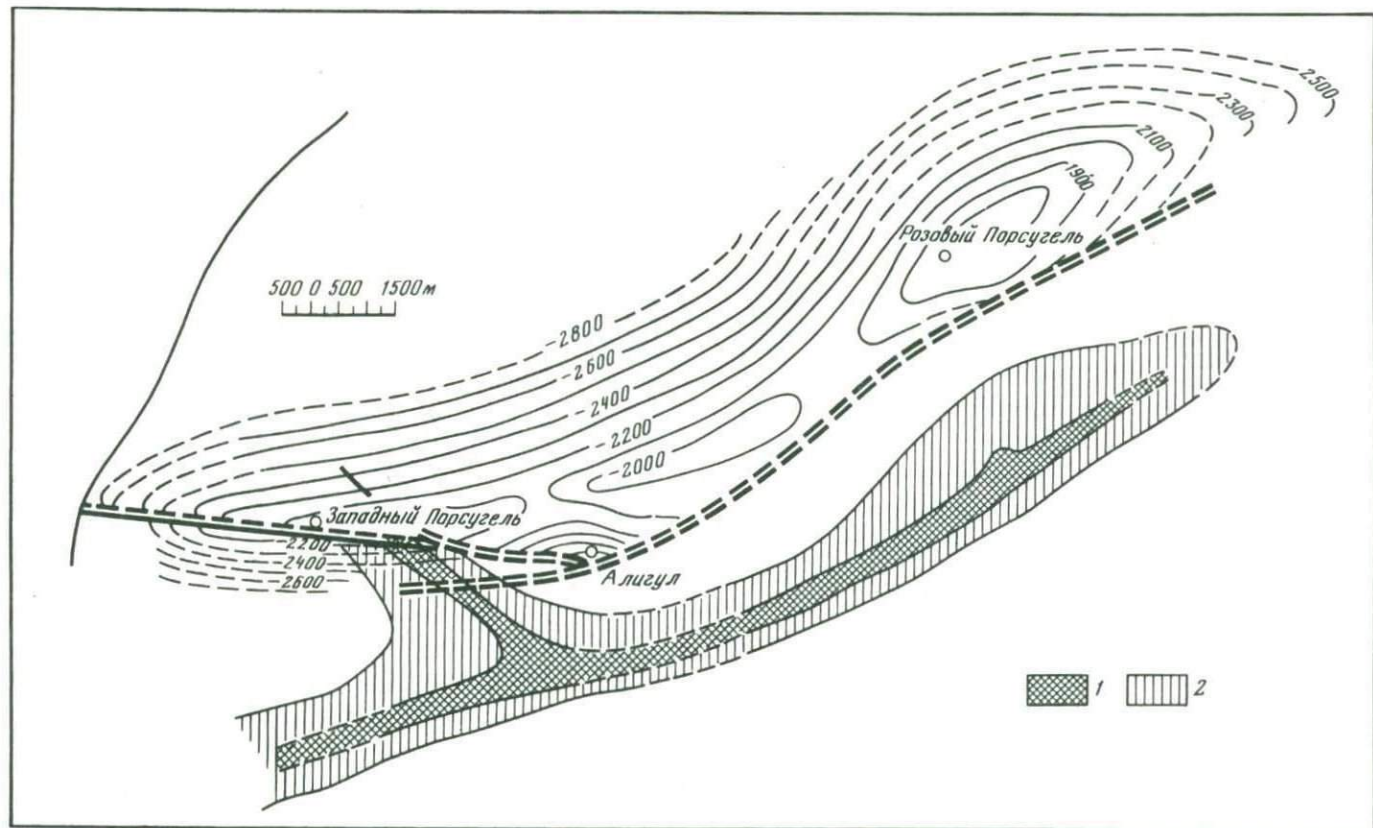
Таблица 17

Соотношение между компонентами в рассолах различных скважин, денирующих Челекенскую антиклиналь на своде; 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
HCO_3^- , мг/л	46,2	53,3	63,4	92,1	104,8	103,5	106,5	114,9
Pb, мг/л	Нет	Следы	0,006	Нет	Нет	Нет	0,09	Нет
Zn, мг/л	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,20	0,02

Металлоносность термальных рассолов

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



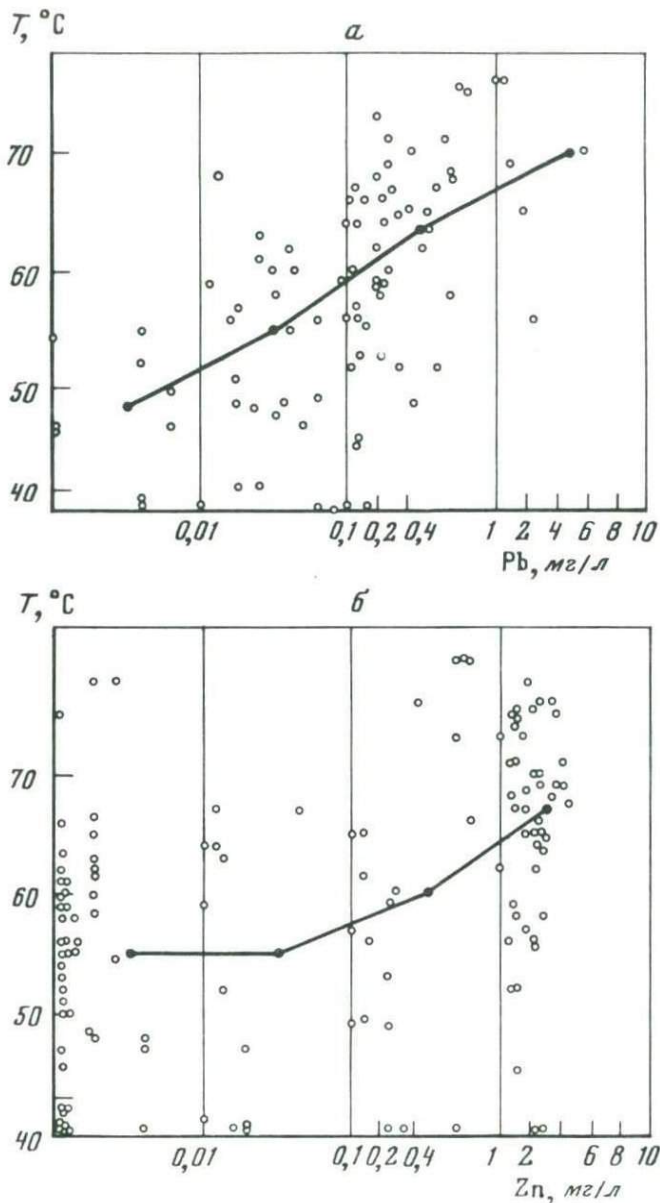
Фиг. 2. Схема гидрогеохимических аномалий по свинцу (1) и цинку (2) (на структурной основе В.В. Семёновича)

Изучение металлоносности термальных рассолов было начато в 1966 г. [46] 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 дитизиновым методом, мышьяк — колориметрическим, по интенсивности окрашивания бумаги, пропитанной сулемой. Пробы отбирались на устье скважин.

Из 140 опробованных скважин более чем в 50 содержания свинца превышали 0,1 мг/л, в 14 — 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 количестве 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 до нескольких миллиграммов в литре. В то же время при рассмотрении схемы гидрогеохимического опробования видно, что аномальные содержания металлов приурочены к двум определенным участкам (фиг. 2). Первый из них расположен на западной периклинали Челекенской брахиантиклинальной структуры и приурочен к Алигул-Куртепинской системе сбросов. Площадь этого участка около 4 км². Вторая гидрогеохимическая аномалия площадью 7,5–8 км расположена в пределах юго-восточного крыла складки и приурочена к системе продольных ступенчатых нарушений, параллельных оси складки и образующих главный Челекенский сброс. Площади гидрохимических 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. Сопоставление карты гидрогеохимического опробования со структурной картой подошвы красцветной толщи, составленной В.В. Семеновичем [74], дает основания утверждать, что выявленные аномалии приурочены к двум системам наиболее глубоких разломов [46].

Весьма интересной представляется выявленная коррелятивная зависимость между содержанием металлов и температурой подземных вод, которая особенно резко проявляется для свинца и менее отчетливо — для цинка [47]. На приведенных графиках (фиг. 3) видно, что в водах скважин с температурой 45–55°С содержание свинца, как правило, не превышает тысячных долей миллиграмма в литре. С повышением температуры вод содержание свинца также возрастает, и при температурах свыше 70°С оно значительно более 1 мг/л. Аналогичная закономерность наблюдается и для цинка, правда, при более значительном разбросе точек.

В ходе дальнейших исследований (1967–1971 гг.) впервые проводилось гидрогеохимическое опробование месторождения на медь, кадмий 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.В. Никитиной и колориметрически Л.А. Бурмистровой. Кроме того, И.В. Никитиной были неоднократно продублированы определения свинца и цинка методами полярографии в пробах с повышенными содержаниями этих металлов, а Л.А. Бурмистровой — определения цинка дитизиновым методом для проб из скважин, которые



Фиг. 3. Зависимость содержания свинца (а) и цинка (б) от температуры рассолов

ранее не опробовались. Отбор проб на этом этапе проводился как на устье, так и на глубине в участках перфорации скважин. Особое внимание уделялось глубинному опробованию максимального количества скважин, расположенных в пределах гидрогеохимических аномалий, а также систематическому, режимному, глубинному и поинтервальному опробованию ряда отдельных скважин.

Содержание молибдена в рассолах термоаномальной зоны
(аналитики И.В. Мишин, Л.А. Бурмистрова)

№ скважины	Водоносный горизонт	Мо, мг/л	T, °C на устье	№ скважины	Водоносный горизонт	Мо, мг/л	T, °C на устье
Г-30	XI	0,10	75,0	Э-79	VII	0,07—0,10	76,0
Э-122	IX	0,05	67,5	Э-98	V	0,06—0,07	71,0
Э-116	X	0,05	70,0	Э-83	I	0,05	64,5
Э-110	IX	0,04—0,05	64,0	P-152	IX	0,30	79,6
Э-75	VIII	0,04—0,05	69,0				

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 (в мг/л): Pb — от следов до 10 (120); Cu — от тысячных долей до 3 (15); Zn — от следов до 9; Cd — от следов до 2 (8,5); Tl — до 3; As — до 1 и Mo — до 0,1 (0,3). Содержание 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.

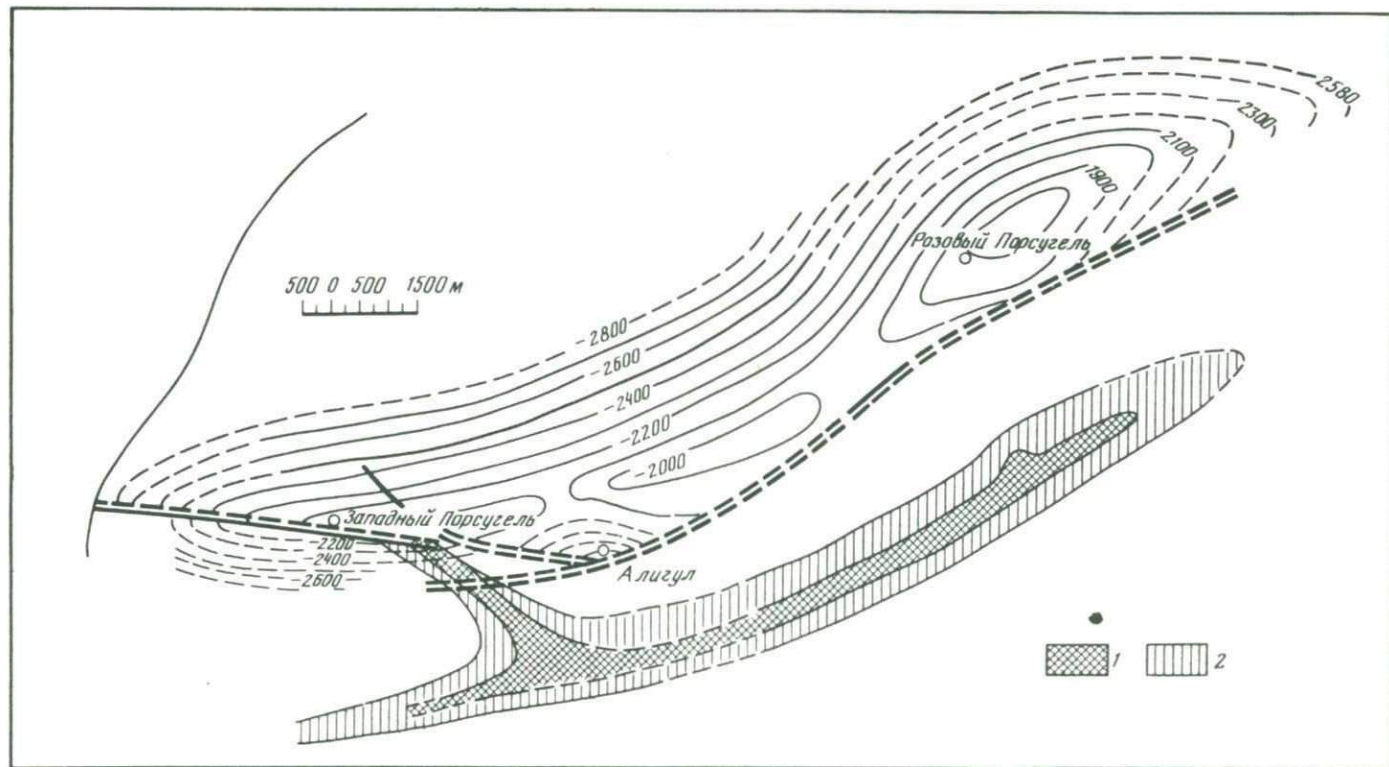
Вариации содержаний основных рудных компонентов — свинца, цинка, кадмия и меди в рассолах, дренируемых скважинами в пределах указанных нарушений, — значительно отличаются от таковых для месторождения в целом (в мг/л): Pb — от 0,5 до 10; Zn от 0,7 до 9; Cu — от 0,3 до 3 и Cd — от 0,3 до 2.

Молибден был определен в пробах более ста скважин. В большинстве из них он присутствовал в количестве 0,02 мг/л, и только в скважинах, дренирующих наиболее горячие рассолы, его концентрация варьировала около 0,05, достигая 0,3 мг/л (табл. 18).

Медь и кадмий определялись многократно в пробах более 250 скважин. Более половины из них (140 скважин) содержали медь в количествах не более 0,05—0,1 мг/л, и кадмий — от следов до 0,1 мг/л. Другая часть скважин характеризовалась 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 главного Челекенского сбросов (фиг. 4). Таким образом, медь и кадмий аналогично свинцу и цинку, образуют гидрогеохимические аномалии в районах, указанных тектонических нарушений. Как по площади, так и по контурам аномалии Cu и Cd практически полностью совпадают с аномалиями Pb и Zn.

Приуроченность аномальных содержаний металлов к высокотемпературным водам позволяет предположить наличие разгрузки глубинных металлоносных вод из более глубоких водоносных горизонтов по зонам мощных тектонических разломов. Это предположение в известной мере объясняет пространственную локализацию гидрогеохимических аномалий вдоль региональных тектонических нарушений.

В пределах выявленных гидрогеохимических аномалий в скважинах, воды которых характеризовались повышенным содержанием металлов, про-



Фиг. 4. Схема гидрогеохимических аномалий по меди (1) и кадмию (2) (на структурной основе В.В. Семеновича)

исходит интенсивное выделение свинца из растворов и накопление его в элементарной форме в стволах скважин, иногда в весьма значительных количествах, измеряемых тоннами. Естественно, что сам 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 устье скважин, не характеризуют такие его на глубине в водоносных горизонтах. Отсюда также следует, что выделенные гидрогеохимические 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 и составляет 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 Челекескому сбросу, и дренирующих различные водоносные горизонты. Кроме того, были и 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 — дитизоновым 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 таковых в пробах, отобранных на устье. В глубинных пробах ряда скважин отмечались и более высокие содержания свинца, достигающие 200 мг/л. Содержание меди в глубинных пробах обычно вдвое и втрое больше ее содержания в устьевых пробах при максимальном около 10 мг/л. Сопоставление данных по содержанию 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. 19 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 Челекеского 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 и кадмия каких-либо закономерных изменений в их содержаниях в зависимости от глубины водоносного горизонта не наблюдалось. Данные по глубинному опробованию скважин далеко не исчерпываются приведенными в табл. 17. Для рассолов большинства скважин, расположенных в зонах гидрогеохимических аномалий, характерны высокие концентрации 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 концентраций указанных металлов проявляются в одном и том же водоносном горизонте, дренируемом различными скважинами, а также и на протяжении времени в одной скважине.

Определенные закономерности в распределении отмечаются и для фтора. Систематическое определение содержаний фтора в челекеских гидротермальных рассолах было начато в 1974 г. Всего на фтор было опробовано бо-

Халькофильные элементы в рассолах основных водоносных горизонтов верхнего отдела красноцветной толщи (по данным глубинного опробования), мг/л

Показатели	Г-37	Г-37	Г-37	Г-37	Г-37	Г-30
Водоносный горизонт	XI	XI	XI	XI	XI	XI
Температура, °C						
на устье	70	70	69	70	69,5	76
на глубине	97,5	—	96	97,5	—	—
Глубина (в м)	1450	1400	1450	1450	1410	1000
и дата опробования	15.V.69	16.VII.69	20.VIII.69	7.X.69	25.X.69	10.VIII.69
Содержание Pb						
на устье	5,08	2,80	2,54	3,76	2,08	2,08
на глубине	60,0	31,10	31,80	43,40	20,0	25,0
Содержание Zn						
на устье	2,30	2,50	2,45	2,58	2,18	3,5
на глубине	2,40	2,54	2,45	2,60	2,20	3,5
Содержание Cd						
на устье	0,60	0,65	0,68	0,92	0,60	0,60
на глубине	1,85	0,79	0,87	1,27	0,76	0,70
Содержание Cu						
на устье	1,90	1,04	1,10	1,39	0,92	1,60
на глубине	8,78	4,95	5,40	6,73	3,32	2,25

Таблица 19 (продолжение)

Показатели	З-116	З-110	З-110	З-111	З-111	З-111
Водоносный горизонт	X	IX	IX	IX+VIII	IX+VIII	IX+VIII
Температура, °C						
на устье	69,5	69	63,5	75	75	72
на глубине	—	—	79	96	97,5	94
Глубина (в м)	1400	1270	1270	1270	1320	1270
и дата опробования	2.VI.70	10.VII.68	19.IV.70	10.VII.68	10.VII.68	14.X.68
Содержание Pb						
на устье	3,62	1,0	0,75	4,98	6,76	3,60
на глубине	42,0	14,70	5,60	100,0	200,0	26,40
Содержание Zn						
на устье	3,43	2,60	3,0	2,75	2,75	1,95
на глубине	3,43	2,76	3,30	2,75	2,82	1,97
Содержание Cd						
на устье	0,96	1,10	0,95	2,31	2,32	0,65
на глубине	1,14	1,22	1,0	2,90	3,30	0,68
Содержание Cu						
на устье	1,85	1,30	1,28	2,84	2,85	1,43
на глубине	6,97	5,87	5,68	7,76	8,54	2,66

3-114	3-114	3-119	3-119	3-116	3-116	3-116	3-116
XI	XI	XI	XI	X	X	X	X
72	69	71	70	68	69	68,8	69
—	—	—	—	—	—	96	96,5
1200	1200	1200	1200	1380	1400	1400	1400
10.VIII.69	17.IX.69	20.VIII.69	7.X.69	20.IV.68	25.X.68	20.V.69	25.X.69
3,52	2,60	2,78	3,12	2,80	2,97	2,86	3,04
40,0	23,20	32,0	36,50	27,0	32,80	32,0	36,0
4,0	3,85	2,70	2,82	3,06	3,15	3,20	3,18
4,0	3,90	2,70	2,87	3,60	3,76	3,60	3,52
0,92	0,90	1,03	1,10	He onp.	0,93	0,70	0,79
1,20	1,18	1,22	1,23	He onp.	1,00	0,83	1,02
1,30	1,03	2,20	2,37	He onp.	1,35	1,30	1,27
2,54	2,20	9,40	9,98	He onp.	5,25	6,36	6,60

3-111	3-75	3-79	3-79	3-106	3-93	3-87	3-99
IX+VIII	VIII	VII	VII	VI	V	IV	III
72	67	76	75	66	70	70	65
95	87	95	—	73	—	—	72
1320	1220	1250	1270	1050	1150	550	810
14.X.68	20.V.69	4.IX.69	22.IV.70	14.VI.70	24.IV.68	20.IV.69	20.IV.69
3,30	3,20	2,10	3	2,96	1,83	1,25	2,50
88,0	24,0	30,0	11,20	37,0	12,0	10,0	5,60
1,95	2,33	4,15	4,40	2,50	3,8	—	3,60
2,06	2,40	4,20	4,60	2,50	4,0	3,60	3,60
0,65	1,60	1,05	0,60	0,70	1,0	He onp.	1,26
2,81	1,70	1,10	0,75	0,87	1,25	He onp.	1,49
2,06	1,30	1,60	1,35	1,03	1,40	He onp.	1,12
9,39	3,07	3,22	2,89	1,79	2,55	He onp.	2,36

Таблица 19 (окончание)

Показатели	Э-83	Э-86	Г-12	Р-54	Г-36	Э-29	Э-10
Водоносный горизонт	II	I	VIII	VIII	IX+VIII	VII+VI	VII
Температура, °С							
на устье	64,5	65	69	64,5	68	59	60
на глубине	—	—	—	—	—	—	—
Глубина (в м)	475	800	1100	1050	1300	1050	1300
и дата опробования	20.IV.69	1.IX.69	1.IX.69	1.IX.69	29.IV.70	28.IV.70	14.VI.70
Содержание Pb							
на устье	0,70	0,20	2,0	1,57	0,60	0,40	0,54
на глубине	3,0	2,0	20,0	10,0	12,0	2,0	4,0
Содержание Zn							
на устье	2,0	1,10	2,80	3,10	2,30	5,60	2,90
на глубине	2,0	2,20	2,87	3,42	2,30	5,60	2,92
Содержание Cd							
на устье	0,52	0,42	1,04	0,93	0,82	0,99	0,45
на глубине	0,64	0,57	1,30	1,18	0,98	1,15	0,47
Содержание Cu							
на устье	0,73	0,65	1,23	0,92	1,00	0,79	1,07
на глубине	1,42	1,08	4,61	2,06	1,28	1,36	1,88

лее 200 скважин. При этом максимальные содержания фтора от 10 до 30 мг/л, преимущественно 12–18 мг/л, отмечены в скважинах, дренирующих различные водоносные горизонты и приуроченных к зонам Алигул-Куртепинского и Главного Челекенского сбросов. Рассолы остальных опробованных скважин содержали фтор в количествах от 1,5 до 8 мг/л с преобладающими содержаниями, равными 5 мг/л. Колебания концентраций фтора во времени незначительны (1–3 мг/л).

Одной из интереснейших геохимических особенностей изучаемых рассолов является необычайно высокое содержание в них кадмия. По данным П.А. Удодова и Ю.С. Парилова [81], кадмий в природных водах встречается очень редко, даже при содержаниях его в количестве десятитысячных мг/л. А. Мукерджи, отмечая практически полное отсутствие данных о кадмии в термальных водах, подчеркивает, что концентрации его в водах настолько низки, что не могут быть проанализированы существующими аналитическими методами [110]. В этом свете содержания кадмия в термальных рассолах Челекена, варьирующие от десятых долей миллиграмма до нескольких миллиграммов в литре (см. табл. 12 и 19), должны рассматриваться как уникальные.

Необычайными 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 [18], для основных пород оно равно 700, а для кислых — 600. По данным В.В. Иванова [34], эти отношения соответственно равны 900 и 745. В среднем для изверженных пород отношение Zn : Cd составляет, по данным одних исследователей, 638 : 1 [18], а по данным других — 900 : 1 [34]. По данным А. Мукерджи [110], это отношение колеблется для различных типов пород от 1000 : 1 до 722 : 1. Отношение Zn : Cd в гидротермальных месторождениях варьирует от 650 до 130 [110].

В сфалерите Каджаранского месторождения оно изменяется от 185 : 1 до 97 : 1 [34], в вюрцитце из Пршибрама — 12 : 1. В рудничных водах Силезско-Краковских свинцово-цинковых месторождений отношение $Zn : Cd$ близко к 400 [34].

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 — 15%, 2 : 1 — 30%, 5 : 1 — 50% и 10 : 1 — 3%. В период отмечавшейся выше вспышки металлоносности распределение этих отношений было заметно сдвинуто влево.

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 массовых определений таллия не проводилось и особенности его распределения до конца не изучены. Тем не менее в пробах, где он определялся, постоянно отмечалось его присутствие в количествах от 0,80 до 3,9 мг/л, причем максимальные количества таллия отмечаются, как правило, в сероводородсодержащих рассолах. Гелеобразные осадки новообразованных сульфидов также характеризуются очень высоким содержанием таллия.

Исучая геохимию таллия на сульфидных месторождениях Большого Кавказа, Н.Т. Воскресенская [24] показала, что таллий является характерным элементом для низко- и среднетемпературных неметаморфизованных полиметаллических месторождений альпийского металлогенеза. Отмечая приуроченность наиболее высоких содержаний таллия к металлоидным 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 таллий является крайне характерным элементом для современного металлогенеза.

О формах нахождения тяжелых металлов в термальных рассолах

При изучении современного минералообразования в сероводородных средах (скв. У-1; распределительный чан Р-152, Г-18, У-1) было замечено, что растворенный свинец обнаруживает исключительную инертность к сероводороду [11, 48, 49]. Подобное поведение свинца в сероводородных средах свидетельствует, 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 рассолах. В основу экспериментальных исследований были положены методы: 1) ионного обмена, позволяющие однозначно определять знак ассоциата $Me-Cl$, 2) диализа и 3) аналитические методы, позволяющие определять катионные формы. Для свинца и цинка были проведены расчеты количественных соотношений между возможными комплексами этих металлов в рассолах.

Формы 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°С. Содержание свинца в пробах этих рассолов колеблется от десятых долей миллиграмма до 10 мг/л; цинка — 0,1 до 8–9 мг/л. Значения рН рассолов, отобранных на устье скважин, изменяются в незначительных пределах — от 5,75 до 6,50; Eh (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 (целлюлозная мембрана толщиной 0,05 мм и с радиусом пор 16–20 Å) заливалась дистиллированная вода, а мешки погружались в исследуемые рассолы с повышенными концентрациями металлов (скв. Р-152; Э-116; Г-40). Через 5 дней в растворах, находящихся за пределами мешка и внутри него, 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 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 [11]. Для экспериментов были подобраны пары колонок катионитов и анионитов. В качестве катионов 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 3N раствором хлористого натрия также до нейтральной реакции.

Таблица 20

Поглощение свинца из поверхностных проб рассолов
анионитом АВ-17 (аналитик В.М. Степашкина)

Показатели	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 Pb, мкг	220	149	135	270	70
Содержание Pb в фильтрате, мкг	12	15	20	24	10
Количество отрицательно заряженных комплексов, %	94,3	90	85	91	85,5

Фиг. 5. Вымывание соединений свинца из анионитов

Пробы отобраны на устье скважин: 1 — Г-37; 2 — Э-116; 3 — Э-75

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 одна капля в 10 с. В фильтрах рассолов, пропущенных через колонки с катионитами, концентрация свинца и цинка почти не изменяются по отношению к исходным. Отмечается сорбция свинца в количествах, не превышающих 5–7% и цинка — 5–10% от их первоначального содержания в рассолах. В фильтрах же рассолов, пропущенных через аниониты, фиксируются лишь незначительные концентрации этих металлов. Основные количества их сорбируются анионитами (табл. 20, 21).

Подобное поведение свинца и цинка при фильтрации рассолов через ионообменные смолы свидетельствует, что свинец в челякенинских 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 анионитов.

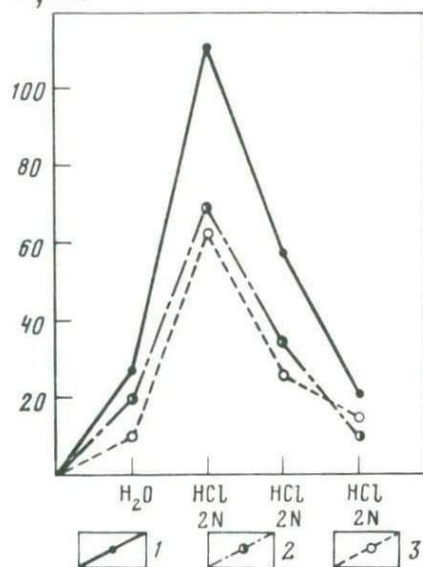
Для проб рассолов, отобранных на устье скважин Г-37, Э-116, Э-75, были изучены особенности десорбции свинца, поглощенного анионитом АВ-17. Вымывание свинца с анионита проводилось фракционно, сначала дистиллированной водой (три фракции по 20 мл), а затем 2N HCl (три-четыре фракции по 20 мл). Две первые фракции воды были отброшены, так как использовались для вытеснения рассолов из межзернового пространства анионитов, а третья анализировалась. Смывы 2N HCl также были проанализированы. Во всех случаях практически полное вымывание свинца из анионитов осуществлялось после пропускания трех фракций (см. фиг. 5).

Таблица 21

Поглощение цинка из поверхностных рассолов анионитом АВ-17 (аналитик В.М. Степашкина)

Показатели	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 Zn, 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

Pb, мкг



Резкое преобладание отрицательно заряженных комплексов свинца и цинка в рассолах свидетельствует также об отсутствии сколько-нибудь значительных количеств органических комплексных соединений этих металлов. Подтверждением служит опубликованная в 1969 г. работа В.Г. Залетова, 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 позволяет говорить о возможности накопления свинца и цинка в них в форме комплексных ионов с Cl^- , Br^- , I^- , HCO_3^- , OH^- и SO_4^{2-} в качестве лигандов. На основе данных по константам устойчивости комплексов представляется возможным рассчитывать количественные соединения 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 содержание таких ионов, как Br^- , I^- , OH^- и SO_4^{2-} , в исследуемых рассолах обуславливают образование только простейших комплексов как для свинца (PbBr^+ [43], PbI^+ , PbSO_4^0 [40], PbOH^+ [111]), так и для цинка (ZnBr^+ [60], ZnI^+ [61], ZnSO_4^0 [106] и ZnOH^+ [112]). Экспериментальные исследования по комплексообразованию Pb и Zn с HCO_3^- ионами при концентрациях последних $3 \cdot 10^{-4}$ г-ион/л отсутствуют, и поэтому при общем рассмотрении эти комплексы опущены. Весьма значительные содержания Cl^- -ионов в рассолах обеспечивает существование большого разнообразия в составе хлоридных комплексов: для свинца — от PbCl^+ до PbCl_4^{2-} [58] и для цинка — от ZnCl^+ до ZnCl_3^- [59]. Поскольку челекенские термальные рассолы имеют весьма высокую ионную силу, равную 6,5, а константы устойчивости некоторых комплексов имелись лишь для разбавленных растворов, проведен их пересчет на ионную силу 6,5 по методу В.П. Васильева [14]. В результате расчетов, проведенных для температуры 25°C и pH 6 установлено, что подавляющая часть общего количества как свинца (93,3%), так и цинка (84,7%) находится в рассолах в форме анионных комплексов состава PbCl_3^- , PbCl_4^{2-} и ZnCl_3^- . Остальное количество свинца связано в комплексы: PbCl_2^0 (4,7%) и PbSO_4^0 (2,0%), а цинка — в комплексы ZnCl^+ (0,84%), ZnCl_2^0 (1,9%), ZnSO_4^0 (7,8%) и ZnOH^+ (4,76%) [51].

Таким образом, приведенные 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 свинца в термальных рассолах в глубинных условиях

На основании экспериментальных и расчетных данных можно считать установленным, что подавляющие количества свинца и цинка в термальных рассолах Челекена в поверхностных условиях находятся преимущественно в форме отрицательно заряженных хлоридных комплексов: PbCl_3^- , PbCl_4^{2-} и ZnCl_3^- .

Сопоставление содержания свинца в рассолах на глубине (в пределах водоносных горизонтов) и на устье скважин (см. табл. 19) показывает, что

при движении термальных рассолов по скважине из пласта на поверхность они теряют значительную часть растворенного свинца, который в больших количествах накапливается в скважинах в виде самородного свинца. В связи с этим есть основания предполагать присутствие на глубине других, неустойчивых в поверхностных условиях, комплексов свинца.

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

Для выяснения форм миграции свинца на глубине, с трех скважин, дренирующих различные водоносные горизонты, были отобраны глубинные пробы. В поднятых пробах определялись содержания Pb , pH и Eh^1 .

Скважина Г-37 вскрывает одиннадцатый водоносный горизонт и перфорирована в интервале 1437–1476 м. Давление на глубине 1400 м 161,6 атм, температура $97,5^\circ C$; pH 6,17 и Eh +65 мВ. Проба отобрана из области перфорации скважины с глубины 1450 м. Содержание Pb 60 мг/л.

Скважина Э-116 дренирует десятый водоносный горизонт; перфорирована в интервале 1360–1429 м. Давление на глубине 1350 м 146,2 атм, температура $96^\circ C$; pH 6,0; Eh +112 мВ. Проба отобрана из области перфорации с глубины 1380 м. Содержание Pb 32 мг/л.

Скважина Э-75 вскрывает рассолы восьмого водоносного горизонта; перфорирована в интервале 1184–1246 м. Давление на глубине 1170 м 136,3 атм, температура $87^\circ C$; pH 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 сразу 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 1 капля в 8–10 с. При этом в фильтрах рассолов, пропущенных через катиониты, были зафиксированы практически исходные концентрации свинца. В фильтрах рассолов, пропущенных через аниониты, свинец отмечался, как правило, в виде следов (дитизон) и в отдельных случаях до 0,3–0,4 мг, т. е. практически полностью сорбировался ими (табл. 22). 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 они были произведены с целью вытеснения 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, а в последующих трех фракциях 2N HCl свинец фиксируется в ничтожных количествах. Процесс десорбции фактически прекращался, несмотря на то что в смолах оставались еще значительные

¹ Значения Eh приводятся по отношению к нормальному водородному электроду.

Поглощение свинца анионитом АВ-17 из рассолов, отобранных на глубине

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

количества свинца. Продолжение десорбции с применением в качестве десорбента 6N HCl приводит снова к энергичному вымыванию из анионитов.

Сопоставление количеств десорбируемого с анионита свинца 2N HCl и 6N HCl показывает, что десорбция его для указанных проб протекает неодинаково. Свинец, сорбированный из рассолов восьмого 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 десятого водоносного горизонта (скв. Э-116) наблюдается уже иная картина десорбции. 2N HCl десорбируется лишь 60% сорбированного из данной пробы свинца, остальные 40% десорбируются 6N HCl. Свинец, сорбированный из рассолов одиннадцатого горизонта (скв. Г-37), лишь в незначительных количествах десорбируется 2N HCl, а остальная часть (более 80%) десорбируется 6N HCl.

Подобный характер десорбции свинца, сорбированного из проб рассолов, отобранных на глубине, подтверждает, по мнению авторов, присутствие третьего (помимо $PbCl_4^{2-}$ и $PbCl_3^-$), неустойчивого в условиях поверхности, комплекса. Учитывая повышенные концентрации CO_2 и HCO_3^- в рассолах на глубине, вероятно присутствие в них карбонатно-хлоридных $Pb(CO_3)_2Cl^{3-}$ и карбонатных $Pb(CO_3)_2^{2-}$ комплексов свинца.

Н.Н. Барановой [4,5] на основании многочисленных экспериментов по изучению комплексообразования свинца в растворах состава $Na_2CO_3 - NaCl$ при ионной силе $\mu=1$ была доказана 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 $(1,2 \pm 0,2) \cdot 10^9$. Н.Н. Баранова полагает, что смешанный карбонатно-хлоридный комплекс свинца может оказаться весьма устойчивым при повышенных температурах, а следовательно, играть заметную роль в миграции свинца.

О формах железа, меди и кадмия в термальных 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 Fe, Cd и Cu проводилось путем разделения

Поглощение железа и расколов анионитом АВ-17 (аналитик И.Б. Никитина)

Показатели	P-152	P-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	20	28	75
Количество отрицательно заряженных комплексов, %	96,5	91	89	90	86

* Глубинные пробы.

Таблица 24

Содержание различных форм меди в рассолах Челекена, мг/л

Скважина	Медь общая (полярография)	Медь катионная (колориметрия)	Скважина	Медь общая (полярография)	Медь катионная (колориметрия)
Э-116 ¹	2,94	0,14	Г-30	1,0	0,16
Г-37 ¹	5,30	0,29	Э-133	1,0	0,06
Э-75 ¹	8,34	0,35	Э-87	0,70	0,08
Э-106	1,40	0,10	Э-112	0,69	0,075
Г-18	1,40	0,08	Аналитик	И.Б. Никитина	Л.А. Бурмистрова
Э-81	1,0	0,20			

¹ Пробы отобранные на глубине, в области перфорации скважин.

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 (P-152, P-175, Э-116), так и на глубине, в зоне перфорации скважин (Э-116 и Э-75). Через колонки с анионитом АВ-17 было пропущено по 25 мл рассола каждой пробы. Результаты эксперимента приведены в табл. 23, из которой следует, что подавляющее количество (от 86 до 98%) железа присутствует в рассолах в виде отрицательно заряженных комплексов.

Суждения о формах нахождения меди в термальных рассолах базировались на применении различных, но проводившихся параллельно аналитических методов ее определения. Колориметрическим методом (с диэтилдитиокарбаминатом свинца) определялась двухвалентная медь, находящаяся в ионной форма. Параллельно методами полярографии проводилось определение общей меди. Сопоставление данных табл. 24 показывает, что количество катионных форм меди ничтожно и большая часть ее находится в рассолах в виде комплексных соединений. Высокие концентрации хлор-иона в рассолах позволяют предполагать преобладание хлоридных анионных комплексов меди типа $CuCl_3^-$ и $CuCl_4^{2-}$, что подтверждается

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

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

Таблица 26

Поглощение кадмия из рассолов анионитом АВ-17

Показатели	Полярграфия		Колориметрия	
	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
Аналитик	И.Б. Никитина		Л.А. Бурмистрова	

также и экспериментально. Фильтрацией рассолов через анионитные смолы (АВ-17 в хлор-форме) установлено, что около 90% меди находится в виде отрицательно заряженных комплексов (табл. 25). Сопоставление данных по содержанию меди в рассолах из скважин Г-37, Э-116 и Э-75 показывает, что некоторое количество меди (5%) находится в виде нейтральных комплексов (CuCl_2^0).

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. 26). Исключительно важная роль хлоридных комплексов кадмия в гидротермальном рудообразовании отмечается Мукерджи [110]. Им были рассчитаны константы устойчивости для комплексов CdCl^+ и CdCl_2^0 .

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^- и CuCl_2^0 (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 состава 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 (от 2 до 8%), а для цинка — гидроксильные (~5%) комплексы.

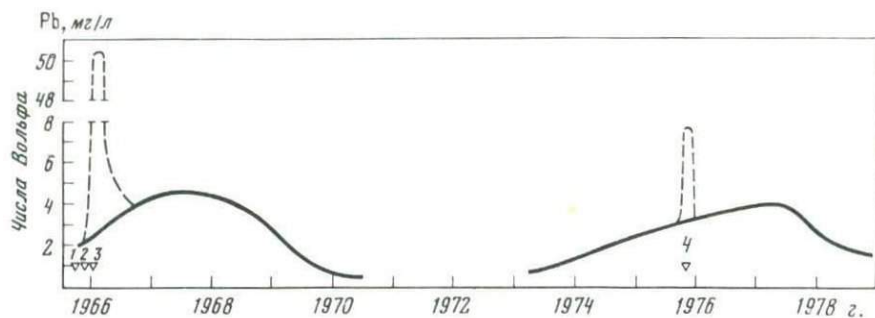
В более глубоких горизонтах, где преобладают хлоридно-бикарбонатно-натриевые воды, не исключено нахождение тяжелых металлов в виде более сложных хлоридно-карбонатных, а в зонах сероводородного заражения — в виде гидросульфидных комплексов.

Изменение уровней концентрации халькофильных элементов в термальных рассолах Челекена во времени

Исследованиями, систематически проводившимися с 1966 по 1980 г., было установлено, что концентрации Pb, Cu, Cd в термальных рассолах значительно изменяются во времени как в отдельных скважинах, так и в скважинах гидрогеохимических аномалий в целом. Среднее содержание Pb для гидрогеохимических аномалий весной 1966 г. составляло 3,5 мг/л¹. Последующее опробование позволило зафиксировать резкое увеличение концентраций свинца в скважинах гидрогеохимических аномалий в среднем до 50 мг/л. Значительное повышение концентраций Pb началось в конце апреля — начале мая, продолжалось в июне-июле, и только в ноябре 1966 г. началось снижение концентраций его, а в феврале 1967 г. концентрации свинца снизились практически до исходного уровня (3,7 мг/л), хотя в среднем за 1967 г. они составили 4,8 мг/л. Подобные колебания концентраций свинца вызвали необходимость более систематических режимных исследований концентрационных уровней халькофильных элементов в рассолах во времени. С 1968 г. на скважинах, расположенных в пределах гидрогеохимических аномалий, были начаты режимные наблюдения. Опробование этих скважин проводилось три раза в месяц с замерами температуры и определением Pb, Zn, Cd и в меньших количествах Cu (табл. 27, см. в конце книги).

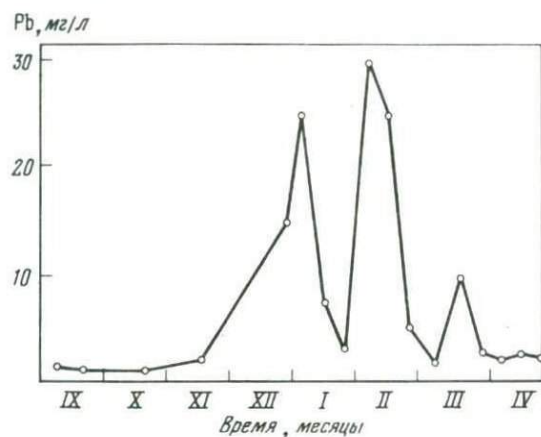
В процессе этих исследований было установлено, что каких-либо сезонных вариаций в концентрациях халькофильных элементов не наблюдается. Напротив, на протяжении всего 1968 г. и до июля 1969 г. среднее содержание Pb в рассолах аномальной зоны составляло около 4 мг/л; с июля 1969 г. оно резко упало до 1 мг/л, и до апреля 1971 г. продолжало постепенно снижаться, составляя в среднем 0,7 мг/л. С июля 1971 г. и практически весь 1972 г. систематических режимных исследований не проводилось, но возобновленные вновь в 1973 г. они показали, что средний уровень концентраций свинца несколько ниже уровня 1971 г. — не более 0,4 мг/л. В начале 1974 г. средний уровень концентрации свинца начал повышаться, достигнув к июлю 1,3 мг/л, а к концу 1975 г. — 2,5 мг/л. В 1976 г. он составил величину порядка 3,3 мг/л с отчетливо выраженной тенденцией повышения уровня концентраций в последние три месяца этого года. В 1977 г. средний уровень концентраций свинца значительно возрастает, достигая 5 мг/л и сохраняясь практически на протяжении всего года и лишь

¹ Здесь и далее в тексте приводятся данные по содержанию свинца в рассолах, отобранных на устье скважин.



Фиг. 6. Изменение среднего содержания свинца (сплошная линия) в рассолах скважин гидрогеохимических аномалий с 1966 по 1979 г.

Пунктир — кратковременные всплески очень высоких концентраций свинца; треугольники — землетрясения: 1 — Красноводское, 2 — Огурчинское, 3 — Небит-Дагское, 4 — Газлинское



Фиг. 7. Изменение концентраций свинца в скв. Г-16 с декабря 1974 г. по апрель 1975 г.

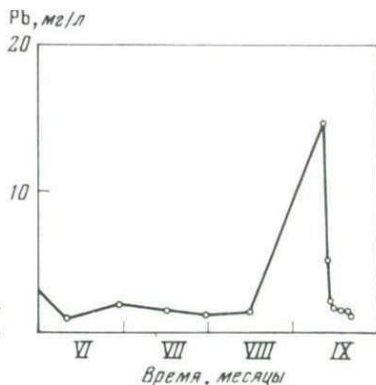
несколько понижаясь в конце его. В 1978 г. концентрации свинца понижаются и в среднем составляют не более 2,74 мг/л.

Таким образом, отчетливо выявляются вариации в концентрациях свинца с возможными периодами в 10–11 лет, осложненными резкими повышениями и спадами его концентраций в течение нескольких месяцев (фиг. 6). Все это еще более осложняется неоднозначным уровнем концентраций свинца в рассолах гидрогеохимической аномалии из различных скважин в один временной период. Это отчетливо иллюстрируется приведенными аналитическими данными¹ режимных исследований скважин в пределах гидрогеохимических аномалий в течение 15 лет (с 1966 по апрель 1980 г.).

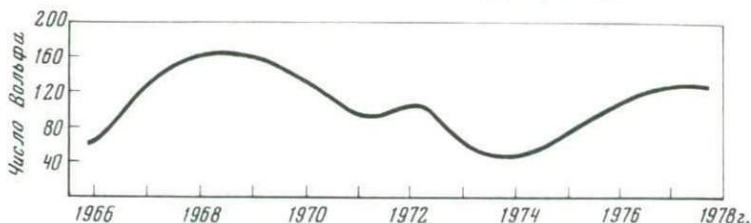
Так, например, с декабря 1974 г., в скв. Г-16 началось повышение концентраций Pb, которое достигло максимума (30 мг/л) в феврале 1975 г., а к 10 апреля его концентрация снизилась до исходного уровня (фиг. 7), а в скв. Э-111 в процессе подекадного опробования в сентябре 1975 г. было зарегистрировано резкое увеличение концентраций Pb. Последующие ежедневные определения свинца в этой скважине показали, что в течение 6 дней его концентрация постепенно снизилась до исходного уровня

¹ См. табл. 27 в конце книги.

Фиг. 8. Изменение концентраций свинца в скв. Э-111 с июня по сентябрь 1975 г.



Фиг. 9. Изменение активности Солнца с 1966 по 1978 г.



(фиг. 8). При этом в других скважинах гидрогеохимической аномалии в этот период подобных изменений не происходило.

Аналогичные изменения концентрации во времени регистрируются также для меди и кадмия. При этом изменения концентраций этих элементов образуют совариации с Pb.

Заслуживает внимания положение кратковременных, но высоких концентрационных всплесков свинца, фиксирующихся на отрезках кривой, иллюстрирующей изменение концентрации Pb за 10 лет. Эти кратковременные всплески очень высоких содержаний свинца являются предвестниками высококальных землетрясений [54]. Зафиксированы они дважды в конце апреля — начале мая 1966 г. и в апреле 1976 г. (см. фиг. 6).

Полученные данные показывают, что выявленные колебания свинца охватывают цикл в 10–11 лет. Материалы, любезно предоставленные Лабораторией физики Солнца Государственного астрономического института им. П.К. Штернберга, позволили сопоставить концентрационную кривую, характеризующую изменение концентраций свинца в рассолах Челекена с 1966 по 1978 г. (включительно), с кривой изменения солнечной активности за период с 1966 по 1978 г. (см. фиг. 9). В системе причинно-следственных связей изменение концентрации свинца в термальных рассолах не следует за изменением активности Солнца, а происходит синхронно, о чем отчетливо свидетельствует характер взаимоотношений сопоставляемых кривых.

В широком плане правомерен вопрос: не происходит ли одновременно с активизацией процессов на Солнце, также и активизация планетарных эндогенных процессов? Несомненно, мы не знаем еще природу процессов планетарной эндогенной активизации и обладаем лишь небольшим количеством фактов, являющихся частными производными этого, весьма сложного по своей природе процесса, но целенаправленная постановка геохимических и геофизических исследований позволит нам ближе подойти к пониманию этого явления.

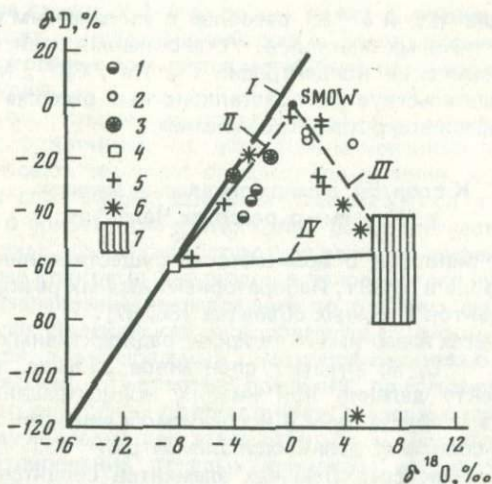
**Изотопный состав водорода и кислорода
подземных вод Челекена**

На изотопный состав исследованы металлоносные термальные рассолы Челекена, локализованные в интервале глубин 870—1370 м и отобранные на устье скважин при температурах 70—80°С (табл. 28). Значение δD рассолов изменяются от -31 до 41 ‰, а $\delta^{18}O$ — от 2,1 до 3,5 ‰ относительно SMOW. Выявленные значения δD и $\delta^{18}O$ для металлоносных терм Челекена близки к таковым, установленным для современных высокоминерализованных (до 300—315 г/л) рассолов залива Кара-Богаз-Гол — продуктов концентрирования воды Каспийского моря. Изотопный состав (D/H и $^{18}O/^{16}O$) рассматриваемых металлоносных терм Челекена формально ложится и на экспериментальную прямую солнечного упаривания вод Черного моря и озера Сасык-Сиваш, описываемую уравнением $\delta D = 5,2 \delta^{18}O - 17 ‰$ [80]. Однако характер изменения изотопного и химического состава металлоносных рассолов и вод нефтяных залежей Челекена плохо увязывается с результатами экспериментальных данных процесса упаривания, и поэтому нет основания считать термальные металлоносные рассолы Челекена простыми продуктами солнечного упаривания морских захороненных вод.

Таблица 28

**Изотопный состав водорода и кислорода подземных вод Челекена
и других районов Западно-Туркменской впадины**

№	Тип воды, место отбора пробы, номер скважины	Интервал перфорации, м	Возраст водовмещающих пород	Общая минерализация вод, г/л	δD	$\delta^{18}O$
					‰ (SMOW)	
1	Термальные металлоносные рассолы, Челекен, скв. P-152	1350—1370	Средний плиоцен, верхняя часть красноцветной толщи	257	-31	-2,6
2	“ скв. Г-28	1050	То же	276	-35	-3,0
3	“ скв. Г-17	870—900	“	283	-41	-3,5
4	“ скв. Г-32	1200—1240	“	282	-	-2,1
	Воды нефтяных залежей					
5	Челекен, скв. 219	538—629	“	119	-10	+1,0
6	Зап. Челекен, скв. 123	700—750	“	34	-	0,0
7	Челекен, Алигул, скв. 603	803—806	Средний плиоцен, нижняя часть красноцветной толщи	84	-12	+1,1
8	То же, скв. 595	2254—2279	То же	16	-13	+4,4
	Воды грязевых вулканов					
9	Озеро Западный Порсугель	-	“	33	-19	-1,6
10	Озеро Розовый Порсугель	-	“	35	-26	-4,3



Фиг. 10. Изотопный состав водорода и кислорода природных вод [29]

1 — металлоносные термальные рассолы Челекена; 2 — пластовые воды нефтяных залежей Челекена; 3 — воды грязевых вулканов Челекена; 4 — гипотетические (?) метеорные воды Челекена; 5 — пластовые воды нефтяных месторождений Западно-Туркменской впадины; 6 — воды грязевых вулканов Западно-Туркменской впадины; 7 — область магматических и ювенильных вод. I — линия Крейга для метеорных вод; II—IV — линии гипотетического смешивания: II — океанических вод и метеорных (?) вод Челекена, III — океанических и магматических (ювенильных) вод, IV — магматических (ювенильных) вод и метеорных (?) вод Челекена

Установленный изотопный состав современных рудообразующих гидротерм Челекена не характерен ни для одного из изветных генетических типов природных вод — океанических (морских) или метеорных (фиг. 10). Эти рассолы по изотопному составу являются более легкими по сравнению со всеми другими исследованными водами Челекенской структуры — водами нефтяных залежей в красноцветных отложениях и водами грязевых вулканов (см. табл. 28 и 10). По изотопному составу они не похожи также на нефтяные воды красноцветных отложений и воды грязевых вулканов из других районов Западно-Туркменской впадины. Поэтому, по данным изотопного состава (δD и $\delta^{18}O$), высокоминерализованные металлоносные термальные рассолы Челекена нельзя считать водами собственно красноцветных отложений, как это предполагают некоторые исследователи [30].

Металлоносные термальные рассолы Челекена трудно получить и в процессе изотопного смешивания установленных типов вод. Вклад современных метеорных вод в формирование изотопного состава металлоносных терм практически исключен из-за малого количества метеорных вод. Отличия в изотопном составе (см. фиг. 10) не позволяют судить об участии магматических (ювенильных) вод в формировании гидротерм Челекена, однако нельзя отвергать и возможность участия их в количествах до 20—25%.

В металлоносных рассолах Челекена возрастание концентрации хлор-иона (от 160 до 176 г/л), натрий-иона (от 70 до 77 г/л), кальций-иона (от 23 до 25 г/л) и магний-иона (от 3,8 до 4,6 г/л) сопровождается снижением величины δD от -31 до 41‰ и значений $\delta^{18}O$ — от -2,6 до -3,5‰. С повышением pH рассолов и концентрации в них кремневой кислоты значения δD , и $\delta^{18}O$ увеличиваются. Обнаружена тенденция к утяжелению

изотопного состава (δD и $\delta^{18}O$) рассолов с увеличением их температуры и концентрации тяжелых металлов. Установленная зависимость величин δD и $\delta^{18}O$ от изменения концентраций Cl^- , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , H_2SiO_3 и температуры свидетельствует, что металлонесные рассолы Челекена представляют собой смеси вод различного генезиса.

К вопросу о сверхтяжелых элементах в термальных рассолах Челекена

На основании гипотезы о возможности существования сверхтяжелых элементов в природе в 1968 г. Лабораторией ядерных реакций были начаты поиски этих элементов в земных объектах [86, 87].

Поскольку из всех известных в природе радиоактивных изотопов лишь один, а именно ^{238}U , испытывает спонтанное деление, то обнаружение ощутимого эффекта деления при низких концентрациях урана может свидетельствовать о присутствии в исследуемом веществе каких-то новых (сверхтяжелых), спонтанно делящихся элементов.

Методически поиск сверхтяжелых элементов сводится к наблюдению и регистрации актов спонтанного деления в природных объектах с помощью больших пропорциональных счетчиков [85] и нейтронных детекторов [88, 89]. Непременными условиями при проведении эксперимента являются: 1) исключение космического фона и 2) определение концентрации урана в исследуемом объекте.

В порядке научного содружества в исследованиях, связанных с поисками сверхтяжелых элементов с атомными номерами 112–116 в современных минеральных новообразованиях и рассолах Челекенской рудообразующей системы, приняли участие и авторы настоящей работы.

В начальный период указанных исследований для измерений на пропорциональных счетчиках были отобраны самородный свинец из скважин, дренирующих различные водоносные горизонты в пределах гидрогеохимических аномалий (скв. Г-49, Р-152, Э-105, Э-110, Э-79, Г-37, Э-111, Э-75 и Э-116) и сульфиды железа из донных отложений каптажного колодца скв. У-1. Последние представляли собой смесь дисперсных фаз пирита, мельниковита и макинавита, характеризующуюся весьма высоким содержанием таллия — до 1,5%. Кроме того, были отобраны пробы жильного пирита с Чокрака в районе урочища Хораз. В отобранных пробах был определен уран, концентрация которого в самородном свинце не превышала $1,5 \cdot 10^{-7}$ г/г, а в сульфидах железа варьировала от $1 \cdot 10^{-7}$ до $2 \cdot 10^{-7}$ г/г [95].

Отобранные пробы были измерены в ЛЯР ОИЯИ на пропорциональных счетчиках. Самородный свинец измерялся в течение 18 сут. За это время было зарегистрировано два импульса спонтанного деления. Зарегистрированный эффект нельзя объяснить спонтанным делением урана, поскольку число импульсов деления последнего, вычисленное с учетом указанной выше концентрации, эффективности счетчика, веса образца и времени его измерения (18 сут) приводит к цифре 0,04 импульса [95]. Тем не менее не исключено, что зарегистрированный эффект может быть обусловлен вынужденным делением свинца под воздействием космических лучей. Сульфиды железа из донных осадков каптажного колодца скв. У-1 измерялись на пропорциональных счетчиках дважды в различных условиях защиты от космического излучения.

Суммарно (включая также и пирит из урочища Хораз) сульфиды железа измерялись в течение 374 сут. Всего было зарегистрировано 17 импульсов спонтанного деления. За это же время уран мог дать не более 1 импульса.

Сульфиды железа из скв. У-1 (вес пробы 10 кг) в течение 34 сут выдерживались в детекторе мгновенных нейтронов. За это время было получено 6 импульсов, из которых только два могут быть отнесены за счет содержащегося в пробе урана.

Таким образом, измерение новообразованных минеральных фаз на пропорциональных счетчиках и в детекторе мгновенных нейтронов позволило зарегистрировать импульсы от осколков деления, которые не могут быть объяснены спонтанным делением содержащегося в них урана. Это свидетельствует о присутствии в этих фазах ранее неизвестного, спонтанно делящегося нуклида, но низкая абсолютная величина эффекта не позволяет пока сделать более конкретных выводов о природе этого нуклида.

Дальнейшее направление исследований по поискам сверхтяжелых элементов в пределах Челекенской рудообразующей системы определялось положением: если в минеральных новообразованиях, отложившихся из термальных рассолов, отмечаются признаки присутствия неизвестного ранее нуклида, то он должен присутствовать также и в самих термальных рассолах. Поэтому на следующем этапе работ были поставлены задачи выделения и концентрирования тяжелых элементов из рассолов. Одним из возможных путей концентрирования тяжелых металлов представлялся метод ионного обмена. Из ранее проведенных исследований по изучению форм нахождения тяжелых металлов в термальных рассолах Челекена, которыми было установлено, что указанные металлы находятся в рассолах в форме анионных комплексов ($PbCl_3^-$, $PbCl_4^{2-}$ и $ZnCl_4^{2-}$), следует, что для проведения ионнообменной сорбции и концентрирования искомым элементов наиболее целесообразно использовать аниониты.

Для планируемой крупномасштабной сорбции необходимо было выбрать скважину, расположенную в пределах гидрогеохимических аномалий, дренирующую наиболее глубокие водоносные горизонты, рассолы которых характеризуются высокими содержаниями халькофильных компонентов и не имеют загрязняющих нефтяных примесей. Для проведения эксперимента нами было рекомендована скв. Г-37, отвечающая всем необходимым требованиям.

В 1971 г. группой сотрудников ЛЯР ОИЯ И под руководством Ю.Т. Чубуркова были проведены эксперименты по крупномасштабной сорбции тяжелых металлов и их гипотетических сверхтяжелых гомологов. У скважины Г-37 была установлена колонна высотой в 2 м и диаметром 1,5 м. В нее было загружено 850 кг винил-пиридиновой анионообменной смолы, через которую пропускались рассолы из этой скважины. Скорость пропускания рассолов составляла 1,5 мл/см²·мин. Эксперимент продолжался 40 сут, и за это время через колонну было пропущено 2000 м³ рассола [95]. Сопоставление концентраций железа, цинка, свинца и таллия в исходных рассолах и в насыщенной смоле показало, что определенные в последней количества этих элементов соответствуют полному их извлечению лишь из 50 м³ воды [90].

Девять килограммов насыщенной смолы было помещено в детектор мгновенных нейтронов, где выдерживались 88 сут. За это время было зарегистрировано 42 импульса спонтанного деления. Деление урана, присутствующего в смоле в количестве $(2-3) \cdot 10^{-8}$ г/г, за это время могло дать не больше 1 импульса. Следует отметить, что в 42 событиях деления отмечены главным образом двухкратные и трехкратные¹.

¹ Для спонтанного распада урана характерны максимум двухкратные импульсы (т.е. испускание двух нейтронов).

Таким образом, измерение насыщенной смолы позволило зарегистрировать эффект спонтанного деления, в десять раз превосходящий таковой для минеральных новообразований, и показало, что в металлоносных термальных рассолах также присутствует неизвестный спонтанно делящийся компонент.

Полученный на смолах эффект позволил предпринять попытки дальнейшего концентрирования спонтанно-активного компонента. Химико-технологической группой ЛЯР ОИЯИ были проведены эксперименты по десорбции тяжелых металлов со 170 кг насыщенной смолы [90]. Элюирование проводилось последовательно: водой, 0,1 М HCl, 2 М HCl, 2М HNO₃, 2М CH₃COOH. Общий объем элюата составил 2,5 м³. Из растворов элюата осаждались гидроокиси и фосфаты железа. Общий вес полученных осадков (в сухом виде) нейтронных составлял 5 кг. Измерение указанных осадков, с помощью нейтронных детекторов, проводившееся в течение 7 сут, показало резкое увеличение событий спонтанного деления. Их количество для этих осадков составило в среднем 5 импульсов в сутки, а в целом за неделю — 36, из которых 23 двукратных, 9 трехкратных, 3 четырехкратных и одно пятикратное событие [90].

На основании приведенных фактов можно считать установленным присутствие в металлоносных рассолах Челекена спонтанно делящегося нуклида. По данным Ю.С. Короткина, Г.М. Тер-Акопяна и др. (1978 г.) наиболее вероятное устойчивое валентное состояние нового нуклида от +1 до +3.

Руководящий исследованиями академик Г.Н. Флеров отмечает: "Из всей совокупности полученных данных следует, что в исследованной нами геотермальной воде полуострова Челекен . . . обнаружена активность спонтанного деления, во много раз превышающая активность спонтанного деления урана" и далее: "По нашему мнению, спонтанно делящийся нуклид, обнаруженный в гидротермах Челекена. . . принадлежит к области сверхтяжелых элементов" [90, с. 16].

СОВРЕМЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ, СВЯЗАННОЕ С ТЕХНОГЕННОЙ РАЗГРУЗКОЙ ТЕРМАЛЬНЫХ РАССОЛОВ

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 наших глазах и прослеживалось на протяжении двух—шести месяцев, а иногда до полутора-двух лет и более. Большинство описываемых минеральных агрегатов датировано, 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 минералообра-

зующей среды — ее состава и динамики, качественного состояния растворенных веществ — с выяснением 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 ниже описанию образующихся минералов и минеральных агрегатов, как правило, предшествует характеристика условий их образования.

Ранее было показано, что в пределах Челекенской антиклинальной структуры преобладают три типа вод: высококонцентрированные хлоридные натриево-кальциевые рассолы, не содержащие сероводорода, и зараженные сероводородом, хлоридно-бикарбонатно-натриевые и 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 достигает 0,25—0,30%.

Как уже 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 (см. табл. 19).

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. Режимы спуска и подъема были отработаны так, чтобы пробоотборник не касался внутренней поверхности труб и не разрушал накопившихся на них новообразований. Как последовательный ход отбора 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 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. 29, 30). Особенно резкий скачок в понижении концентраций свинца и меди отмечается в интервале 1400—1000 м, а затем, как правило, фиксируется более постепенное понижение концентраций. Содержание кадмия на устье также несколько ниже, чем в области перфорации, однако оно незначительно и варьирует в преде-

Глубинное поинтервальное опробование скважины 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

Таблица 30

Глубинное поинтервальное опробование скважины 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	He опр.	He опр.	16,0	4,0	0,70	3,45
1400	+112	6,0	36,0	4,0	0,78	7,60

лах точности анализа. Для цинка изменений в концентрациях от зоны перфорации до устья скважины практически не отмечается.

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 (см. табл. 29, 30).

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

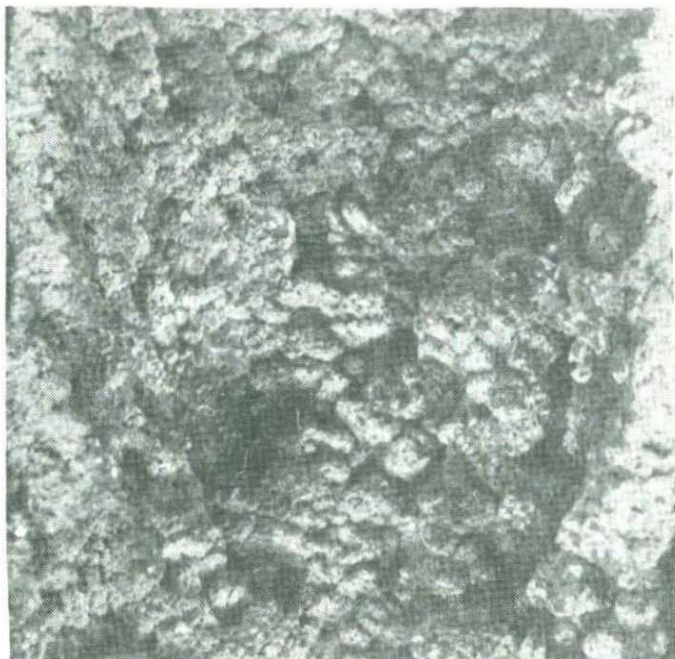
Количество скважин, в которых за короткое время накапливаются сотни и тысячи килограммов самородного свинца, насчитывается многими десятками. Остановимся на характеристике скопления новообразованных свинца и меди в некоторых скважинах.

Скважина 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. Зябка о "металлическом засаливании" манометров при замерах забойного давления в этой скважине в ее крестовине были обнаружены натечные, почковидные коры элементарного свинца (фиг. 11).

Химический состав рассолов этой скважины приведен в табл. 13.

Самородный свинец в естественной среде (в рассоле) имеет голубовато-серую окраску и довольно сильный металлический блеск. 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,



Фиг. 11. Почковидные образования самородного свинца в трубах скв. P-152. Период образования 2,5 года. Увел. 1,5

сложенные дендритовидными скелетными кристалликами. 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 в натечных образованиях самородного свинца незначительна (не более 3 вес.%). В очищенном от карбонатов свинце химически установлены примеси: (в вес. %): As — 0,60; Cu — 0,49; Ag — 0,08 и Sb — 0,02. Кроме того, полуколичественным спектральным анализом отмечаются: Zn — от 0,0*n* до 0, *n*; Cd 0,2; Mo 0,1; Sr — 0,0*n* и Ca — 0,000*n* %.

Межплоскостные расстояния для самородного свинца из этой скважины приведены в табл. 31. Параметры элементарной ячейки $a = 4,98\text{Å}$.

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

Скважина 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 произведенным замерами было установлено, что в интервале 1351—1279 м образовалась песчано-свинцовая пробка, заполнившая 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.

Межплоскостные расстояния самородного свинца скв. Р-152

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

Условия съемки: Fe-излучение; $d = 57,3$ мм; напряжение 35 кВ; сила тока 10 ма.
 1 — самородный свинец — исследуемый; 2 — свинцовая проволока (данные В.И. Михеева; $a = 4,955$).

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

Свинец представлен тонкозернистыми пористыми агрегатами, характеризующимися слабо выраженной слоистостью. В пределах концентрических слоев самородного свинца отмечаются тончайшие прерывистые прослойки тонкокристаллического гидроцерусита. Рентгеновским анализом смеси, помимо линий самородного свинца, отмечаются также линии: 3,60 (6); 3,29 (6); 2,625 (7); 2,227 (3); 1,880 (2), и 1,692 (2), отвечающие основным линиям гидроцерусита.

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 порошкового самородного свинца. Подсчет количества свинца, унесенного в котлован, произведенный после его осу-

шения, показал, что в нем накопилось 2,5–3 т тонкопорошкового 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 плоскоразвитые дендритные формы. Ввиду значительного окисления материала он не исследовался методами оптической микроскопии. Следует отметить, что в агрегатах свинца этой скважины, подвергшихся значительному окислению, наблюдается большое количество тончайших плочных 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 вес. %): Cu 2,5, As — 1, Ca — 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.

На отдельных индивидах отмечаются характерные признаки скелетного роста. В лапчатых, дендритовидных образованиях свинца постоянно отличаются точечные включения самородной меди.

Спектральным анализом в этом свинце отмечаются (в вес. %): 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.

Скважина Э-116, пробуренная до глубины 1457 м, вступила в эксплуатацию 30 марта 1964 г. Скважина перфорирована в интервале 1450–1371 м и дренирует десятый водоносный горизонт. Химический состав рассолов, вскрытых этой скважиной, приведен в табл. 12. Начальный дебит ее составлял 435 м³ в сутки. В марте 1965 г. при проверке 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 снизился до 205 м³ в сутки, а в феврале 1967 г. — до 145 м³ 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 натечные коры на внутренней поверхности труб. 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 десятого водоносного горизонта и, сопоставив их с данными по содержанию Pb в рассолах этого горизонта, 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. м³. 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 — 68г.) дает цифру 27,0 мг/л. 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 (табл. I, а)¹. Под микроскопом видно, что свинцовый цемент имеет неоднородное строение. В одних участках он представлен очень плотными агрегатами мельчайших зернистых частиц, в других — он порист и сложен пластинчатыми, иногда радиально-ориентированными индивидами. Среди последних часто отмечаются точечные и пленочные выделения самородной меди. Изредка она наблюдается в виде единичных дендритовидных образований. И совсем редко в описываемом свинце отмечаются единичные округлые зернышки самородного серебра.

В составе охарактеризованных образований, особенно в участках сложенных плотным тонкозернистым свинцом, в заметных количествах отмечаются гидроцеруссит и церуссит, представленные скрытокристаллическими агрегатами, явно реликтовыми и замещающимися самородным свинцом. Рентгеновским анализом смесей, помимо полного набора линий самородного свинца, установлены линии: 3,61 (5); 3,31 (6); 2,627 (6); 2,229 (4) и 1,88 (2) (отвечающие гидроцерусситу), также 3,47 (7); 3,08 (3); 2,52 (4); 2,08 (4) и 1,929 (5), отвечающие церусситу.

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

В табл. 32 приведены значения межплоскостных расстояний этого свинца.

Скважина Г-37 была пробурена в марте 1960 г. на глубину 1520 м. Перфорирована в интервале 1437—1476 м и дренирует одиннадцатый водоносный горизонт. Химический состав рассолов этого горизонта приведен в табл. 12. В течение эксплуатации в скважине периодически образовывались свинцово-песчаные пробки, которые для нормального функционирования скважины необходимо было удалять. Количества выносящегося при промывках свинца измеряются тоннами.

Рассолы скважины по отводной трубе сбрасываются в ручей, впадающий в искусственное озеро (водохранилище Алигул). В отводной трубе в русле ручья на протяжении 5—6 м отлагается тонкопорошковатый свинец. В бортах ручья чуть ниже уровня рассолов наблюдаются его натечные гребневидные коры. Образование кор подобного типа обусловлено седиментацией тончайших взвешенных частиц вещества в направленном токе растворов. В центральной части русла ручья среди скоплений тонкопорошковатого самородного свинца наблюдаются тонкие псевдоморфозы облекания свинца по волокнам обрывков размочаленных канатов (табл. I, б).

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

В табл. 33 приведены значения межплоскостных расстояний самородного свинца, слагающего гребневидные коры.

¹ Таблицы I—XXIV см. в конце книги.

Межплоскостные расстояния самородного свинца скв. З-116

n/n	Исследуемый ¹		Свинец по Л.Г. Берри и Р.М. Томпсон (1962 г.)		
	l	d	l	d	hkl
1	4	3,17 ^l	—	—	—
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	—	—	—
		1,011			
18	10 дв.	1,009	2	1,011	224

¹ Условия съемки: Fe-излучения; $d = 57,3$ мм; напряжение 35 кВ; сила тока 10 ма.

Таблица 33

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

№ n/n	Исследуемый ¹		Свинец по Л.Г. Берри и Р.М. Томпсон (1962 г.)		
	l	d	l	d	hkl
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	8	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

¹ Условия съемки: Fe-излучения; $d = 57,3$ мм; напряжение 35 кВ; сила тока 10 ма.

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 миллиметра до 0,2 мм) идеальные сферолиты самородного свинца.

Состав элементов-примесей в комковатых образованиях Pb несколько отличен от таковых в свинце из русла ручья. Спектральным анализом в нем обнаружены (в вес. %): Cu 5,5; As — 2,2; Ag — 0,5; Mo — 0,07; Sb — 0,032; Zn — 0,01; Bi — 0,001; Sn — 0,001 и Be — 0,00015.

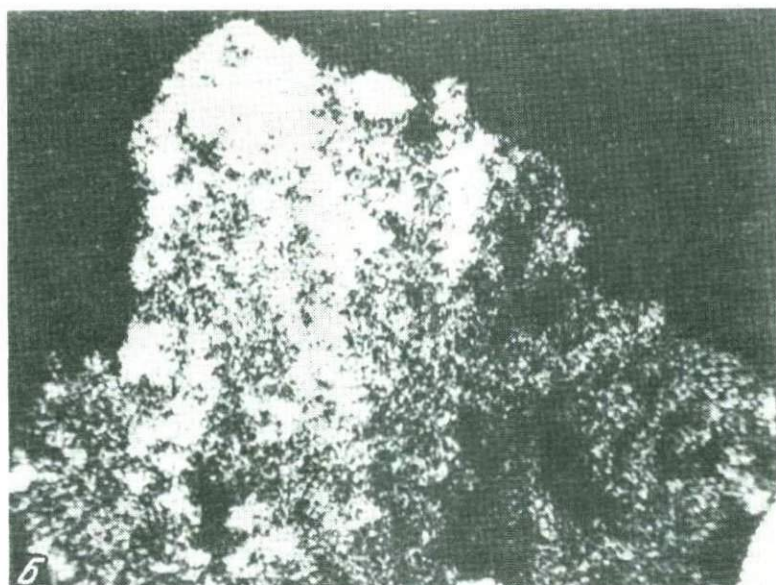
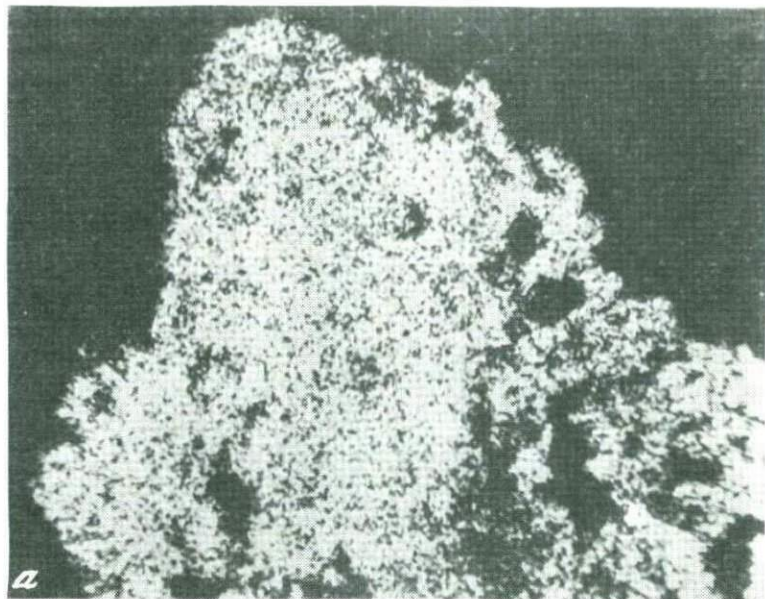
При проведении глубинного опробования этой скважины на пробоотборнике, поднятом с глубины 1450 м, были обнаружены единичные крупные (до 3 мм в диаметре) сферолиты самородного свинца. Специально проведенным отбором с помощью пробоотборника типа желонки с глубины 1460 м было поднято около 600 г самородного свинца. Он преимущественно был представлен сферолитами идеальной шарообразной формы. 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, так как свинец из-за его низкой твердости размазывается при полировании.

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

Скважина Э-119 расположена на юго-восточном крыле складки в пределах западной части гидрогеохимической аномалии и дренирует одиннадцатый 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 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 характерным для выделений меди являются неравномерно распределенные тонкокристаллические скопления в основной свинцовой массе гранул. На фиг. 12 приведены данные скарирования небольшого участка свинцовой гранулы, которые иллюстрируют характер распределения тонкокристаллической меди. В основной массе гранул свинца изредка отмечаются единичные, округлой или неправильной формы выделения самородного серебра. В табл. 34 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 плоскоразвитые дендриты элементарной меди. Иногда дендриты меди образуют сплошные оторочки вокруг глинистых частиц, которые, в свою очередь, перекрываются тонкими денд-



Фиг. 12. Распределение свинца (а) и меди (б) в краевом участке свинцовой гранулы, площадью 200×150 мкм; снято на микроанализаторе MS-46. Рентгеновское излучение

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

№ п/п	Исследуемый образец ¹		Свинец по Л.Г. Берри и Р.М. Томпсон (1962 г.)			Медь по Л.Г. Берри и Р.М. Томпсон (1962 г.)		
	l	d	l	d	hkl	l	d	hkl
1	1	3,21	10					
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	10ш	1,138	3	1,135	133			
18	10ш	1,109	3	1,109	024	5	1,090	113
19	3	1,052				2	1,044	222
20	10ш	1,009	2	1,011	224			

¹ Условия съемки: Fe-излучения; $d = 57,3$ мм; напряжение 35 кВ; сила тока 10 ма.

ритными корочками самородного серебра. Иногда наблюдаются своеобразные кокардовые образования — на поверхности глинистой частицы располагается корочка самородного свинца, которая перекрывается зоной дендритовой меди, а последняя покрыта корочкой самородного серебра.

Спектральным анализом в свинцово-медных гранулах отмечается (в %): Ag ~1; As — 0,75; Sb — 0,25; Mo — 0,15; Cd — 0,04; Zn — 0,02 и 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 и Bi — 0,006. В табл. 35 приведены значения межплоскостных расстояний этого свинца.

Помимо приведенных выше примеров отложения самородных свинца и меди, они обнаруживались постоянно при промывках многих скважин, особенно расположенных в пределах юго-восточного крыла Челекенской антиклинали. Количества выносимого 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. 36) в самородном свинце наиболее характерными являются мышьяк и серебро;

Межплоскостные расстояния самородного свинца скв. З-110

№ п/п	Исследуемый ¹		Свинец по Л.Г. Берри и Р.М. Томпсон (1962 г.)		
	l	d	l	d	hkl
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			
22	10	1,009	2	1,011	224

¹ Условия съемки: Fe-излучение; $d = 57,3$ мм; напряжение 35 кВ; сила тока 10 ма.

в повышенных 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 [72], варьирует от $1 \cdot 10^{-6}$ до $4,5 \cdot 10^{-3}\%$.

Образование самородного свинца в скважинах Челекена путем восстановления хлоридных комплексов до металла при температуре 80°C и концентрации Pb 10–100 мг/л, по данным А.В. Зотова, может осуществиться при значениях Eh порядка – 400–450 мВ. Новейшие данные по окислительно-восстановительным условиям рассолов на глубинах, полученные с помощью погружного потенциометрического зонда, показывают, что значения Eh рассолов на глубинах варьируют от – 140 до – 240 мВ (Зотов и др., 1981 г.), т.е. недостаточно низки для перехода хлоридных комплексов свинца в элементарный свинец.

Наиболее вероятным представляется следующий механизм образования самородного свинца в скважинах. При рассмотрении форм нахождения металлов в термальных рассолах отмечалась возможность нахождения свинца в форме карбонатно-хлоридного комплекса $\text{Pb}(\text{CO}_3)_2\text{Cl}^{3-}$. Устойчивость данного комплекса, надо полагать, находится в прямой зависимости от карбонатного равновесия в растворе. При выходе из пласта в скважину начинается бурная дегазация рассола, а следовательно, и нарушение карбонатного равновесия, что приводит к разрушению карбонатно-хлоридных комплексов свинца и выделению последнего из раствора в виде

Элементы-примеси в самородном свинце, в % (аналитик А.С. Дудыкина)

Скважины	As	Sb	Sn	Nb	Mo
Г-22	0,35	0,002	—	—	0,01
Г-49	0,25	0,002	—	—	0,017
Э-106	0,20	0,004	—	—	0,03
Э-113	0,19	0,015	—	—	0,030
Э-113	1,0	0,20	—	—	0,25
Э-73	0,30	0,003	—	0,002	0,20
Э-80	1,3	0,02	—	0,003	0,05
Э-88	0,10	—	—	0,003	0,001
Э-105	0,70	0,03	—	0,001	0,06
Э-99	0,65	0,10	—	—	0,055
Э-79	0,50	0,10	—	—	0,040
Э-75	1,0	0,04	—	—	0,045
Э-78	0,12	0,002	—	—	0,047
Г-30	0,25	0,015	—	—	0,07
Э-74	0,30	0,0018	—	—	0,04
Э-74	0,72	0,015	—	—	0,09
Э-123	0,30	—	0,002	0,001	0,003
Э-125	0,075	0,004	—	—	0,0006
Э-133	0,09	—	—	—	0,002
Э-134	0,10	0,05	0,002	—	0,008
Гаурдак	0,05	—	0,003	—	0,007

Таблица 36 (окончание)

Скважины	Cu	Ag	Cd	Zn	Ca	Mg
Г-22	0,37	0,03	0,02	—	0,60	0,35
Г-49	0,08	0,20	0,03	0,01	0,70	0,28
Э-106	0,65	0,05	—	0,04	0,03	0,01
Э-113	0,30	0,06	0,01	0,02	0,30	0,06
Э-113	5,30	0,10	0,03	0,03	0,30	0,05
Э-73	1,0	0,07	—	Следы	1,25	0,07
Э-80	0,70	0,08	—	Следы	2,10	0,20
Э-88	0,60	0,06	0,007	0,02	1,50	0,15
Э-105	1,0	0,10	—	—	1,80	0,20
Э-99	0,75	0,25	—	—	1,10	0,15
Э-79	1,60	0,15	0,02	—	0,50	0,10
Э-75	0,60	0,07	0,03	—	0,80	0,08
Э-78	0,04	0,10	0,01	—	0,05	0,01
Г-30	0,60	0,10	0,02	Следы	0,75	0,08
Э-74	0,50	0,03	Следы	—	2,20	0,10
Э-74	0,80	0,14	0,04	0,01	3,0	0,18
Э-123	1,80	0,10	0,007	0,05	1,0	0,15
Э-125	0,29	0,01	—	—	0,75	0,12
Э-133	0,15	0,02	0,002	—	1,0	0,05
Э-134	4,70	0,30	0,005	Следы	1,20	0,07
Гаурдак	0,03	0,01	—	0,01	0,30	0,01

Изотопный состав самородного свинца из термальных рассолов Челекена

Скважина	Содержание изотопов			
	204	206	207	208
Э-105	1,0	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
P-152	1,00	18,73	15,62	38,96

нерастворимых карбонатных соединений. Как уже указывалось, аналогичный механизм при поверхностной разгрузке рассолов привел к выделению из них значительных количеств церуссита и гидроцеруссита.

Выделяющиеся тончайшие частицы карбонатов свинца попадали в среду своеобразной "газовой эмульсии", а если учесть, что при дегазации рассолов, помимо CO_2 , из них выделяются растворенные водород и углеводороды, составляющие соответственно 37,6 и 48,8 объемн. % от общего количества растворенных газов¹, можно не сомневаться, что значения Eh подобной эмульсии были значительно ниже — 450 мВ. В подобной среде дисперсные частицы карбоната свинца быстро восстанавливались до элементарного свинца. Присутствие тончайших реликтовых пленок церуссита и гидроцеруссита в корках самородного свинца однозначно свидетельствует в пользу приведенного механизма.

Изотопный состав самородного свинца

Изотопный состав свинца исследовался в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР. Исследовались два образца элементарного свинца из различных скважин. По данным В.И. Виноградова и др. [19], для этих образцов свинцовые изотопные отношения совпали и в среднем равны $^{206}/^{207}\text{Pb} = 1,195$; $^{206}/^{208}\text{Pb} = 0,483$; $^{206}/^{204}\text{Pb} = 18,83$.

Полученный изотопный состав отвечает понятию нормального свинца молодого возраста.

Изотопный состав элементарного свинца из скважин Э-105, Э-110, Э-111, Э-75 и P-152 был любезно исследован Б.М. Найденовым (КазНИИМС), которым были получены данные (табл. 37), близкие к данным В.И. Виноградова. Сопоставление изотопного состава самородного свинца Челекена и свинца из горячих рассолов впадины Атлантис-II (в Красном море) показывает, что и тот и другой по своему изотопному составу чрезвычайно близки.

В.И. Виноградов, И.В. Чернышев и Л.Л. Шанин отмечают, что молодой возраст свинца заставил бы либо искать его источники в глубинах мантии (в соответствии с основной моделью свинцового возраста), либо считать, что свинец извлекается из рассеянного состояния из пород земной коры, где он находится в кларковом соотношении с содержаниями U и Th [19].

Поскольку проблема металлоносности для термальных рассолов Челе-

¹ Данные для VII водоносного горизонта, скв. Г-10.

кена не может быть сведена к вопросу появления в них лишь одного свинца, а требует, кроме того, решать вопрос об источниках цинка, меди, кадмия и таллия, то в дилемме мантия или рассеянное кларковое состояние авторы склонны отдать предпочтение глубинным мантийным источникам.

ОТЛОЖЕНИЯ ЦИНКСОДЕРЖАЩЕГО МАГНЕТИТА В СКВ. Г-37

Цинксодержащий магнетит был обнаружен в процессе отбора проб самородного свинца из области перфорации скв. Г-37.

После многократного опускания пробоотборника на глубину 1450–1460 м из скважины стали изливаться рассолы черно-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 E_h варьирует от -120 до -140 мВ (по отношению к нормальному водородному электроду). После отстаивания взвеси и приобретения раствором полной прозрачности (около 3 ч) значения E_h изменились, но оставались тем не менее отрицательными, варьируя от -80 до -60 мВ (при обычном значении на устье $+140 - +150$ мВ).

Вещество, образующее взвесь в подсушенном состоянии, рыжевато-бурого цвета, пудрообразно, сильно магнитно. Полуколичественным спектральным анализом отмечаются (в %): Fe — $n+$; Zn — n , Al ~ 1; Pb ~ 1; Mg — $0, n+$; Mt — $0, n+$; Si — $0, n-$; Mo — $0, n-$; Cu, Sn — 0,01; Ja — 0,00*n* и Be — следы.

Изучение методами рентгенометрии показало, что исследуемое вещество является цинксодержащим магнетитом с параметрами элементарной ячейки, равными $8,37 \pm 0,02$ Å; в табл. 38 приведены значения межплоскостных расстояний исследуемого цинкового магнетита.

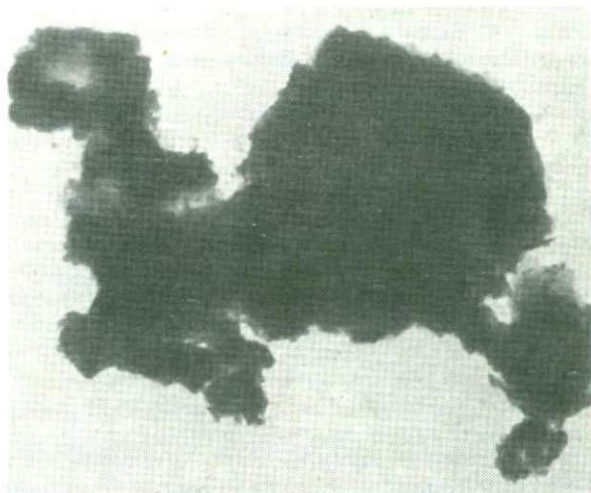
Изучение пудрообразного цинксодержащего магнетита под электронным микроскопом показало, что он представлен мельчайшими частицами, которые чаще всего образуют комковатые стяжения или сростки относительно изометрических частиц, иногда с отчетливыми кристаллографическими очертаниями (фиг. 13). Отдельные частицы редки. Их размеры колеблются от 0,05 до 0,4 мкм. Размеры комковатых стяжений составляют не более 1,5–2 мкм. Центральные части стяжений сложены, как правило, более крупными индивидами магнетита.

Таблица 38

Значения межплоскостных расстояний новообразованного цинксодержащего магнетита¹ из скв. Г-37

№ ⁰ n/n	γ	d	hkl	№ ⁰ n/n	γ	d	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	1,093ш	443

¹ Условия съемки: Fe-изучение; d = 57,3 мм; напряжение 35 кВ; сила тока 12 ма.



Фиг. 13. Характерные формы частиц цинксодержащего магнетита. Снято под электронным микроскопом. Увел. 40 000

Пудрообразная масса тонкодисперсного цинксодержащего магнетита в значительной степени пропитана нефтяными битумами, составляющими около 1,5% от общего веса осадка. Бензиновая вытяжка имеет желто-коричневый цвет.

ОСАЖДЕНИЕ ГИДРООКИСЛОВ ЖЕЛЕЗА ИЗ ТЕРМАЛЬНЫХ РАССОЛОВ

Минералы из групп гидроокислов железа, отлагающиеся из термальных рассолов, наблюдаются в значительных количествах как в различных каптажных сооружениях, так и в руслах ручьев, питающихся скважинами. Одним из наиболее распространенных минералов этой группы является ферригидрит [96]. Он отмечается в виде плотных натечных кор на стенках распределительных чанов (скв. Г-48, Г-10 и др.), а также образует тонкодисперсные осадки в ручьях.

Отложение ферригидрита обусловлено гидролизом хлоридных комплексов железа в связи со значительным повышением окислительно-восстановительного потенциала рассолов при выходе их на поверхность.

В результате многочисленных потенциометрических измерений значений E_h в ручьях, питающихся рассолами скважин, было установлено значительное повышение окислительно-восстановительного потенциала рассолов уже в 25–30 м, а в ряде случаев в 3–5 м от источника питания. Отмечалась прямая зависимость степени повышения E_h от скорости течения и дебита ручьев. Во многодебитных и текущих со значительной скоростью ручьях изменение значений E_h при удалении от скважины выглядит следующим образом:

Устье скважины	Ручей в 25 м от скважины	Ручей в 50 м от скважины
+150 мВ	+200 мВ	+290 мВ

Химический состав (в %) ферригидрита из отложений термальных рассолов Челекена (аналитик В.А. Молева)

Компоненты	Скв. Э-81	Скв. Г-10	Компоненты	Скв. Э-81	Скв. Г-10
SiO ₂	5,30	9,10	Cl	0,30	0,14
Al ₂ O ₃	Следы	Следы	SO ₃	—	—
Fe ₂ O ₃	78,17	76,02	Al ₂ O ₃	—	0,31
FeO	1,20	1,65	O-Cl ₂	0,07	0,03
MnO	—	0,10	Сумма	99,98	99,95
MgO	0,12	0,50	Молекулярные		
CaO	0,50	1,20	отношения		
H ₂ O ⁺	4,71	5,60	Fe ₂ O ₃ : H ₂ O	1,00 : 0,53	1,00 : 0,65
H ₂ O ⁻	9,61	5,30			

В малобедитных и медленно текущих ручьях картина изменения значений Eh совершенно иная:

Устье скважины	Ручей в 5 м от скважины	Ручей в 25 м от скважины	Ручей в 50 м от скважины
+145 мВ	+240 мВ	+370 мВ	+450 мВ

При повышении окислительно-восстановительного потенциала до +220—240 мВ в ручьях начинается осаждение ферригидрита. Детально ферригидрит был изучен Ф.В. Чухровым и др. [97]. В табл. 39 приведены данные химического анализа ферригидрита, заимствованные из указанной работы.

Следует отметить, что спектральным анализом в ферригидритах, отложившихся в ручьях в интервалах, где значения Eh рассолов составляли от +220 до 400 мВ, не обнаруживаются даже следы свинца и меди. В ферригидритах же, отобранных в интервалах со значениями Eh⁺ +420—470 мВ, постоянно отмечается их присутствие в количествах десятых долей процента. Это свидетельствует, по-видимому, о начале перехода описанных хлоридных комплексов свинца и меди в хлоргидроксо-комплексы, которые в данных условиях ведут себя как труднорастворимые соединения и выделяются из раствора.

МИНЕРАЛЫ СЕРОВОДОРОДСОДЕРЖАЩИХ РАССОЛОВ

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 Чокрака, 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 еще острова Челекена [15—16]. Из 156 описанных ими источников около одной трети — сероводородные, подавляющее количество которых наблюдалось В.В. Вебером и К.К. Калицким в юго-восточном Предчохраче и на восточном Чокраке. В некоторых источниках они отмечают отложения сульфурита. Следует подчеркнуть, что большую часть из описанных этими исследователями 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 урочище Еке-Сеитля 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 м^3 в час и более. Чаще это небольшие округлые грифоны, в одних случаях одиночные, в других — группы линейно расположенных грифонов.

Для целого ряда источников, приуроченных к руслам ручьев, питающих скважинами, пробуренными на своде, было установлено, что зараженные сероводородом газирующие 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 моносulfид железа, черная окраска которого и фиксирует участки с сероводородным заражением. Следует отметить, что нередко в каньонообразных сухих акарах восточного и центрального Чокрака 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 Чокрака.

В.М. Будько [12], занимавшийся изучением минерализации сбросов на Челекене, отмечает, что сероводород на Челекене — непременный спутник нефти, и образование серы в нарушенных зонах 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 $2,4 \text{ мг/л}$. Лишь в одном, наиболее мощном выходе газовых струй его содержание увеличилось до $3,7 \text{ мг/л}$.

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 $19,5 \text{ мг/л}$, а в воде провального котла Н-11, находящегося в системе Алигул-Куртепинских нарушений, его содержание достигает $36,46 \text{ мг/л}$.

Сероводородсодержащие рассолы обнаруживаются бурением на различных глубинах и различных участках челекенской антиклинальной структуры. На западной периклинали складки, в пределах урочища Бакульджа в центральной части Мирзабекской системы сбросов, они выявлены группой скважин на глубинах от 70 до 257 м (скважины К-5, К-6, К-9 и др.), в урочище Кыр-Кызыл-Тепе скважиной У-1 сероводородсодержащие рассолы вскрыты на глубине 311 м . Скважиной Э-63, пробуренной на юго-восточном

Химический состав воды скважины У-1 (дата отбора — 20 апреля 1966 г.,
аналитик И.В. Никитина)

Компоненты	мг/л	мг-экв/л	экв. %
Na ⁺	73 250,4	3184,98	75,0
Ca ²⁺	19 379,4	967,0	22,0
Mg ²⁺	1 763,0	145,0	3,0
Сумма катионов	94 392,8	4 296,8	100,0
Cl ⁻	152 110,0	4 290,0	99,9
Br ⁻	680,0	—	—
I ⁻	25,2	—	—
SO ₄ ²⁻	153,7	3,2	0,05
HCO ₃ ⁻	219,7	3,6	0,05
Сумма анионов	152 483,4	4 296,8	100,0
Микроэлементы		•	
Pb	3,60	—	—
Cu	0,90	—	—
Zn	0,19	—	—
As	0,02	—	—
Общая минера- лизация	247 585,69	—	—
H ₂ S	4,03	—	—
pH	5,50	—	—
Eh, мВ	-25	—	—
T°, С	58	—	—

крыле складки, они вскрыты на глубине 475 м. В урочище Тоюнлы, скважиной Р-166 сероводородсодержащие рассолы обнаружены на глубине 795 м, а скважина Р-200 (северное крыло складки) дренирует содержащие сероводород хлоридно-бикарбонатно-натриевые воды нижнего отдела красной 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 [47]. Сероводородное заражение любого водоносного пласта носит локальный характер и контролируется структурными факторами более, чем какими-либо другими. Новейшие и современные диагностические нарушения являются путями миграции газов, в том числе и 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 металлонесных рассолов. Химический состав сероводородсодержащих рассолов, дренируемых скв. К-5, приведен в табл. 11, а также в табл. 40 и 41 (скв. У-1).

Основным отличием этих рассолов являются очень низкие содержания тяжелых металлов. Главной отличительной чертой является коллоидная природа сероводородсодержащих рассолов — они всегда характеризуются

Химический состав воды скважины У-1 (дата отбора — 26 апреля 1968 г.,
аналитик И.Б. Никитина)

Компоненты	мг/л	мг-экв/л	экв. %
Na ⁺	70 910	3083,00	70,76
K ⁺	510	13,28	0,300
Li ⁺	7,6	1,10	0,025
Rb ⁺	0,4	—	—
Cs ⁺	0,12	—	—
Ca ²⁺	20 200	1009,20	23,17
Mg ²⁺	3 040	250,00	5,70
Fe ²⁺	4,2	0,15	0,008
Fe ³⁺	0,02	—	—
Сумма катионов	94671,8	4356,73	99,958
Cl ⁻	158 000	4446,75	99,68
Br ⁻	672	8,40	0,188
I ⁻	25,40	0,20	0,004
SO ₄ ²⁻	149,8	3,12	0,070
HCO ₃ ⁻	33,5	0,55	0,012
H ₂ BO ₃ ⁻	109,20	1,79	—
Сумма анионов	158 330,70	44460,81	99,954
H ₂ S	7,20	—	—
CO ₂	109,00	—	—
Pb	Следы	—	—
Cu	0,47	—	—
Zn	Нет	—	—
As	0,5	—	—
Общая минера- лизация	253 777,95	—	—
pH	5,7	—	—
Eh, мВ	-95	—	—
T°, C	58	—	—

желтовато-серой окраской, заметной опалесценцией и ярко выраженным эффектом Тиндаля. Дисперсной фазой является моносulfид железа. В целом сероводородсодержащие рассолы могут рассматриваться как сильно разбавленные золи. На выходе из скважин происходит их коагуляция, а коалесценция частиц дисперсной фазы (FeS) обуславливает в конечном счете осаждение аморфного sulfида железа. Последний при раскристаллизации и последующих преобразованиях переходит в разнообразные sulfиды железа, из которых стабильным является только пирит.

Образование современных sulfидов железа

Изучение условий образования sulfидов 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 катировании оголовка, скв. У-1 оказалась наиболее удобной для проведения исследований, и основной материал был получен главным образом с этой скважины.

Скважина 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 излива на 3,2 м. Оголовок скважины был оборудован в виде квадратного зацементированного бассейна размером 1,70 X 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 фазой которых является моносulfид 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 рассолы приобретают черную окраску и осветляются через 2–3 ч (после коагуляции) в результате седиментации частиц. Наблюдениями установлена прямая зависимость коагуляции от выделения растворенного сероводорода. Практически полная коагуляция золя происходит в течение 30–35 мин, 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 мин рассол становится темно-серым, содержание сероводорода уменьшается до 8,0 мг/л. Еще через 10 мин рассол приобретает черную окраску, а концентрация сероводорода падает до 5,7 мг/л. В следующие 10–15 мин концентрация сероводорода снижается до 4,1–3,9 мг/л, цвет рассола остается черным. В нем визуально наблюдаются пока еще редкие хлопьевидные частицы, медленно опускающиеся на дно сосуда (начало процесса седиментации).

Основной солевой состав рассолов, содержащих сероводород (см. табл. 40, 41), практически не отличается от солевого состава металлоносных рассолов (см. табл. 13). Главным отличием является отсутствие или очень низкие концентрации тяжелых металлов и присутствие сероводорода. Следует отметить, что систематически режимными наблюдениями на протяжении четырех лет установлены факты появления тяжелых металлов в отдельных, в различное время отобранных пробах сероводородных рассолов скв. У-1. Особенно высокие концентрации тяжелых металлов в них отмечались в 1966 г.

При сопоставлении химических анализов проб, отобранных в 1966 г. и 1968 г., 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 (табл. 42) практически аналогичен таковому для всех рассолов верхней части красноцветной толщи (за исключением H_2S).

При понижении 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

Состав газов сероводородных рассолов в объемных %

Компоненты	Скв. У-1	Скв. К-5	Скв. Р-166	Компоненты	Скв. У-1	Скв. К-5	Скв. Р-166
CO ₂	2,7	2,1	1,8	CO	0,0	0,0	0,0
H ₂ S	1,3	2,4	1,2	CH ₄	56,6	55,5	59,4
O ₂	0,0	0,0	0,0	C ₂ H ₆	—	—	—
H ₂	7,2	8,3	5,8	N ₂	32,2	31,7	31,8

Примечание. Анализ газов выполнен в лаборатории геохимии газов ИГЕМ АН СССР под руководством М.М. Элинсон.

коры началось после обшивки каптажного бассейна досками, период ее формирования определяется в 4–4,5 года (материал был собран весной 1966 г.).

На поверхности пиритовой коры нарастают асимметрично почковидные образования гелеобразных сульфидов железа (табл. II). 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 различных предметах, опущенных в центральную часть 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 близкповерхностной 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; 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 раскристаллизации. Последовательная смена фаз в отложениях гелеобразных сульфидов предполагает возможность перехода одной фазы в другую в процессе старения осадков, а следовательно, и существование некоторых сульфидов железа как метастабильных фаз.

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

Метастабильные фазы в датированных отложениях тонкодисперсных сульфидов железа

Для изучения особенностей раскристаллизации геля сульфида железа были получены его датированные отложения. Для этого в каптажный бассейн скв. У-1, на глубину 1 м были последовательно через определенные интервалы опущены три партии известняковых и деревянных пластин. Интервал между опусканием первой и второй партий 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 (фиг. 14). 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.



Фиг. 14. Деревянная пластина, покрытая аморфным моносulfидом железа (период образования 1 мес.). Уменьшено в 5 раз

Отобранные пробы анализировались методом порошковой рентгенографии (камеры РКД и РКУ-114, Fe-нефильтрованное излучение).

Новообразованные минералы, отложившиеся на деревянной пластине 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, отмечаются самородная сера и рентгеноаморфный сульфид железа. Последний хорошо растворяется в соляной кислоте с выделением сероводорода. В тяжелых фракциях преобладает высокодисперсный сульфид железа, аналогичный канзиту, описанному Мейером и др. [109] (табл. 43).

В новообразованных сульфидах с возрастом три 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 обнаруживается канзит, мельниковит (грейгит) и пирит (см. табл. 43). Мельниковит в этих отложениях преобладает, составляя 50% от всей массы сульфидов.

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; мельниковит (грейгит) появляется лишь в отложениях с возрастом 6 месяцев. Следует отметить, что ни канзит, ни мельниковит (грейгит) не обнаруживаются в плотных пиритовых корках, отложившихся на стенках каптажного колодца и имеющих возраст 4,5 года. Таким образом, канзит и мельниковит (грейгит) являются метастабильными фазами в процессе раскристаллизации сульфида железа и образования пиритовых кор. Выявляется закономерная последовательность образования фаз при коагуляции золь 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 с возрастом 3 месяца в действительности более молодой, поскольку эти отложения суммарно включают и более молодые новообразования.

Канзит и макинавит сосуществуют длительное время, но при постоянном переходе канзита в макинавит. Есть основание полагать, что в процессе раскристаллизации 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 4—5 месяцев, в конце которого они переходят в мельниковит. Послед-

Межплоскостные расстояния новообразованных сульфидов железа

№ п/п	а		б		в			г			д	
	d	l	d	l	hkl	d	l	hkl	d	l	d	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	200	3,47	4	220	3,48	7	—	—
5	1,744	4	1,73	50	—	3,29	5	311	3,31	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	2,267	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	1
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

Примечание. а — высокодисперсный сульфид железа (У-1/1), возраст 1 месяц; б — канзит Мейера; в — сульфид железа, возраст 6 месяцев (У-1/6); г — мельниковит (грейгит), обр. 77/11 (из района бывшего хутора Мельниковых); д — пирит (кора на стенках каптажного бассейна скв. У-1), возраст 4—4,5 года. Условия съемки: Fe-излучение; $d = 57,3$ мм; напряжение 35 кВ; сила тока 12 ма.

ний 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. При этом считаем необходимым отметить, что в силу высокой дисперсности, быстрого окисления, наличия примесей в виде компонентов рассола изучение их было сопряжено со значительными трудностями. Поэтому характеристики указанных минералов не всегда будут в достаточной мере исчерпывающими.

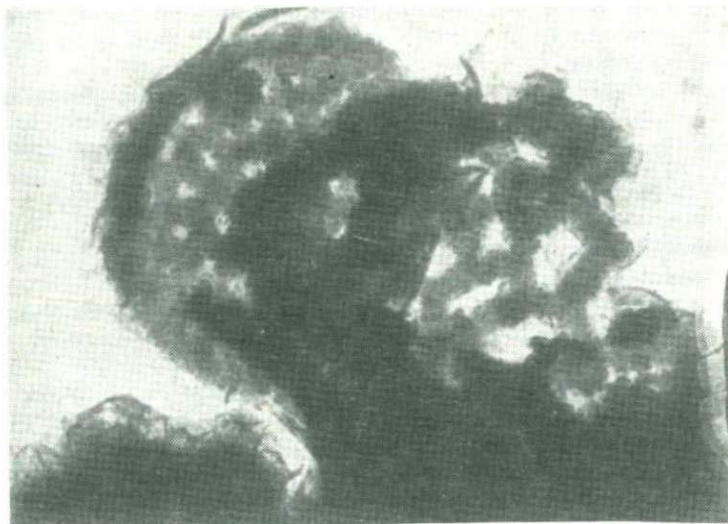
Аморфный моносульфид железа. Возникает в результате коагуляции золь и некоторое время существует при температуре 58°C в рассоле, содержащем сероводород в количестве $7-7,5$ мг/л и со значениями pH $5,5-5,7$ и Eh, варьирующими от -25 до -95 мВ (по отношению к нормальному водородному электроду). Частицы аморфного сульфида железа представлены мельчайшими глобулями, размеры которых варьируют от $0,05$ до $0,01$ мкм. Помимо одиночных глобуль, наблюдаются многообразные их агрегаты — цепочечные, в виде нитей, цепочечно-ветвистые и реже неправильно комковатые скопления. Последние характерны, как правило, для уплотнившихся гелей, в которых нередко наблюдаются и глобулиты. Размеры их колеблются в узких пределах, от $0,17-0,3$ мкм; срастаясь между собой, они образуют петельчатые агрегаты и иногда плоские округлые образования (фиг. 15). Исследования методами дифракции электронов подтвердили аморфность вещества (дифракционный эффект отсутствует).

Как уже отмечалось, при раскристаллизации аморфный моносульфид железа переходит в канзит. Следует отметить, что в экспериментах Бернера [103] аморфный моносульфид железа со временем переходил в макинит. Он отмечает, что в интервале значений pH от 6 до 9 образовавшийся вначале черный сульфид железа является рентгеноаморфным и раскристаллизовывается (при комнатной температуре) довольно медленно. Примерно после 10 дней старения в дебаграммах отмечается одна широкая полоса, приближенно соответствующая основной (001) линии тетрагонального сульфида железа. После 22 дней старения в порошкограммах отмечаются четыре очень широкие диффузивные линии тетрагонального сульфида железа.

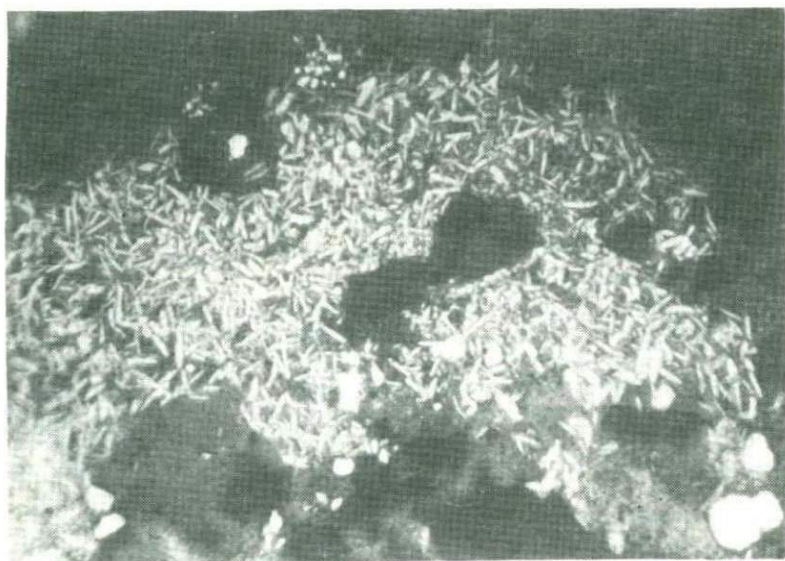
В условиях скв. У-1 аморфный моносульфид железа в течение 10 дней сохраняется неизменным, в то же время в осадках, возраст которых датируется в 1 месяц, отмечается до 40% канзита. Если учесть, что в течение месяца кроме раскристаллизации ранее отложенного аморфного сульфида железа происходит непрерывное отложение нового аморфного сульфида, то в этом случае можно предположить, что раскристаллизация аморфного моносульфида начинается через 15–20 дней его отложения.

Для выяснения вопроса о характере изменений аморфного моносульфида 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 7 месяцев. При вскрытии флакона каких-либо признаков окисления моносульфида обнаружено не было. Извлеченный осадок был просушен при 40°C и запрессован в полистироловые шашки, после чего были изготовлены полированные шлифы.

Изучение под микроскопом показало, что подавляющее количество осадка представлено тончайшими пластинчатыми кристалликами (фиг. 16).



Фиг. 15. Петельчатые и округлые агрегаты глобулитов моносульфида железа. Период образования 24 дня. Увел. 15 000



Фиг. 16. Скопление мельчайших пластинчатых кристалликов пирротина. Период образования 7 мес. Отраженный свет. Увел. 320

Цвет их коричневатожелтый с розоватым оттенком; характерна сильная анизотропия. В единичных зернах отмечается пирит. Дебаграмма высверленных из шлифа пластинчатых кристалликов приведена в табл. 44 (снята и расшифрована Г.В. Басовой). В порошкограмме отмечаются четыре линии, отвечающие пирротину. В датированных отложениях но-

Межплоскостные расстояния новообразованного пирротина

Исследуемый ¹		По Л.Г. Берри и Р.М. Томпсон (1962г.)	
d	l	d	l
2,953	1	—	—
2,620	9	2,65	6
2,060	10	2,08	10
1,723	5	1,728	5

¹ Условия съемки: Fe-излучение; $d = 57,3$ мм; d шарика — 0,2 мк; напряжение 35 кВ; сила тока 10 ма.

вообразованных сульфидов железа в скв. У-1, равно как и в других скважинах, пирротин не наблюдался.

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

Изучение под электронным микроскопом показало, что канзит представлен мельчайшими кристаллическими частицами изометричного габитуса (фиг. 17). В ряде случаев отчетливо фиксируются формы куба и кубооктаэдра. Средние размеры частиц колеблются от 0,05 до 0,1 мк, но отмечаются как более мелкие (0,02 мк), так и более крупные (до 0,3 мк) его частицы. Исследования частиц канзита методами дифракции электронов дают постоянную картину двух диффузных колец (фиг. 18), свидетельствующих о неупорядоченной структуре вещества.

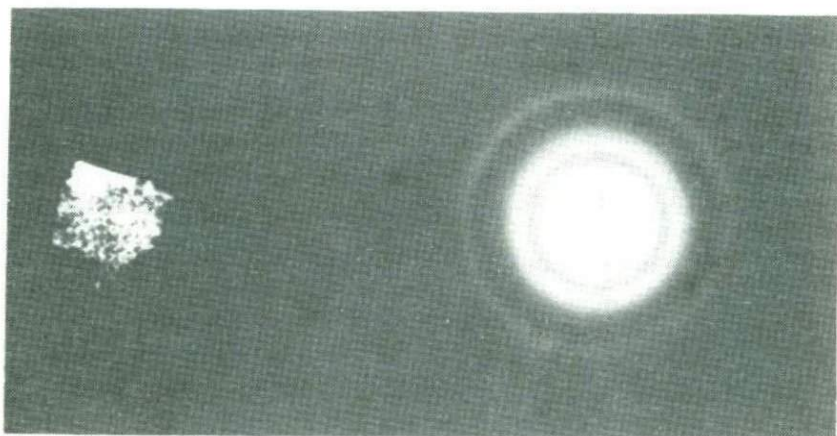
В целом скопления частиц канзита образуют неправильной формы комковатые агрегаты, в центральной части которых иногда отмечаются реликты аморфного моносульфида железа в виде однородно-глобулярной массы. По периферии комковатых агрегатов канзита наблюдаются чешуйчатые образования макинавита. Следует отметить,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

Макинавит. Тетрагональный сульфид железа — макинавит 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 (фиг. 19). Максимальные размеры чешуек $0,5 \times 0,5$ мкм, при толщине 0,02–0,04 мкм; минимальные — $0,1 \times 0,1$ мкм при толщине 0,01 мкм.



Фиг. 17. Изометричные кристаллики канзита (в центре), ассоциирующие с макинавитом (пластинчатые кристаллы по периферии). Период образования 4 месяца. Увел. 20 000.

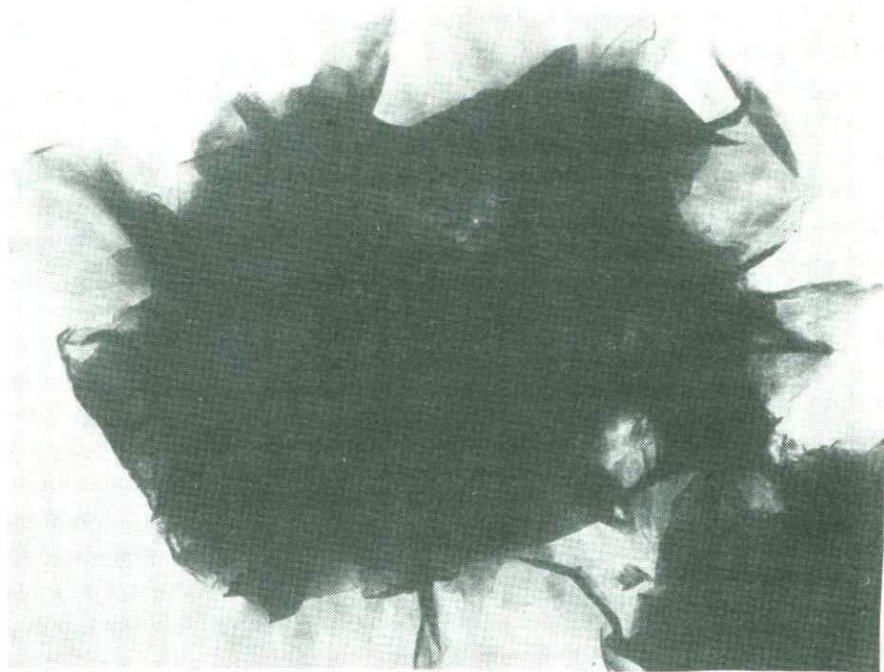


Фиг. 18. Дифракционная картина с частички канзита (аналитик А.И. Горшков)

Нередко на поверхности частиц макинавита наблюдаются мельчайшие глобулы свежеосажденного аморфного моносulfида железа (фиг. 20).

На фиг. 21 и 22 приведены картины микродифракции электронов, отвечающие тетрагональной сингонии.

В датированных отложениях сульфидов в каптажном колодце скв.



Фиг. 19. Сферолитовые агрегаты тончайших пластинчатых кристаллитов макинавита. Период образования 5 месяцев. Увел. 24 000

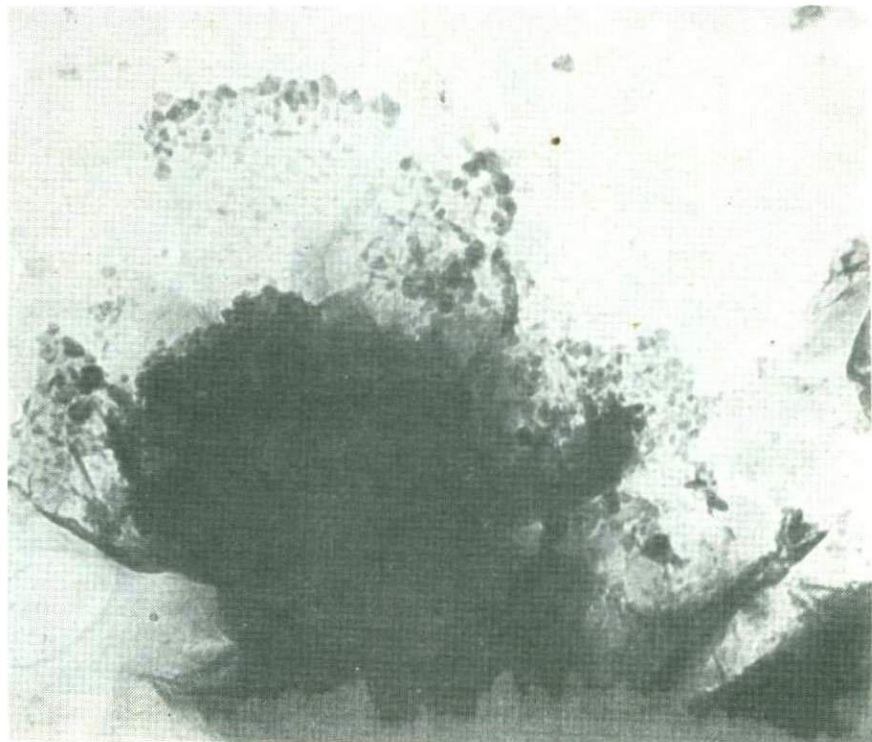
У-1, возраст которых достигает шести месяцев, макинавит уже в значительной степени переходит в мельниковит.

В ассоциации с мельниковитом в значительных количествах макинавит наблюдался в отводной трубе скв. 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 мВ до -40 мВ. Отложения новообразованных сульфидов в отводной трубе этой скважины точно не датированы и их возраст приближенно определяется в один год. Сульфиды железа представлены преимущественно мельниковитом (Fe_3S_4) и макинавитом (FeS). Последний составляет около 40% осадков. Исследования, проведенные с помощью растрового электронного микроскопа, позволили установить, что макинавит в этих осадках представлен агрегатом мельчайших тетрагональных пластинчатых кристалликов, образующих неправильные сращения между собой (табл. III, а). Размеры их однородны — $0,4 \times 0,4$ мкм при толщине 0,02 мкм. Отсутствие более мелких частиц макинавита, так же как и отсутствие более дисперсного аморфного моносulfида железа, может объясняться сносом тонких частиц протекающим рассолом.

Полученная для немагнитных фракций дебаеграмма (табл. 45) отвечает тетрагональному моносulfиду железа. Данные по химическому составу этих фракций приведены в табл. 46.

Анализируемый материал представлял собой комковатые пористые агрегаты мельчайших пластинчатых кристаллов макинавита. Большая часть порового пространства этих агрегатов заполнена растворимыми



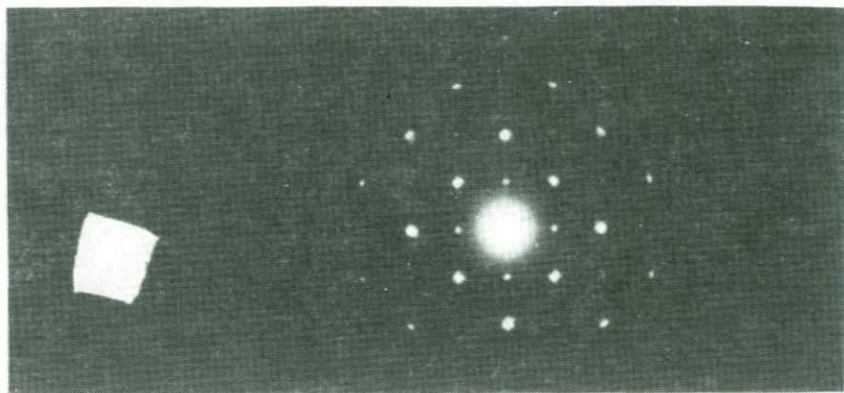
Фиг. 20. Пластинчатые кристаллы макинавита, покрывающиеся на поверхности мельчайшими сферическими частицами аморфного моносульфида железа. Снято под электронным микроскопом. Увел. 30 000.

солями. Поэтому навеска немагнитной фракции была отквартована, часть ее использовалась для приготовления полированных шлифов, а в другой методами классического химического анализа были определены натрий, кальций и хлор (аналитик И.Б. Никитина). Все остальные компоненты определены с помощью микроанализатора MS-46 (аналитик А.И. Цепин).

Мельниковит. Как уже отмечалось, мельниковит в датированных осадках сульфидов железа, отлагающихся в каптажном колодце скв. У-1, начинает фиксироваться через 4–5 месяцев после начала образования этих осадков и, в свою очередь, через 3–4 месяца переходит в пирит, т.е. является метастабильным. Максимальное количество мельниковитовой фазы в сульфидных осадках наблюдается на 6–8-м месяце существования этих осадков. Тем не менее, 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 растворяется в HCl.

Под микроскопом в отраженном свете мельниковит желтовато-белого цвета. Образует стяжения хлопьевидных частиц (табл. III, б) вокруг скоплений нерудных минералов (гидрослоуды, кварц). Нередко в массе хлопьевидных частиц отмечаются более крупные неправильных очертаний зерна мельниковита, возникающие в результате собирательной пе-



Фиг. 21. Картина микродифракции макинавита (недеформированная частица). Аналитик А.И. Горшков



Фиг. 22. Картина микродифракции свернувшейся частицы макинавита. Аналитик А.И. Горшков

рекристаллизации 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. 47).

Изучением тонкодисперсного порошкового мельниковита под электронным микроскопом установлено, что указанные агрегаты представлены мельчайшими кристаллическими частицами, образующими в большинстве случаев дендритовидные сростки. Размеры кристалликов варьируют от 0,05 до 0,6 мкм; преобладают частицы размерами в 0,1 мкм. Кристаллические частицы мельниковита характеризуются октаэдрическим и кубооктаэдрическим обликом. Октаэдрические кристаллики, срастаясь в субпараллельные сростки по различным ориентированным граням (111), образуют дендриты. Скопления последних и обуславливают хлопьевидный облик частиц мельниковита, наблюдаемых в оптическом микроскопе.

Изучение особенностей химического состава мельниковита из скв. У-1 было связано с известными трудностями, обусловленными высокой дисперсностью вещества, постоянным присутствием переменных количеств

Значения межплоскостных расстояний макинавита

Макинавит (скв. К-6) ¹		Тетрагональный сульфид железа по Бернеру (1964 г.)		Макинавит (скв. К-6) ¹		Тетрагональный сульфид железа по Бернеру (1964 г.)	
d	l	d	l	d	l	d	l
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				

¹ Условия съемки: Fe-излучение; $d = 57,3$ мм; напряжение 35 кВ; сила тока 10 ма.

Таблица 46

Химический состав макинавита из скв. К-6
(аналитики А.И. Цепин, И.Б. Никитина)

Компоненты	Содержание, %	Атомные количества	Компоненты	Содержание, %	Атомные количества
Fe	59,88	1016	S	29,96	922
Cu	He обн.	—	Cl	7,23	—
Ni	То же	—	Na	3,60	—
Co	"	—	Ca	1,32	—
Tl	0,49	2			
As	0,14	2	С у м м а	99,62	

немагнитных моносulfидов железа, а также значительной примесью хлористых соединений (преимущественно NaCl) и терригенных частиц. Подготовка материала к анализу проводилась следующим образом: гелеобразный осадок датированных отложений сульфидов железа подсушивался при температуре не выше 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. 48), который показал: выделенная магнитная фракция состоит более чем на 60% из сульфида железа со стехиометрией мельниковита; основную часть примесей составляют растворимые соли; терригенный материал, хотя и присутствует в значительных количествах, но не является преобладающим.

Мельниковит в значительных количествах накапливается в отводной

Значения межплоскостных расстояний мельниковита из скважины У-1

№ линий	Хлопьевидные частицы		№ линий	Крупные зерна	
	l	d		l	d
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	—	—	15	2	1,009

Условия съемки: Fe-излучение; $d = 57,3$ мм; d шарика — 0,2; напряжение 35 кВ; сила тока 10 ма.

Таблица 48

Химический состав обогащенного мельниковитом осадка после магнитной сепарации (аналитик Л.П. Царева)

Компоненты	Содержание, %	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	—
С у м м а	99,25	—

трубе скв. К-6, где он ассоциирует 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 сращения (табл. IV). В дебаеграмме материала, выделенного методом магнитной сепарации, отмечаются все основные линии мельниковита (2,97–10; 2,47–7; 1,9–6; 1,742–9 и др.).

Среди новообразованных сульфидов железа мельниковит наблюда-

ется 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. Следует отметить, что 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.

Прежде чем перейти к характеристике особенностей новообразованного пирита, кратко остановимся на обсуждении данных по условиям образования и преобразования метастабильных сульфидов железа.

Обсуждение данных по метастабильным сульфидам железа

В изученных и описанных выше условиях возникли 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 сульфида железа, макинавита (грейгита) изучались экспериментально целым рядом исследователей [103, 36]. Наряду с получением положительных данных этими авторами по условиям устойчивости отдельных фаз и их ассоциаций тем не менее выявились и некоторые разногласия по ряду вопросов. Дискутируются вопросы о существовании аморфного сульфида железа, кубической фазы моносульфида железа — канзита — и некоторые факторы, определяющие образование мельниковита — грейгита — в системе железо — сера.

Образование аморфного сульфида железа отмечается Бернером [103], 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). Рикард (1969 г.), дискутируя с Бернером, категорически отрицает существование аморфного сульфида железа, отмечая, что нет никаких доказательств того, что существует строго аморфный сульфид железа. В многочисленных экспериментах С.В. Козеренко [36] аморфные сульфиды железа были получены неоднократно. Более того, 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 скв. У-1 методами электронной микродифракции однозначно (отсутствие эффекта дифракции) доказано присутствие аморфного сульфида железа, существующего при охарактеризованных выше условиях около 15–20 дней. Следует подчеркнуть, что время существования аморфного сульфида железа в нейтральных и слабо кислых 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 Мейером как кубическая модификация моносульфида железа [109]. 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 вюрцитца? 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 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 Бернера и Рикарда в основе своей сопоставимы.

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

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

Анализируя условия образования мельниквита (грейгита), Рикард подчеркивает, что независимо от условий мельниквит (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 Na₂S образующийся первичный сульфид немагнитен и в дебаграммах дает линии макинавита. Однако после недельного выдерживания в более кислой среде (pH 3,4–6,5) продукты становились сильно магнитными и состояли в основном из грейгита (мельниквита). Возникновение мельниквита Рикард объясняет взаимодействием макинавита с серой, находящейся в растворе, либо с адсорбированной серой, соосажденной с моносulfидом. В заключение Рикард отмечает метастабильный характер мельниквита в системе железо–сера.

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

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

Определяющим фактором превращений в данном случае является избыток серы в системе. Все превращения происходят в направлении увеличения сернистости соединений по схеме $FeS \rightarrow Fe_3S_4 \rightarrow FeS_2$. Образование мельниквита в изученной нами системе отвечает экспериментально установленному положению Рикарда, что мельниквит для своего возникновения требует предшествующего существования макинавита и образуется в результате взаимодействия макинавита с серой, в растворе или соосажденной с моносulfидом.

В заключение авторы считают своим долгом остановиться на вопросе

о приоритете отечественных исследователей в открытии и нахождении в природе сульфопшинели железа (Fe_3S_4) — мельниковита.

В 1906 г. в миоценовых глинах хутора Мельниковых Саратовской губернии Б.Н. Доссом был обнаружен черный сульфид железа. Этот сульфид как по своим 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. Берц предположил, что Б.Н. Досс анализировал не минерал, а смесь магнетита с пиритом. Линднер [108] рассматривал мельниковит как аналог гидротроилита, Эренберг считал его смесью FeS_2 и FeS ; Ангель и Шарицер [102] отождествляли мельниковит с гидротроилитом. Все это привело к тому, что под термином мельниковит стали описывать тонкодисперсные пирит и марказит.

Только в 1957 г. Леппом был синтезирован черный магнитный сульфид железа (с соотношением S:Fe большим, чем у FeS , и меньшим, чем у FeS_2), структурно отличающийся от всех известных тогда сульфидов. Приводя расчет межплоскостных расстояний порошкограмм синтезированного сульфида, Лепп отмечает, что мельниковит может представлять собой определенный вид минерала [107].

В 1963 г. А.П. Полушкина и Г.А. Сидоренко [64], изучая конкреции мельниковита из отложений Черного моря (материал И.И. Волкова), качественными реакциями установили в нем присутствие трехвалентного железа. Используя методы рентгенографии, указанные авторы установили, что структура мельниковита характеризуется плотнейшей упаковкой ионов серы с заполнением тетраэдрических и октаэдрических позиций ионами двух- и трехвалентного железа. Установив, таким образом, природный сульфид железа, характеризующийся кристаллической структурой типа шпинели и отмечая большую сходимость физических и химических свойств изученного ими сульфида железа с таковыми мельниковита, А.П. Полушкина и Г.А. Сидоренко не сочли нужным давать ему новое название и сохранили приоритет Б.Н. Досса как первооткрывателя. Анализ данных по мельниковиту со времени его первооткрывателя Б.Н. Досса до работы А.П. Полушкиной и Г.А. Сидоренко показывает:

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

2) по Леппу, синтетический сульфид железа, черный, магнитный, дает характерную дебаеграмму, отличную от известных в то время сульфидов железа;

3) по А.П. Полушкиной и Г.А. Сидоренко, мельниковит — черный сульфид железа, 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. Скиннер и др. [113] под названием грейгит описывают черный магнитный сульфид железа из третичных глин штата Калифорния, который имеет шпинелевую структуру с $a = 9,876 \text{ \AA}$, и формулу Fe_3S_4 , отмечая при этом, что А.П. Полушкина и Г.А. Сидоренко [64]* определенно

* Акцентируется авторами настоящей работы.

Значения межплоскостных расстояний мельниковита

Обр. 77/11 (из района бывшего хутора Мельниковых)			Мельниковит [107]		Мельниковит [64]			Грейгит [113]		
hkl	d	l	d	l	hkl	d	l	hkl	d	l
111	5,69	4	—	—	111	5,74	4	111	5,720	8,0
—	—	—	(3,80)	20	220	(3,86)	1	—	—	—
220	3,48	7	3,45	20	220	3,51	6	220	3,498	31,5
311	3,34	4	—	—	311	(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	(2,71)	5	—	—	—
400	2,47	8	2,46	90	400	2,47	8	400	2,470	54,8
—	—	—	—	—	422	(2,22)	1	331	2,26	1,2
—	—	—	(2,09)	10	511	(2,10)	2	—	—	—
—	—	—	—	—	333	—	—	—	—	—
422	2,01	4	2,01	10	422	2,01	4	422	2,017	9,2
—	—	—	—	—	440	(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	—	—	—
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	(1,454)	1	—	—	—

Таблица 49 (окончание)

Обр. 77/11 (из района бывшего хутора Мельниковых)			Мельниковит [107]		Мельниковит [64]			Грейгит [113]		
hkl	d	l	d	l	hkl	d	l	hkl	d	l
444	1,428	2	1,420	20	444	1,426	5	444	1,4253	8,6
—	—	—	—	—	—	—	—	711,551	1,3826	0,7
—	—	—	—	—	800	(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	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	—	—	981	1,035	6	981	1,0351	7,1
844	1,008	4	1,007	60	844	1,007	10	844	1,0080	30,9
a (в Å)		9,877		9,882		9,876				

установили существование минерала сернистого железа, который тождествен грейгиту.

Здесь, по-видимому, правомерно выразить удивление. Разве не логичнее было бы авторам статьи "Greigite the thio-spinel of iron: a new mineral" [113] 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, уже сам 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". Правомерность названия "мельниковит", сознательно оставленного А.П. Полушкиной и Г.А. Сидоренко для изученной ими сульфошпинели железа из осадков Черного моря, могла быть подтверждена (или не подтверждена) повторным исследованием сульфидов из миоценовых глин в районе находки мельниковита 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 именно и поступили. Им удалось получить образцы сульфидов железа из керна скважин, пройденных в районе близ бывшего 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 [31], синтетическому мельниковиту, полученному Леппом, и мельниковиту из осадков Черного моря [64]. Рентгеноструктурное изучение [65] указанных выше сульфидов железа из Саратовской области показало, что эти сульфиды характеризуются шпинелевой структурой и совершенно не отличаются ни от сульфошпинелей железа, описанных А.П. Полушкиной и Г.А. Сидоренко [64] и Скиннером и др. [113]. Таким образом, и те и другие авторы лишь подтвердили существование мельниковита Б.Н. Досса как самостоятельного минерального вида. Нижеприведенная табл. 49 прекрасно иллюстрирует идентичность минералов Б.Н. Досса, Леппа, А.П. Полушкиной и Г.А. Сидоренко и Скиннера.

Стабильные минералы

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

Пирит

Как уже отмечалось, пирит образуется в многочисленных 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 грифонов, образуются пиритовые коры, иногда значительной толщины. В каптажных сооружениях скважин и трубопроводах новообразованный пирит образует весьма значительные скопления, измеряемые тоннами, а иногда даже десятками тонн. Здесь он также часто замещает и облекает различные предметы технической деятельности человека: канаты, различные металлические детали и др.

Наибольшие скопления новообразованного пирита отмечались в кап-

Химический состав пирита из скважины У-1 (средняя проба; аналитики Ю.С. Нестерова и Г.А. Арапова)

Компоненты	Содержание, %	Атомные количества	Компоненты	Содержание, %	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	—	Сумма	100,09	—
CaO	0,04	—			

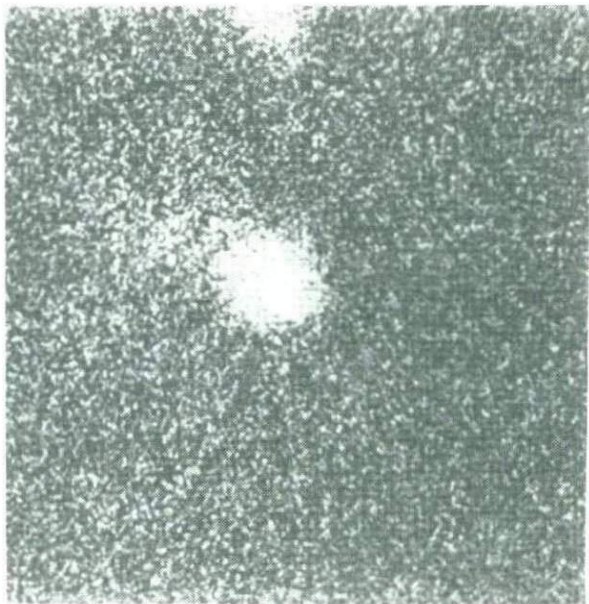
тажном бассейне скв. У-1 и в отходящем от нее трубопроводе. Интенсивная седиментация частиц коллоидного моносulfида железа приводит в конечном счете (в результате последовательных превращений метастабильных фаз) к быстрому наращиванию пиритовой коры на стенках каптажного бассейна. Начало формирования этой коры фиксируется временем обшивки стенок бассейна досками (1962 г.). К настоящему времени возраст коры достиг 10 лет, исследовался 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 микрочешуйчатое строение. Крайне характерной является черепитчато-чешуйчатая скульптура поверхности самих почек. 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 однородно-зернистой 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. Вальсовым) по конфигурации отвечает стандартной кривой, несколько отличаясь от нее по абсолютной величине отражения понижением на 5%. Понижение отражательной способности обусловлено высокой пористостью исследованных агрегатов пирита.

В табл. 50 приводится валовой химический анализ шестоватого пирита. Из анализа видно, что описываемый пирит характеризуется исключительно высоким содержанием таллия, практически вдвое превышающим значения максимальных содержаний его в пиритах (0,45%, по В.В. Иванову). Повышенное содержание мышьяка в исследуемом пирите и равные отношения атомных количеств его и таллия позволяют предполагать, что при-



Фиг. 23. Характер распределения цинка (белое) в пирите из скв. У-1. Снято на микроанализаторе MS-46. Рентгеновское излучение

существование этих элементов в пирите обусловлено мельчайшими включениями лорандита ($TlAsS_2$). Незначительная примесь цинка также может быть обусловлена включениями сфалерита. Присутствие Na_2O , CaO и других компонентов обусловлено включениями маточного рассола. 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 размерами, не превышающими 4 мкм (фиг. 23).

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. 51 приведены значения межплоскостных расстояний этого пирита.

Образование пирита в каптажном бассейне протекает весьма интенсивно. Значительные количества его накапливаются на дне бассейна. Кроме того, происходит формирование кор на стенках и обрастание любых предметов, погруженных в рассолы — золи. Следует отметить, что в периферических участках бассейна формирование пиритовых кор происходит интенсивнее, нежели в его центральной части. Это связано с энергичным выделением газовых струй в центре бассейна, обуславливающих центробежное направление 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 обломках цемента наблюдаются его

Межплоскостные расстояния пирита

№ п/п	Пирит ¹ (кора, скв. У-1)		№ п/п	Пирит по Берри и Томсон (1962 г.)	
	l	d		l	d
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
	9	1,045		8	1,044
	8	1,008		6	1,007

¹ Условия съемки: Fe-изучение; $d = 57,3$ мм; напряжение 35 кВ; сила тока 12 ма.

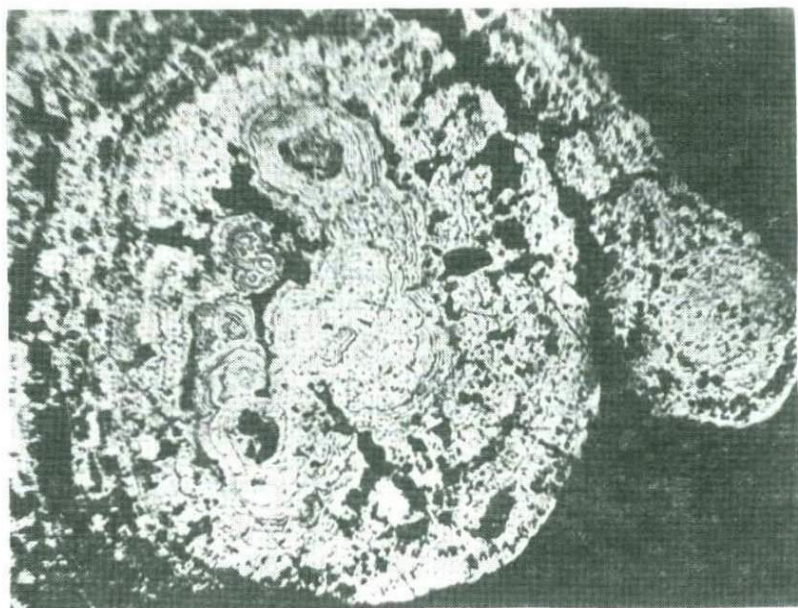
мелкие (десятки доли миллиметра) кубооктаэдрические кристаллики. Среди илообразной массы новообразованного пирита на дне чана были обнаружены мотки медной проволоки, практически нацело превратившиеся в халькопирит.

Из каптажного бассейна скв. У-1 рассолы направляются по трубопроводу в промежуточную емкость (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. Поэтому в процессе эксплуатации скв. У-1 трубопроводы многократно обновлялись, в среднем через каждые 3—4 года. В абсоцементных трубах одного из таких старых трубопроводов нами были обнаружены большие скопления оолитов пирита (фиг. 24). Следует отметить, что образование оолитов пирита наблюдается только в так называемых "открытых" трубопроводах типа желобов или труб с вырезанными отверстиями для отделения газов. В ныне действующем трубопроводе, не имеющем подобных отверстий, оолиты 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 оолиты пирита достигают размеров 0,5—0,7 см. Форма оолитов в большинстве случаев неправильно сфероидальная, изредка несколько уплощенная. В поперечном разрезе проявляется отчет-



Фиг. 24. Оолиты пирита из открытого трубопровода. Натурал. вел.



Фиг. 25. Пористое строение пиритовых оолитов из трубопровода. Отраженный свет. Увел. 20

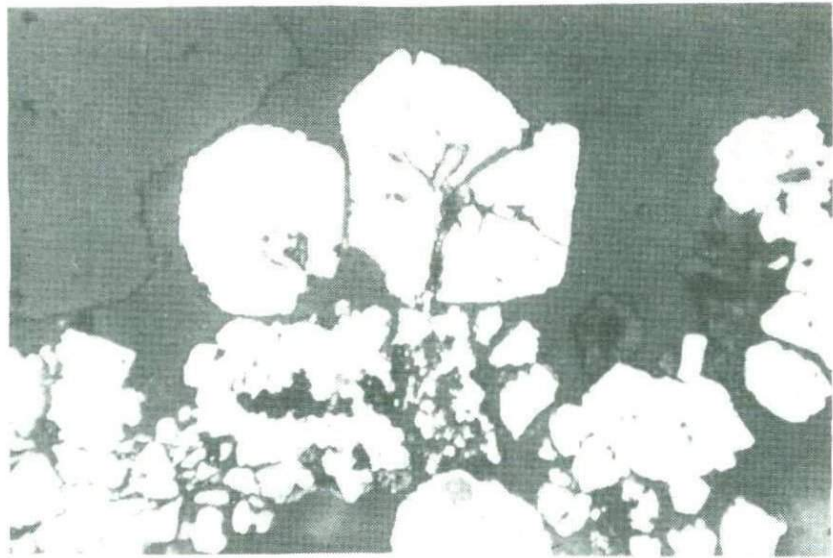


Фиг. 26. Строение поверхности пиритовой коры, нарастающей на стенки каптажного колодца скв. У-1 в 1976 г. Natur. вел.

ливая концентрическая зональность, обусловленная периодическим отложением вещества. Каждый отдельный концентр сложен комковатыми скоплениями тонкокристаллического пирита. Для последних характерна крайне высокая пористость (см. фиг. 25), являющаяся, по-видимому, контракционной, т. е. обусловленной сокращением объема геля сульфида железа при его дегидратации и уплотнении. Это предположение подтверждается непосредственным наблюдением такого сокращения объема почковидного геля сульфида при медленном усыхании.

В 1976 г. излияние рассолов из скв. У-1 прекратилось, и каптажный колодец полностью осушился. Следует отметить, что еще за год до прекращения излияния скважины характер поступающих в каптажный колодец рассолов существенно изменился: содержание сероводорода в них снизилось до 0,33 мг/л, значение E_h повысилось до + 15 мВ, а рН — до 6,0. Рассолы осветлились, не опалесцировали, эффект Тиндаля не наблюдался, отложение моносульфида прекратилось.

Проведенные исследования осушенного каптажного колодца позволили оценить количество сульфидных осадков, скопившихся на его дне, а также получить необходимые данные по особенностям морфологии и состава поверхностных слоев сульфидных кор, покрывающих стенки этого колодца. Последнее представлялось важным ввиду того, что в течение всего предшествующего года отложения каких-либо минеральных фаз



Фиг. 27. Сферолитовые сростки кубических кристаллов пирита. Отраженный свет. Увел. 90.

не происходило, и поверхностные слои указанных кор, сложенные ранее образовавшимися метастабильными сульфидами железа, на основании ранее установленных закономерностей, к моменту наблюдения должны состоять преимущественно из пирита.

Проведенные наблюдения показали, что морфология сульфидных кор к моменту осушения колодца претерпела существенные изменения. Отсутствует поверхностный слой, сложенный гелеобразными новообразованными сульфидами с характерной асимметрично-почковидной поверхностью (см. фиг. 15). В результате их значительного уплотнения и раскристаллизации образовалась черепитчато-бугорчатая поверхность, резко отличная от существовавшей ранее (фиг. 26). На многих участках поверхности кор отмечаются признаки отрыва верхнего гелеобразного слоя, а также своеобразные наплывно-почковидные образования, обусловленные оползанием гелеобразного слоя (табл. V, а). Сложены коры преимущественно пиритом, и лишь тончайшая (доли миллиметра) поверхностная пленка представлена мельниковитом.

На дне колодца обнаружено скопление тококрсталлических сульфидов железа в количестве до 6–7 т. В донных осадках отмечаются пирит, мельниковит, и макинавит. Количественно преобладает пирит, составляя более 60% от наблюдавшихся фаз. Мельниковит является следующим по распространенности минералом донных осадков (20–25%). Количество макинавита не превышает 10–12%.

Пирит представлен преимущественно мелкими (0,05–0,3 мм) сферолитами, сложенными, как правило, небольшим количеством индивидов (фиг. 27). Нередки также отдельные кристаллики кубического габитуса. В единичных случаях отмечаются кристаллики пирита кубооктаэдрического и октаэдрического облика. Для большинства кристаллов пирита и их сростков характерны включения мельниковита и макинавита (табл. V, б). В табл. 52 приведены данные химического анализа пирита,

Химический состав хорошо окристаллизованного пирита
Обр. ф. 13 (донные осадки каптажного колодца скв. У-1; аналитик А.И. Цепин)

Компоненты	Содержание, %	Атомные количества	Компоненты	Содержание, %	Атомные количества
Fe	44,20	332	As	0,15	1
Cu	Не обн.	—	S	51,00	666
Ni	"	—	Cl	0,04	—
Co	"	—	Na	0,09	—
Tl	0,37	1	Сумма	95,86	

Таблица 53

Химический состав мельниковита.
Обр. ф. 9 (донные осадки каптажного колодца, скв. У-1; аналитик А.И. Цепин)

Компоненты	Содержание, %	Атомные количества	Компоненты	Содержание, %	Атомные количества
Fe	51,04	914	As	0,71	10
Cu	Не обн.	—	S	36,94	1152
Ni	"	—	Cl	0,23	—
Co	"	—	Na	0,14	—
Tl	4,05	20	Сумма	93,11	

Таблица 54

Химический состав макинавита обр. ф. 14 (донные осадки
каптажного колодца скв. У-1; аналитик А.И. Цепин)

Компоненты	Содержание, %	Атомные количества	Компоненты	Содержание, %	Атомные количества
Fe	58,81	1053	As	0,27	3
Cu	Не обн.	—	S	35,05	1093
Ni	То же	—	Cl	0,02	—
Co	"	—	Na	0,05	—
Tl	0,05	—	Сумма	94,25	

полученные с помощью микроанализатора MS-46. Характерной особенностью исследованного пирита является присутствие примесей таллия и мышьяка, находящихся в эквивалентных отношениях. Примесь этих элементов обусловлена, вероятно, включениями тонкодисперсных частиц лорандита.

Мельниковит наблюдается в основном в виде комковатых стяжений, диаметром от 0,1 до 0,5 мм, реже — в виде неправильно сфероидальных образований (табл. VI, а). Последние относительно однородны по размерам — около 0,1 мм. Изредка отмечаются стяжения мельниковита неправильных очертаний. Комковатые стяжения неоднородны по своему строе-

нию — центральные части их сложены плотным агрегатом мелких кристаллов, а периферические — пористыми губчатыми образованиями мельниковита. Сфероидальные образования хотя и более плотны и однородны по строению, но и в них наблюдаются мельчайшие поры. Анализ на микроанализаторе были подвергнуты сфероидальные образования мельниковита. Данные анализа исследуемого мельниковита, приведенные в табл. 53, показывают необычайно высокое содержание таллия и повышенное — мышьяка. Примеси этих элементов обусловлены, по-видимому, присутствием тонкодисперсных фаз лорандита и рагинита.

Макинавит в донных осадках отмечается значительно реже пирита и мельниковита и представлен, как правило, таблитчатыми кристаллами. Толщина их варьирует от 0,005 до 0,02 мм, а сечение, параллельное основному пинакоиду, от 0,05 до 0,1 мм. Наблюдаются как одиночные разобщенные кристаллы (табл. VI, б), так и сростки многочисленных кристаллов, иногда радиально-лучистые. Нередки также рыхлые комковатые стяжения мелких кристаллитов макинавита. Данные химического анализа макинавита, полученные с помощью микроанализатора MS-46, приведены в табл. 54. Обращает на себя внимание факт ничтожного содержания таллия в макинавите. Это свидетельствует о том, что образование сульфосолей — лорандита и рагинита — связано со стадией образования мельниковита. Присутствие мышьяка обусловлено, скорее всего, дисперсной примесью реальгара.

МИНЕРАЛЫ, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ ПРИ СМЕШИВАНИИ МЕТАЛЛОНОСНЫХ И СЕРОВОДОРОДСОДЕРЖАЩИХ РАССОЛОВ

Поступающие из скважин хлоридные натриево-кальциевые рассолы, содержащие бром и йод, идут по трубам в хранилище. Группы расположенных в непосредственной близости скважин связаны трубопроводами с промежуточными регулирующими емкостями (чанами), в которые поступают рассолы четырех, пяти и более скважин, направляющиеся далее по более мощным трубопроводам в водохранилищезавода. 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/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 рудотложения. Исходя из конкретных физико-химических условий представлялось возможным выявить закономерности выделения минеральных фаз из раствора, 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 (табл. VII, VIII), в который сливаются обогащенные цинком, свинцом и другими металлами воды скважин Р-152, Г-18, Г-40 и др., а также содержащие сероводород растворы скв. У-1. Здесь нами обнаружены сфалерит, гринокит, галенит и пирит.

Химический состав вод скважины Р-152 (аналитик И.Б. Никитина)

Компо- ненты	мг/л	мг-экв/л	Компо- ненты	мг/л	мг-экв/л
Na ⁺	6664	2897,40	Cl ⁻	143601	4045,50
K ⁺	480,00	12,31	Br ⁻	564,00	7,02
Li ⁺	9,75	1,41	J ⁻	29,60	0,23
Rb ⁺	0,4	0,0	HCO ₃ ⁻	52,12	0,92
Cs ⁺	0,12	0,0	SO ₄ ²⁻	344,00	7,26
Ca ²⁺	18938	946,24	С у м м а	144575,92	4060,93
Fe ²⁺	12,00	0,43	анионов		
Fe ³⁺	0,77	0,04	CO ₂	146	—
As	0,4	—	H ₂ S	Нет	—
Pb	2,92	—	H ₄ SiO ₄	14,3	0,18
Cu	0,50	—	H ₃ BO ₃	104,20	1,72
Cd	0,60	—	Общая ми- нерализа- ция	230833,81	
Zn	0,86	—			
Al	0,08	—			
Mn	11,25	0,20			
С у м м а катионов	86097,59	4076,90			

Металлоносные хлоридные натриево-кальциевые растворы, поступающие с глубоких водоносных горизонтов, характеризуются высокой температурой (74,5–80°C) и специфическим составом газов, среди которых преобладают азот, водород и углеводороды.

Химический и газовый составы растворов, типичных для термальных вод глубоких горизонтов верхнего структурного этажа красноцветной толщ Челекена, приведены в табл. 55. Растворы из скв. У-1, вскрывающей самый верхний водоносный горизонт, по основному солевому составу практически не отличаются от вод глубоких горизонтов, но характеризуются значительным содержанием сероводорода (см. табл. 41).

Из скважин 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 скважины У-1 происходит интенсивное осаждение сульфида цинка. Температура в области смешения 66°C, значения рН колеблются от 6,05 до 6,40, Eh + 115 мВ.

В данных условиях следует отметить исключительную инертность свинца в сероводородной среде (по сравнению с цинком). Содержание свинца в металлоносных водах после их перемешивания 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 — концентрация его меняется с 3,6 (среднее из трех входных труб) до 0,3 мг/л (область смешения).

Как уже отмечалось выше, цинк и свинец находятся в рассолах преимущественно в форме анионных комплексов: PbCl₃³⁻, PbCl₄²⁻ и ZnCl₃⁻ [51]. По данным И.Л. Ходаковского [94], в области слабощелочных и нейтральных значений рН растворов весьма устойчивы гидросульфидные комплексы тяжелых металлов типа Zn(HS)₂⁰ и Zn(HS)₃⁻.

Исходя из конкретных условий, где значения рН лишь приближаются

к нейтральным, но еще не являются таковыми, где известные концентрации H_2S сохраняются лишь в узколокальной области, есть основания предполагать, что переход анионных хлоридных комплексов свинца в гидросульфидные практически не осуществляется. Напротив, для цинка эти условия (в весьма узкой локальной области — зоне перемешивания) являются подходящими для образования гидросульфидного комплекса. Перемещение гидросульфидного комплекса цинка из зоны смешения в области с предельно низкими концентрациями сероводорода приводит к распаденю комплекса и осаждению сульфида цинка.

Сульфид цинка отлагается на стенках и дне чана, а также на поверхности погруженных в рассолы различных предметов, образуя плотные коры, почковидные и оолитовые агрегаты; наблюдается также в виде гелеобразных пленок и асимметричных почек, а на границе фаз у поверхности раствора совместно с галитом он образует на стенках чана пористые гроздевидные агрегаты.

Особенности образования сфалерита определяются следующими явлениями:

1) переходом хлоридных комплексов цинка в гидросульфидные в зоне смешения;

2) разрушением гидросульфидных комплексов в периферической части зоны смешения вследствие резкого падения концентрации сероводорода с выделением мельчайших коллоидных частиц;

3) разном коллоидных частиц сульфида цинка во взвешенном состоянии по всему объему рассола; находящегося в чане;

4) седиментацией коллоидных частиц с образованием коллоидно-натечных гелеобразных агрегатов;

5) уплотнением и раскристаллизацией этих агрегатов.

Морфологические особенности и состав сфалерита, образующегося в распределительном чане

Как уже отмечалось, на стенках чана у поверхности раствора отлагаются пористые гроздевидные агрегаты галита, захватывающего при кристаллизации взвешенные в растворе частицы сульфида цинка. В табл. 56 приводятся результаты химического анализа галит-сфалеритовых агрегатов (средняя проба).

Ниже уровня рассолов на стенках чана наблюдаются асимметрично-почковидные и кулисовидные натёки гелеобразного сульфида цинка. При малейшем прикосновении эти образования теряют свою форму и стекают по стенкам чана. То же самое происходит и при резком понижении уровня рассолов, тем не менее весьма активное движение рассолов в каптажном чане не нарушает целостности форм гелеобразных натёков сульфида цинка, находящихся ниже уровня поверхности рассолов.

Изучение под электронным микроскопом подсушенного при комнатной температуре порошковатого геля показывает, что коллоидный сульфид цинка характеризуется типичным глобулярным и глобулярно-почковидным строением. Отмечаются как отдельные разобщенные глобулы, так и цепочечные их агрегаты (фиг. 28). Размеры глобуль колеблются в пределах от 0,1 до 1 мк. Сливаясь, глобулы нередко образуют более крупные глобулярно-почковидные и неправильно-округлые частицы.

Следует отметить, что в дебаеграмме 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.

Химический состав галит-сфалеритовых агрегатов (средняя проба)
(аналитики Г.А. Арапова и Ю.С. Нестерова)

Компо- ненты	Содержа- ние, %	Компо- ненты	Содержа- ние, %	Компо- ненты	Содержа- ние, %
SiO ₂	1,72	K ₂ O	0,16	CO ₂	0,74
Al ₂ O ₃	0,50	Zn	21,70	S	16,09
Fe ₂ O ₃	9,41	Pb	1,50	H ₂ O ⁺	4,91
MgO	0,20	Cd	2,14		105,97
CaO	2,08	Cu	0,03	O = Cl ₂	5,50
Na ₂ O	20,43	Cl	24,36	С у м м а	100,47

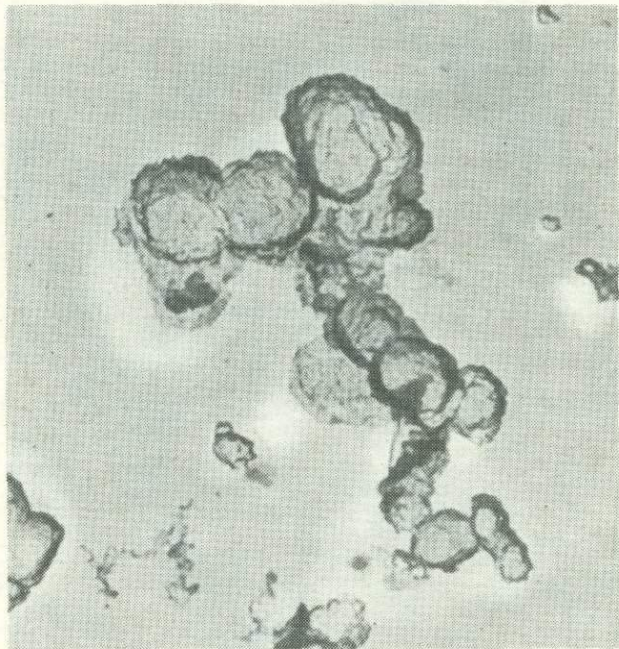
Плотные разности сфалерита представлены преимущественно корами с отчетливой микропочковидной поверхностью, реже сфалерит образует оолитовые агрегаты. Наиболее толстые (до 2 см) коры сфалерита наблюдались на доске, погруженной ниже уровня воды в чане и находящейся в непосредственной близости к зоне смешения сероводородных и металлоносных вод.

Цвет сфалерита в зависимости от примеси других минеральных фаз изменяется от буровато-серого до желтовато-бурого. Блеск тусклый. Хорошо растворяется в соляной кислоте.

Под микроскопом выявляется ярко выраженное тонкополосчато-коллоидное и сегментарное строение кор (фиг. 29). Полосчатость обусловлена чередованием зон плотного и пористого сфалерита с прослоями сфалерита, содержащего обильную вкрапленность пирита и более редкую — галенита, а также с тончайшими мономинеральными прослойками пирита. Количество пирита, образующего прослой в сфалеритовых корях, колеблется от 5—7 до 10—12% от общего объема кор. Сегментарное строение кор определяется, с одной стороны, самим механизмом их формирования, с другой — влиянием газовых пузырьков, выделяющихся на поверхности формирующегося агрегата.

Как правило, 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 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-коллоидной текстурой. Следует отметить, что корневые участки подавляющего числа изучавшихся кор характеризуются сегментарно-коллоидной текстурой. Последующее отложение вещества на поверхность сомкнувшихся сегментно-почковидных образований приводит к затушевыванию сегментного строения и формирующаяся далее кора характеризуется ритмичнополосчатой коллоидной текстурой (см. фиг. 29).

В массе тонкополосчатых агрегатов сфалерита довольно часто наблюдаются обильные газовые включения. Размеры газовых вакуолей варьируют от сотых долей до 4—5 мм; конфигурация их различна: округлые, цилиндрические, щелевидные и другие формы. Преобладают щелевидные уплощенные газовые вакуоли, ориентированные нормально к полосчатости агрегатов и разделяющие их на многочисленные секторы.



Фиг. 28. Цепочный агрегат глобуль коллоидного сульфида цинка. Обволакивающая углеродная реплика с частиц. Увел. 24 000

В описываемом сфалерите отмечаются постоянные (но незначительные по количеству) включения мелких окатанных зерен кварца. Последние заносятся в чан ветром, особенно интенсивно во время песчаных бурь.

Особенности валового химического состава плотных сфалеритовых кор отражены в табл. 57. Следует подчеркнуть весьма высокие содержания кадмия, мышьяка и таллия. Полуколичественным спектральным анализом в плотном сфалерите установлены также: Mn — 0,1%; Si и Co — 0,001% и Ca — 0,0001%. Изучение распределения в сфалерите таких элементов-примесей, как Fe, Cd и Si методом рентгеновского сканирования позволило выявить их природу. Большая часть железа присутствует в сфалерите в виде самостоятельной фазы — пирита, распределение которого крайне неоднородно (фиг. 30). Медь, присутствие которой в сфалерите ничтожно, также фиксируется в виде редких обособленных пятен, и поскольку в участках проявления Si железо не фиксируется, можно предположить, что медь связана с включениями халькозина. Кадмий в сфалеритовых зонах распределен более равномерно, чем железо и медь, но тем не менее проявляются участки, значительно обогащенные кадмием и резко обедненные им. Это позволяет предполагать, что большая часть кадмия в сфалерите присутствует в виде самостоятельной фазы — гринокита. Распределение свинца аналогично распределению кадмия.

В табл. 58 приведены значения межплоскостных расстояний для плотного бурого сфалерита. Размеры его элементарной ячейки $a = 5,41 \pm 0,01 \text{ \AA}$.

Изучение описываемого сфалерита под электронным микроскопом позволило установить, что он характеризуется преимущественно глобулярно-почковидным строением. Отмечаются участки, сложенные однородным



Фиг. 29. Ритмично-полосчатая текстура коры метакolloидного сфалерита. В корневых участках наблюдаются сегментарно-колломорфные образования. Отраженный свет. Увел. 46

агрегатом глобуль. Размеры последних варьируют от 0,05 до 0,1 мкм. Глобули, сливаясь между собой, образуют глобулярно-почковидные и микропочковидные агрегаты с размерами почек от 1 до 3 мкм в диаметре. Среди этих агрегатов отмечаются обособленные участки, сложенные окристаллизованными частицами. В сфалерите обнаруживается также большое количество включений гринокита, пирита и галенита.

Гринокит. Ввиду крайне ничтожных размеров частиц он практически не наблюдается как фаза 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 мкм. Распределение гринокита в сфалерите более или менее равномерное, но иногда отмечаются участки, резко обогащенные гринокитовой фазой. Это подтверждается изучением распределения примесей в сфалерите методами рентгеноспектрального анализа. Количество кадмия, определяемого в отдельных точках на участке площадью 100 X 100 мкм и менее, варьирует от 3,73 до 10,42% (табл. 59).

Химический состав плотных кор сфалерита
(аналитики Ю.С. Нестерова и Г.А. Арапова)

Компоненты	Содержание, %	Атомные количества	Компоненты	Содержание, %	Атомные количества
Zn	37,56	575	CaO	0,83	—
Fe	8,82	158	MgO	0,36	—
Cd	2,86	025	SiO ₂	6,36	—
Pb	1,48	007	CO ₂	2,80	—
As	1,07	0,14	SO ₄	1,46	—
Tl	0,40	002	H ₂ O [±]	3,98	—
K ₂ O	0,24	—	S	29,00	905
Na ₂ O	2,40	—	С у м м а	99,64	

Таблица 58

Межплоскостные расстояния сфалерита

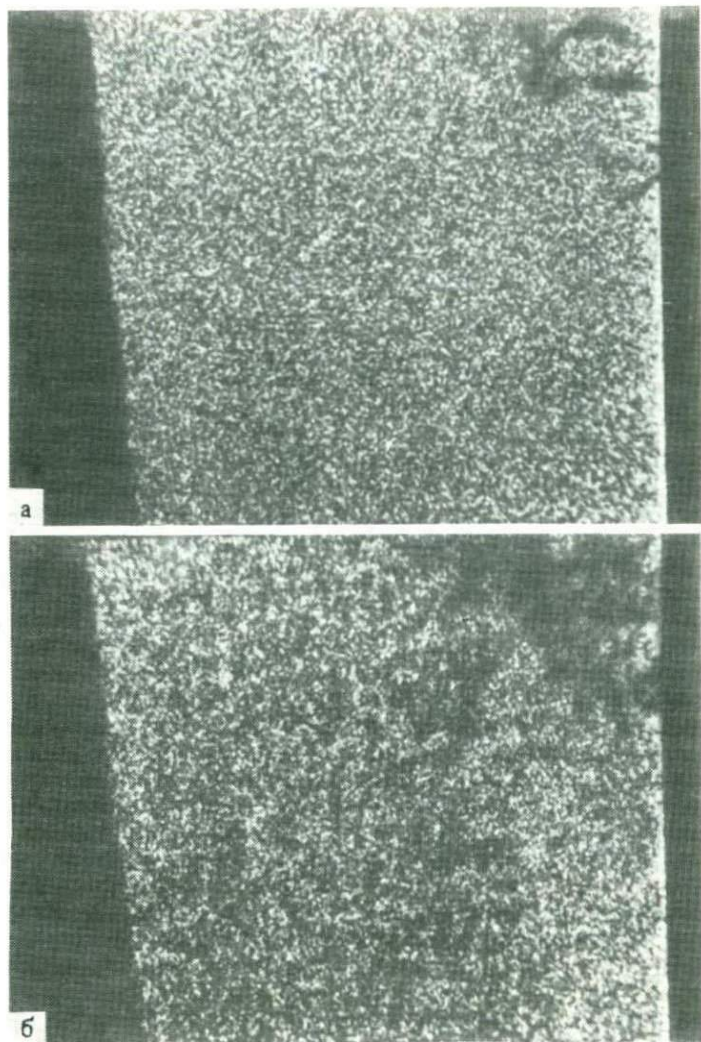
№ п/п	l	d	№ п/п	l	d
1	4	3,45	1	4,5	3,46
2	10	3,09	2	9	3,13
3	1	2,83	3	—	—
4	2	2,73	4	3	2,71
5	2	2,44	5	—	—
6	7	2,10	6	5	2,091
7	9	1,894	7	10	1,902
8	4	1,790	8	4	1,788
9	9	1,618	9	10	1,626
10	0,5	1,468	10	1	1,482
11	11	1,363	11	1	1,362
12	4	1,232	12	5	1,349
13	2	1,216	13	8	1,238
14	2	1,151	14	1	1,214
15	7	1,098	15	1	1,147
16	7	1,045	16	10	1,086
17	7	1,034	17	10	1,020

Условия съемки: Fe-излучение; $d = 57,3$ мм; напряжение 35 кВ; сила тока 10 ма.

Таблица 59

Содержание элементов-примесей в плотном сфалерите из чана (вес.%)

№ п/п	Fe	Cd	Pb	As	Аналитики
1	0,73	3,73	2,10	1,60	И.П. Лапутина
2	0,73	10,42	2,0	1,55	И.П. Лапутина
3	0,67	6,40	2,50	1,60	Г.Н. Муравичкая
4	0,91	9,76	2,79	2,28	В.А. Ермилов
5	0,81	6,50	2,90	1,56	В.А. Ермилов

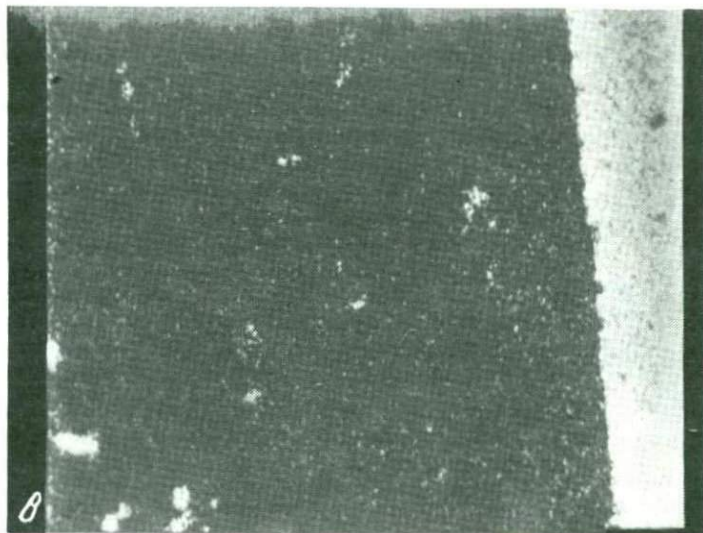


Фиг. 30. Распределение цинка (а), кадмия (б) и железа (в) в коллоидном сфалерите из чана на участке площадью 200 X 150 мкм. Снято на микроанализаторе MS-46. Рентгеновское излучение

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. Размеры кристаллов пирита обычно не превышают 1–2 мкм и лишь единичные достигают 4–5 мкм в поперечнике.

Галенит. Представлен мельчайшими (0,2–0,4 мкм) кубическими кристалликами, равномерно распределенными в сфалерите. Изредка наблюдаются более крупные кристаллы размером до 2 мкм в поперечнике.

Как уже отмечалось, образующиеся в чане сфалеритовые коры неоднородны



родны по составу, так как превалирующему 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 (фиг. 31; табл. IX, а). Размеры оолитов в диаметре колеблются в пределах 2–3 мкм; количество концентров в них не превышает трех. Строение концентров глобулярно-колломорфное. Часто и 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 направлении к поверхностям, граничащим с газовыми щелями. Последние нередко почти нацело заполняются рыхлыми агрегатами глобулярного пирита. Все это свидетельствует о более позднем (по отношению к сфалериту) образовании пирита.

В придонных участках чана, на поверхности выступов труб и досок, наблюдались коры, сложенные мельчайшими оолитами сфалерита. Размеры оолитов варьируют от 0,05 до 0,2 мм, реже отмечаются оолиты, достигающие 1,5–2 мм в диаметре и еще реже наблюдаются единичные оолиты размером в 7–8 мм. В относительно рыхлых участках кор оолиты имеют довольно правильную сфероидальную форму (табл. IX, б); в более плотных — несут на себе следы пластических деформаций. Формирование оолитов происходит в результате периодического отложения вещества на поверхности сферических образований типа глобулитов. Таким путем образуется три-четыре концентра (зональность отложения), но во многих мелких оолитах и в близких к глобулитам ядрах наблюдается зональность, обусловленная различной степенью отражения сфалерита, связанная с ритмическими вариациями состава (диффузионная зональность)



Фиг. 31. Микроолиты пирита (белое) в зонах пористого сфалерита (серое). Отраженный свет. Увел. 350

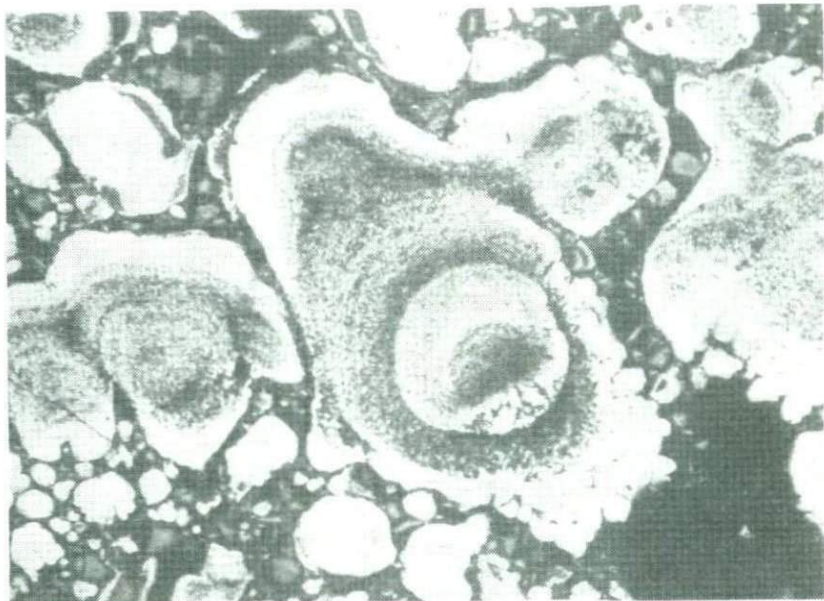
(табл. X, а, б). Часто отмечаются оолиты с относительно крупными и однородными ядрами и асимметрично развитыми концентриями, характеризующимися высокой пористостью. Особенности химического состава плотных однородных ядер оолитов приведены в табл. 60. Обращают на себя внимание повышенные содержания свинца и кадмия в сфалерите, слагающем эти участки и, напротив, полное отсутствие примеси свинца и вдвое меньшее содержание кадмия в сфалерите периферических концентров (табл. 61).

Наблюдается большое количество неправильной формы, деформированных оолитов, сложенных рыхлыми агрегатами сфалерита, содержащими обильные включения мельчайших сферических частиц пирита (фиг. 32, 33). При больших увеличениях выявляется неоднородность этих частиц — одни из них сложены пиритом, другие — пиритом и мельниковитом (Fe_3S_4). Количество мельниковита невелико и обычно не превышает 10–15% от общего объема выделений и лишь изредка достигает 60–70% в ядрах сфероидов (фиг. 34). Данные о химическом составе вышеуказанных

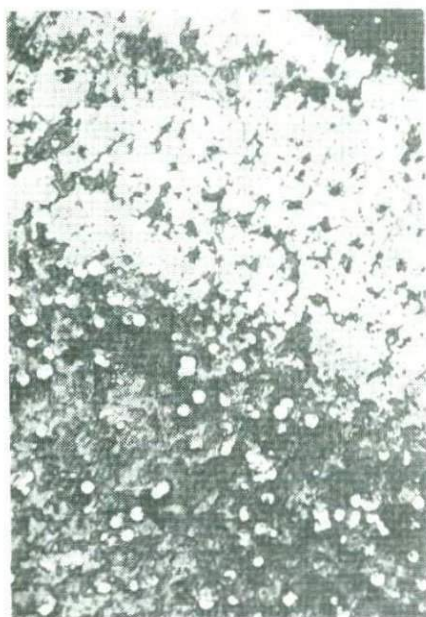
Таблица 60

Химический состав сфалерита, слагающего центральную часть оолитов
(аналитик А.И. Цепин)

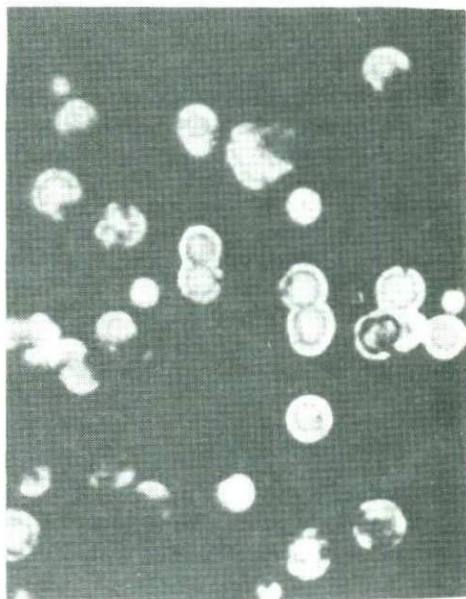
Компоненты	Содержание, %	Атомные количества	Компоненты	Содержание, %	Атомные количества
Zn	48,90	0748	Mn	0,01	—
Cd	5,11	0046	S	27,31	0852
Pb	6,25	0030	С у м м а	89,46	
Fe	1,88	0034			



Фиг. 32. Деформированные оолиты, сложенные рыхлыми агрегатами сфалерита с обильными включениями сульфидов железа. Отраженный свет. Увел. 90



Фиг. 33. Сферические частички сульфидов железа в пористой массе сфалерита. Отраженный свет. Увел 250



Фиг. 34. Пирит-мельниковитовые оолиты. Отраженный свет. Увел. 600

Химический состав сфалерита, слагающего периферические концентры оолитов
(аналитик А.И. Цепин)

Компоненты	Содержание, %	Атомные количества	Компоненты	Содержание, %	Атомные количества
Zn	53,61	0820	Fe	0,85	0005
Pb	He обн.	—	Mn	0,01	—
Cd	2,96	0026	S	27,18	0848
Tl	0,24	0001	С у м м а	84,85*	

* Дефицит суммы обусловлен высокой пористостью анализируемого сфалерита.

Таблица 62

Химический состав пирит-мельниковитовых сфероидов
(аналитик А.И. Цепин)

Компоненты	Содержание, %	Атомные количества	Компоненты	Содержание, %	Атомные количества
Fe	48,98	0877	As	He обн.	—
Zn	0,17	0003	S	49,26	1536
Mn	He обн.	—	С у м м а	98,53	
Tl	0,12	—			

сферических образований, полученные на микроанализаторе MS-46, отвечают смеси пирита (~ 60%) и мельниковита (~ 40%) (табл. 62).

В относительно рыхлых оолитовых агрегатах сфалерита пространство между оолитами нередко остается полым, иногда оно заполняется более поздним пиритом или содержит скопления мельчайших частиц терригенного материала. Поверхность этих частиц довольно часто перекрывается тончайшими корочками пирита и сфалерита. Изредка в этих же участках наблюдались выделения галенита (фиг. 35), который, как правило, цементирует терригенные частицы. Эти образования галенита имеют неправильные очертания, изредка отмечаются гранные формы, представленные кубом и октаэдром. Особенности химического состава описываемого галенита исследовались на микроанализаторе MS-46 и приведены в табл. 63. Некоторый дефицит суммы объясняется отсутствием данных по содержанию серебра, которое из-за специфики метода определить было невозможно. Весьма интересным является заметное присутствие сурьмы и висмута, отмечающихся в рассолах лишь в следовых количествах.

Цементированные галенитом скопления терригенных частиц перекрываются нередко тонкими корочками более поздних пирита и сфалерита. Исследования с помощью рентгеновского микроанализатора MS-46 показали, что состав сфалерита, слагающего корочки, практически не отличается от состава сфалерита, слагающего периферические концентры оолитов. Что же касается пирита, то элементы-примеси в нем несколько отличаются от таковых в более ранних пирит-мельниковитовых сфероидах. Для пирита, слагающего корочки, характерно присутствие марганца и мышьяка, а также более высокое содержание таллия (табл. 64). Отношение атомных количеств мышьяка и таллия позволяет предполагать, что примесь этих элементов в описываемом пирите обусловлена включениями чрезвычайно высокодисперсных частиц лорандита.



Фиг. 35. Галенит (белое), цементирующий терригенные частицы (темно-серое), перекрывающиеся корочкой метакolloидного сфалерита. Отраженный свет. Увел. 50

Изредка в межoolитовых полостях наряду с вышеуказанными минералами отмечается и пирротин. Он представлен мельчайшими пластинчатыми кристаллами, диаметр которых колеблется от 0,07 до 0,1 мм, а толщина не превышает 0,01 мм. В отраженном свете пластинки коричневатого цвета, отчетливо анизотропны. Данные о химическом составе пирротина, полученные с помощью микроанализатора MS-46, приведены

Таблица 63

Химический состав галенита (аналитик А.И. Цепин)

Компоненты	Содержание, %	Атомные количества	Компоненты	Содержание, %	Атомные количества
Pb	84,87	0409	Fe	0,12	0002
Bi	0,29	0001	S	13,15	0410
Sb	0,27	0002	С у м м а	98,81	
Tl	0,13	—			

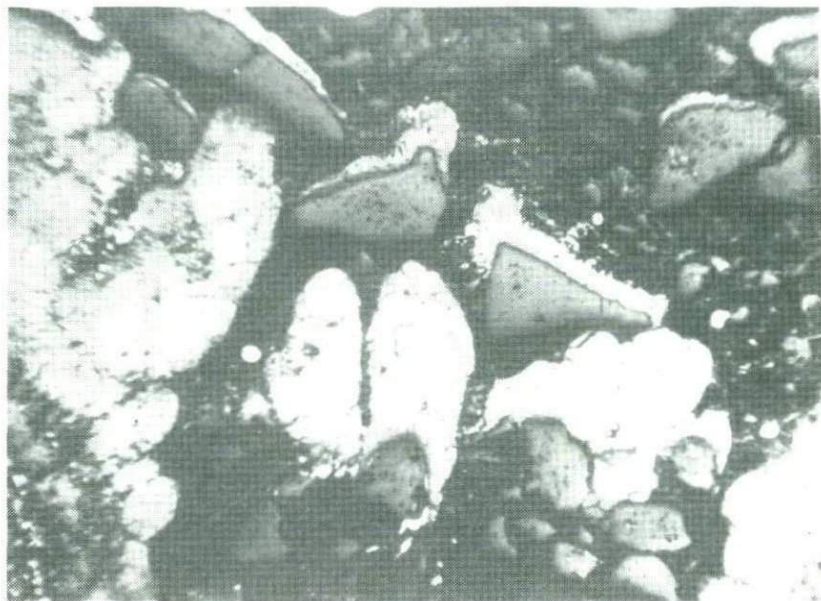
Таблица 64

Химический состав пирита, ассоциирующего с галенитом (аналитик А.И. Цепин)

Компоненты	Содержание, %	Атомные количества	Компоненты	Содержание, %	Атомные количества
Fe	44,25	0792	As	0,15	0002
Mn	0,16	0002		49,83	1554
Tl	0,30	0002	С у м м а	94,68	



Фиг. 36. Пластинчатые кристаллы пирротина (светло-серое), частично замещенные пиритом (белое). Отраженный свет. Увел. 450



Фиг. 37. Ориентированное нарастание сфалерита на песчинки. Отраженный свет. Увел. 90

Фиг. 38. Обломок термометра, покрытый корочкой новообразованного сфалерита. Натур. вел.

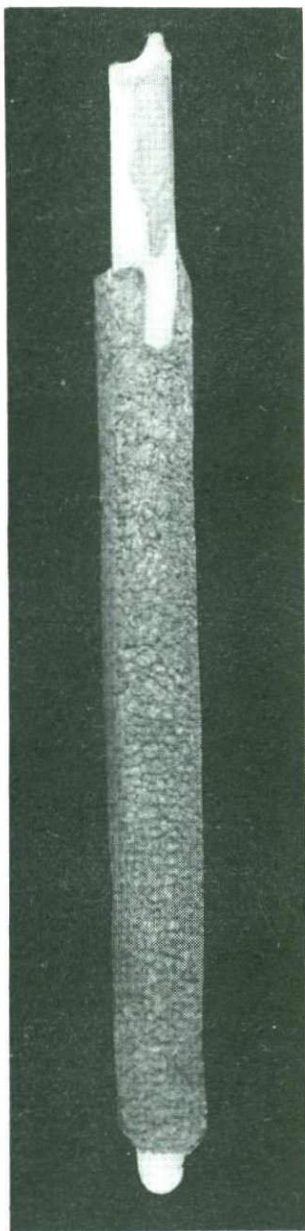
в табл. 65. Присутствие цинка и свинца обусловлено захватом матричных минералов. Отношение атомных количеств железа и серы приводит к формуле $Fe_{0,86}S$.

Большая часть наблюдавшихся пластинчатых кристаллов пирротина в различной степени замещается пиритом (фиг. 36).

Большая часть оолитов, слагающих коры, в результате влияния силы тяжести в значительной степени уплотняется. При этом в верхней части кор оолиты приобретают некоторую полигональность, в нижних же частях они, уплотняясь, образуют серии цепочкообразно расположенных сильно уплощенных оолитов. Эти уплощенные оолиты, "сливаясь", образуют своеобразные сегментарно-ленточные обособления. В некоторых сегментах наблюдается реликтовая концентрическая зональность. Нередко отдельные сегменты также сливаются один с другим, и в результате 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 их и постепенный переход в параллельно-полосчатые образования.

Наибольшие количества сфалерита наблюдались на дне чана. В результате седиментации частиц сульфида цинка происходит ориентированное нарастание сфалерита на поверхность скопившихся на дне песчинок (фиг. 37). Незначительные количества коллоидного сульфида цинка, проникая между песчинками, цементируют их. При старении образуются довольно плотные агрегаты, состоящие из песчинок и сфалерита. В песчанистом материале, сцементированном метакolloидным сфалеритом, были обнаружены различные предметы технической деятельности человека, крустифицированные корочками сфалерита (болты, обломки обручей и др.). Практически с самой поверхности песчано-сфалеритовых отложений был поднят обломок термометра, покрытый корочкой наростшего на него сфалерита (фиг. 38). Толщина корочек 2—2,5 мм, поверхность микропчовидная. Обломок термометра находился в рассоле в положении, близком к вертикальному. Своим нижним концом он был слегка погружен в песчано-сфалеритовые отложения, а верхним опирался на стенку чана, между входными трубами от скважин У-1 и Р-152. По сообще-



Химический состав пирротина, ассоциирующего с оолитовым сфалеритом
(аналитик А.И. Цепин)

Компоненты	Содержание, %	Атомные количества	Компоненты	Содержание, %	Атомные количества
Fe	58,42	1046	Pb	0,36	0002
Mn	0,00	—	Tl	0,00	—
Zn	0,46	0007	S	39,03	1217
Cd	0,00	—	С у м м а	98,27	

нию работников местной геологической службы, термометр в данном чане был разбит одним из операторов при проведении режимных наблюдений за 2,5 месяца до нахождения его обломанной и обросшей сфалеритом части.

Экспериментальные данные по изучению формирования кор сфалерита в распределительном чане

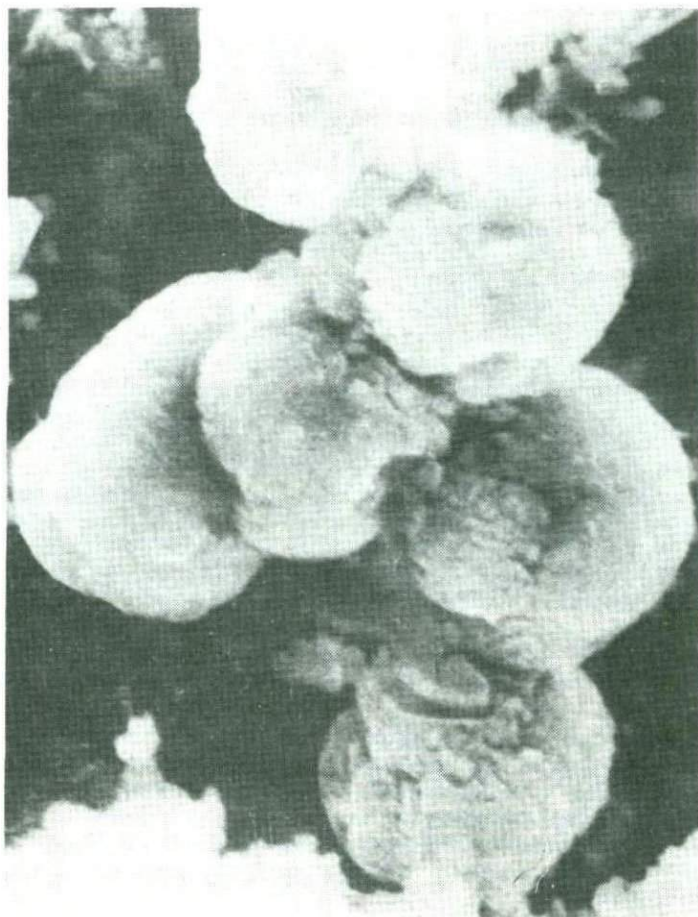
Поскольку процесс образования сфалеритовых кор происходил на глазах исследователей, то, естественно, было небезынтересным проследить за механизмом формирования этих кор, попытаться установить скорость их роста и получить приближенно-количественную оценку отлагающегося вещества.

Для получения данных о количествах образующегося сульфида цинка от труб скважин У-1 и Р-152 были сделаны отводы к стеклянному барбатеру, 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 барбатер прошло 2990 л рассола из скв. Р-152 и 5445 л из скв. У-1 и отложился довольно плотный гелеобразный осадок объемом в 3,2 см³, весом около 12 г.

Исходя из усредненных дебитов скважин Р-152 (250 м³/сут) и У-1 (400 м³/сут) и зная, что из каждого кубометра смешанных рассолов выделяется 1,3 г сульфида цинка, можно рассчитать количество ZnS, отлагающегося в течение одного года, которое составляет 310 кг.

Несмотря на значительность этого количества, оно тем не менее составляет менее одной четверти общего количества цинка и серы, выносимых этими скважинами за этот же срок, которые могут обеспечить образование более 1300 кг сульфида цинка в год. Исходя из того, что содержание цинка в чане в области смешивания металлоносных и сероводородных рассолов ничтожно мало, можно считать, что указанная возможность реализуется. Принимая во внимание дополнительный привнос металлов в чан из других скважин, 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-серого цвета вязкой консистенции. Исследование под растровым электронным микроскопом показало, что новообразованный сульфид цинка представлен мельчайшими глобулами, размеры которых варьируют от 0,05 до 0,6 мкм. Наиболее мелкие из них наблюдаются в виде рыхлых комковатых агрегатов, в массе которых относительно равномерно распределяются более крупные (до 1—3 мкм) глобулы (табл. XI). Последние, сливаясь, образуют гроздевидные или близкие к ним образования (фиг. 39). В порошкограмме отмечаются всего две широ-



Фиг. 39. Гроздевидный агрегат относительно крупных глобуль коллоидного сульфида цинка. Период образования 7 сут. Растровый электронный микроскоп. Увел. 25 000

кие размытые линии — 3,12 и 1,911 (дебаеграмма была снята через 2,5 месяца после отбора пробы) .

Следует отметить, что описываемые осадки сульфида цинка как по тонкой морфологии, так и по фазовому состоянию аналогичны гелям ZnS, получаемым в лабораторных условиях при низких температурах [44] .

В тонкоглобулярной массе новообразованного сульфида цинка постоянно наблюдаются частицы пластинчатого габитуса. Размеры их невелики и обычно не превышают 0,2 мкм. Распределение — неравномерно. Исходя из данных полуколичественного спектрального анализа, которым установлено более 2% кадмия, 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 перемешивания металлоносных и сероводородсодержащих рассолов. Пластины выдерживались в этой зоне около двух месяцев, в течение которых на их

поверхности образовались коры сфалерита толщиной от 0,4 до 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 конусовидные бугорки, увеличиваясь в размерах, формируются в короткостолбчатые образования с округлой поверхностью на окончании. Дальнейший рост этих "столбиков" наиболее интенсивно осуществляется в их периферической части, и они приобретают грушевидную форму с обращенной вверх утолщенной частью. Последующее осаждение коллоидных частиц сульфида цинка, обуславливающее разрастание каждого индивида, приводит к их соприкосновению и формированию сегментно-почковидных агрегатов. Терригенные частицы, накапливающиеся между "столбчатыми" образованиями сульфида цинка, препятствуют их плотному смыканию между собой при разрастании. При продолжающейся седиментации частиц ZnS они начинают накапливаться и на поверхности терригенных минералов, что приводит, как правило, к полному зарастанию щели в периферических участках сегментно-почковидных образований. При отсутствии терригенных частиц между этими образованиями, они, разрастаясь, плотно смыкаются и образуют однородную кору, в поперечном разрезе которой наблюдается картина, похожая на геометрический отбор сферолитов. Но вещество каждого из соприкасающихся сегментно-почковидных образований сохраняет еще консистенцию плотного геля и характеризуется глобулярной структурой.

Сформировавшиеся в течение двух месяцев на поверхности известняковых пластин коры сульфида цинка характеризуются микропочковидной поверхностью и высокой пластичностью — при незначительном надавливании они превращаются в тестообразную массу. После извлечения из рассола и подсушивания в тени при температуре воздуха $20-25^{\circ}C$ пластичная масса сульфида цинка на третьи сутки уплотняется и становится твердой, камнеподобной.

Таким образом, при седиментации коллоидных частиц сульфида цинка формируются коры с характерной почковидной поверхностью и сегментным внутренним строением.

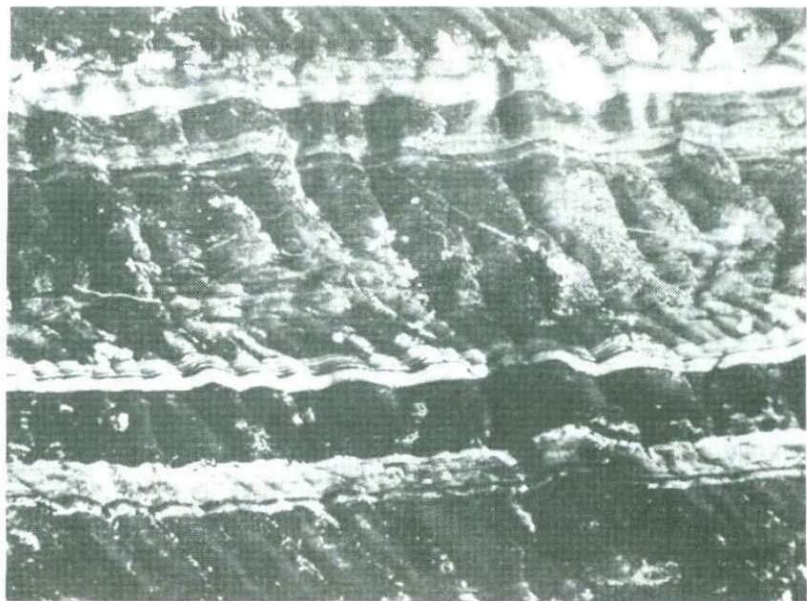
Морфологические особенности и состав сфалерита, образующегося в трубопроводе

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 (табл. XII, а).

Характер заполнения сфалеритом труб в различных участках трубопровода неодинаков и находится в прямой зависимости от степени заполнения труб рассолом. В случае заполнения всего пространства (в участках прогибания трубопровода) сфалерит отлагается по всему периметру труб; при неполном заполнении в нижней части труб образуется кора серповидной конфигурации, четко фиксируя уровень заполнения их рассолом.

Седиментация коллоидных частиц сульфида цинка в трубопроводе

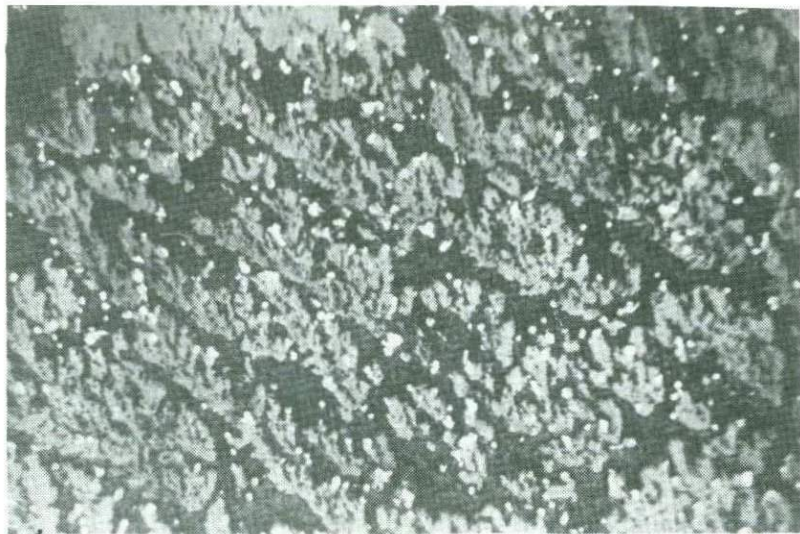


Фиг. 40. Зональное строение сфалеритовой коры в поперечном разрезе. Косой свет. Увел. 10

происходит в условиях направленного движения растворов. В силу этого формирующиеся в трубопроводе коры сфалерита характеризуются закономерно ориентированным асимметрично-бугорчатым строением поверхности (табл. XII, б). Каждый из бугорков характеризуется пологим склоном, ориентированным по движению рассолов, и крутым, гребневидным — 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. На нижней стороне труб поверхность коры более или менее ровная, лишь изредка наблюдаются ряды очень небольших асимметричных бугорков. Ровные участки коры характеризуются скульптурой тончайшей ряби.

Сфалерит, слагающий коры, представлен перемежающимися серовато-бурыми, красно-бурыми, серовато-желтыми и реже темно-серыми землястыми разностями (фиг. 40). 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. Затем при постепенном высыхании он становится пористым и хрупким.

Изучение под микроскопом показывает, что коры характеризуются микрополосчатым строением, обусловленным многократным чередованием зон плотного и очень пористого сфалерита. В участках асимметричных бугорков подобная полосчатость проявляется слабо, агрегаты сфалерита здесь более плотные. При значительных увеличениях отчетливо видно, что как плотные, так и пористые агрегаты представлены скоплениями дендритовидных образований сфалерита (фиг. 41). Ветви дендритов односторонне развиты и всегда направлены в сторону, противоположную тече-



Фиг. 41. Дендритовидные образования сфалерита, слагающие пористые зоны кор. Отраженный свет. Увел. 90

нию рассолов. На поверхности отдельных ветвей сфалеритовых дендритов располагаются мельчайшие глобулы пирита.

В табл. 66 приведены результаты химического анализа серовато-бурого сфалерита, являющегося преобладающей разновидностью для описываемых кор. Так же как и ранее описанный сфалерит из чана, этот сфалерит характеризуется весьма высоким содержанием кадмия. Повышенное содержание серы обусловлено постоянной примесью мельчайших кристалликов элементарной серы.

Определение содержаний железа, кадмия, свинца и мышьяка в серовато-буром сфалерите на микроанализаторе MS-46 в двух различных участках на площади 200x200 мкм показало относительно однородное содержание в нем Fe, Pb и As и крайне неравномерное распределение Cd (табл. 67). Сканирование этого же участка выявило неравномерное распределение кадмия как в различных микрозонах, так и сгустковое его распределение 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 мкм при толщине соответственно от 0,01 до 0,03 мкм. Распределение их в массе сфалерита неравномерное.

В табл. 68 приведены значения межплоскостных расстояний описываемого сфалерита.

При изучении под микроскопом прослоев темно-серого (иногда до черного) сфалерита в нем отмечается присутствие больших количеств 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. 69), который показал, что преобладающей фазой в оставшейся после отмытки более легкой фракции является галенит.

Химический состав сфалерита, извлеченного из трубопровода
(аналитики Ю.С. Нестерова и Г.А. Арапова)

Компоненты	Содержание, %	Атомные количества	Компоненты	Содержание, %	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	—		100,88	—
CaO	2,01	—	O = Cl ₂	1,59	—
MgO	0,10	—	С у м м а	99,29	—
MnO	0,05	—			

Таблица 67

Содержание элементов-примесей в серовато-буром сфалерите
из трубопровода (в вес. %) , аналитик В.А. Ермилов

№ пп	Fe	Cd	Pb	As
1	1,19	2,92	6,88	0,29
2	0,90	6,83	6,88	0,29

Таблица 68

Межплоскостные расстояния серовато-бурого сфалерита,
извлеченного из трубопровода

№ п/п	l	d	№ пп	l	d	№ пп	l	d
1	7	3,40	11	10	1,894	21	1	1,241
2	10	3,08	12	7	1,785	22	8	1,210
3	7	2,95	13	4	1,707	23	2	1,150
4	3	2,81	14	10	1,618	24	6	1,140
5	3	2,70	15	3	1,504	25	4	1,101
6	3	2,42	16	3	1,483	26	7	1,046
7	3	2,31	17	3	1,459	27	2	1,033
8	3	2,22	18	7	1,360	28	8	1,001
9	9	2,09	19	8	1,323	29	8	0,967
10	3	1,991	20	2	1,259			

Условия съемки: Fe-излучение; $d = 57,3$ мм; напряжение 35 кВ; сила тока 10ма.

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 расстоя-

Фазовый состав темно-серой зоны в сфалерите из трубопровода

№ п/п	Исследуемое вещество		Галенит (по Берри и Томпсон, 1962 г.)		Сфалерит (по Берри и Томпсон, 1962 к.)	
	l	d	l	d	l	d
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	—	—

Условия съемки: Fe-излучение; $d = 57,3$ мм; напряжение 35 кВ; сила тока 10 ма.

нии в 1,7 км от чана. Следовательно, выносящийся из чана в виде суспензии коллоидный сульфид 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, варьирующей от 63 до 66°С, высокими концентрациями хлора в системе, рН 6,2 и $E_p + 115$ мВ. Из одной скважины (У-1) поступают сероводородсодержащие рассолы, смешивающиеся в чане с металлоносными рассолами, поступающими из нескольких скважин, в результате чего образуются сульфиды цинка и кадмия. Сульфид свинца образуется в ничтожных количествах, а образования сульфидов меди

практически совсем не происходит, несмотря на то что концентрации этих металлов однозначны концентрациям цинка и кадмия и даже несколько выше. 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. Таковы исходные эмпирические данные, являющиеся отправными 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). Уже 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.

Полученные И.П. Кузьминой [42] в результате экспериментальных исследований данные по изучению растворимости PbS и ZnS в концентрированных растворах хлористого натрия (а также NH_4Cl и $LiCl$) иллюстрируют хорошую растворимость сульфидов свинца и цинка в этих растворах. При этом установлено также, что растворимость галенита выше растворимости сфалерита. Подобная же закономерность была установлена и нами при проведении экспериментального изучения растворимости 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 ($PbCl_4^{2-}$ и $PbCl_3^-$) в концентрированных растворах хлористого натрия при низких температурах теоретически обоснована Г.К. Хелгесоном [91]. Напротив, Г.Р. Колониным и Т.П. Аksenовой при изучении влияния температуры на комплексобразование в хлоридных растворах устанавливается незначительная устойчивость хлоридных комплексов цинка при низких температурах [38].

Таким образом, есть основания полагать, что комплекс $ZnCl_3^-$ при поступлении в область сероводородного заражения 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 $ZnS \cdot nH_2O$ [91], образующихся в области нейтральных и щелочных значений pH и требующих для своего образования высоких концентраций серы в растворе. Наиболее вероятным представляется образование гидросульфидных комплексов цинка $Zn(HS)_2^0$, $Zn(HS)_3^-$ [94], весьма устойчивых в области слабокислых и нейтральных значений pH растворов и в широком диапазоне концентраций гидросульфидного иона. И.Л. Ходаковский отмечает, что при переносе тяжелых металлов в виде гидросульфидных комплексов причинами образования сульфидов являются: 1) уменьшение concentra-

ции сероводорода в гидротермальных растворах и связанное с этим уменьшение концентрации аниона HS^- и 2) изменение щелочности гидротермальных растворов, главным образом ее повышение [94].

На основании изложенного представляется обоснованной следующая картина образования сульфида цинка в перераспределительном чане.

В высокохлоридную систему (хлоридные натриево-кальциевые рассолы), содержащую преимущественно анионные хлор-комплексы тяжелых металлов, из независимого источника поступает сероводород. В участке притока сероводородных вод образуется зона смешивания, в которой в результате непрерывности подтока этих вод сохраняется повышенная концентрация H_2S и соответственно лиганда HS^- . Хлоридные комплексы тяжелых металлов, попадая в зону сероводородного заражения, ведут себя по-разному — анионные хлор-комплексы свинца и меди проходят эту зону, не меняя лиганды, а аналогичные комплексы цинка и кадмия меняют лиганд, переходя в гидросульфидные комплексы типа $\text{Zn}(\text{HS})_2$, $\text{Cd}(\text{HS})_2$. Но область существования новообразованных гидросульфидных комплексов контролируется зоной сероводородного заражения, и 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 метакolloидного 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, и формирующиеся коры сфалерита в своей морфологии отражают эту направленность. Образование 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.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ СРЕДНЕГО И НИЖНЕГО ОТДЕЛОВ КРАСНОЦВЕТНОЙ ТОЛЩИ

Породы среднего и нижнего отделов красноцветной толщи Челекена, несмотря на пониженную песчаность (30—50), характеризуются значительными запасами термальных вод. В настоящее время естественная разгрузка этих вод осуществляется по кратерным каналам грязевых вулканов Западный Порсугель и Розовый Порсугель, а также в виде малодобитных, угасающих источников в районе 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. Рассматриваемые воды в исследованных скважинах и грязевых вулканах 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 вопрос о том, есть ли тяжелые металлы в хлоридно-би-

Химический состав воды озера Западный Порсугель
(аналитик И.Б. Никитина)

Компоненты	мг/л	мг-экв/л	экв. %
Na ⁺	12040	520	95,80
K ⁺	98,0	2,54	0,50
Li ⁺	—	—	—
Rb ⁺	—	—	—
Cs ⁺	—	—	—
Ca ²⁺	34,04	1,70	0,20
Mg ²⁺	51,20	4,23	0,82
Sr ²⁺	50,42	1,15	0,15
Ba ²⁺	8,11	0,12	—
Fe ²⁺	< 0,02	—	—
Fe ³⁺	< 0,02	—	—
Pb ²⁺	Нет	—	—
Zn ²⁺	0,08	—	—
Cd	Следы	—	—
Cu	0,11	—	—
As	0,09	—	—
С у м м а катионов	12282,09	529,74	—
Cl ⁻	16800	475	89,85
Br ⁻	69,20	0,9	0,20
I ⁻	32,70	—	—
HCO ₃ ⁻	3140	51,10	9,80
CO ₃ ²⁻	224	3,60	0,70
SO ₄ ²⁻	16,46	—	—
С у м м а анионов	20282,36	530,60	—
H ₃ BO ₃	1500	—	—
CO ₂	16,79	—	—
С у м м а минеральных веществ	34064,45	—	—
pH	8,46		

карбонатно-натриевых водах в пределах этих аномалий или нет, остается открытым, тем более, что в пробах воды, отобранных осенью 1966 г. в озерах Розовый и Западный Порсугель, были зафиксированы повышенные содержания тяжелых металлов [48].

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

Химический состав воды озера Розовый Порсугель
(аналитик И.Б. Никитина)

Компоненты	мг/л	мг-экв/л	экв. %
Na ⁺	10830	471	93,64
K ⁺	100	2,56	0,51
Li ⁺	1,15	0,165	0,033
Rb ⁺	0,35	—	—
Cs ⁺	0,15	—	—
Ca ²⁺	147	7,35	1,46
Mg ²⁺	268	22,05	4,38
Sr ²⁺	0,00	—	—
Fe ²⁺	< 0,02	—	—
Fe ³⁺	< 0,02	—	—
Mn	0,00	—	—
Pb	0,50	—	—
Zn	0,21	—	—
Cu	0,50	—	—
Cd	0,20	—	—
As	0,025	—	—
С у м м а катионов	11 348,125	503,125	100,00
Cl ⁻	15900	448	90,89
Br ⁻	79,92	1 ⁻	0,20
I ⁻	35,90	0,284	0,056
HCO ₃ ⁻	2140	35,0	7,08
CO ₃ ²⁻	444	7,40	1,47
SO ₄ ²⁻	28,60	0,60	0,119
С у м м а анионов	18628,42	492,284	100,00
H ₃ BO ₃	768,28		
CO ₂	Не обн.		
С у м м а минеральных веществ	30744,545		
pH	8,40		

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

В табл. 70 приведены данные по химическому составу вод этого озера.

Озеро Розовый Порсугель расположено в Зачохраче, у западной границы Догаджикского грабена. Берега озера сложены отложениями бакинско-юрского яруса, на поверхности которых широко развиты пластичные массы коровых покровов. Озеро правильной округлой формы, диаметром около 150 м; оно 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 рядом авторов относится за счет присутствия пурпурных бактерий, но выделения их как таковых и определение вида не приводятся. Авторы скептически относятся к подобному объяснению окраски воды в озере и склонны 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 час и после выпадения взвешенного осадка становится бесцветной.

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. 71 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 — мощных современных кор кальцита и арагонита.

МИНЕРАЛЫ ХЛОРИДНО-ГИДРОКАРБОНАТНО-НАТРИЕВЫХ И СУЛЬФАТНО-НАТРИЕВЫХ ВОД

Хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые термальные воды преобладают в отложениях среднего и нижнего отделов красноцветной толщи. Эти воды характеризуются повышенными температурами — до 105°С и выше (в пределах водоносных горизонтов), относительно низкой минерализацией (35–40 г/л) и метано-углекислым газовым составом. По А.В. Щербакову [99], в результате интенсивной разгрузки этих вод происходила огромных масштабов карбонатизация нижебакинских песчаников. Кроме того, с разгрузкой этих же 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 различных технических сооружениях (чаны, трубопроводы и пр.). Кальцит образуется также в руслах ручьев, источниками которых являются свободно изливающие скважины, и покрывает иногда довольно толстыми корами различные предметы, полавшие 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

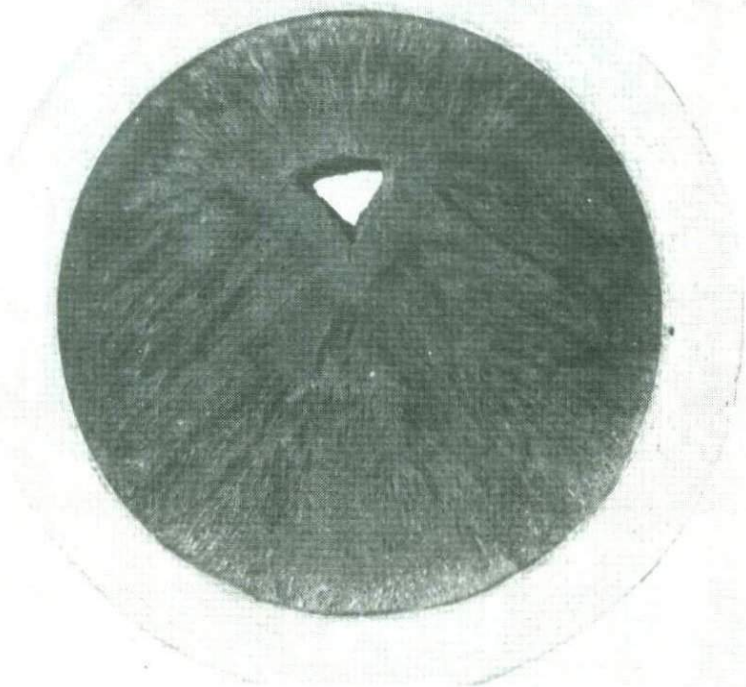
Наиболее ярко выраженные процессы образования современного кальцита наблюдались нами в каптажных сооружениях скв. Р-151 и в отходящих от нее трубопроводах. Эта скважина была пробурена для уточнения положения нефтеносных горизонтов красноцветной толщи в сводовой части структуры на участке Западный Челекен на глубину 2302 м. 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. 72. Дебит скважины, измеренный 22 октября 1963 г., составлял 264 м³/сут, в мае 1966 г. он уменьшился на 100 м³/сут.

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.

Химический состав воды скв. Р-151 (Аналитик И.Б. Никитина)

Компоненты	мг/л	мг-экв/л	экв. %
Na ⁺	11 060	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 ²⁺	715,0	35,72	6,46
Mg ²⁺	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	531,3	97,22
SO ₄ ²⁻	54,60	0,685	0,125
I ⁻	21,17	0,167	0,03
Br ⁻	343,0	7,16	1,306
HCO ₃ ⁻	440,0	7,22	1,32
H ₂ BO ₃ ⁻	108,0	1,78	0,325
С у м м а анионов	19 866,76	548,31	100,32
CO ₂ св.	82,0	—	—
As	0,10	—	—
Общая минерализация	32 197,06		

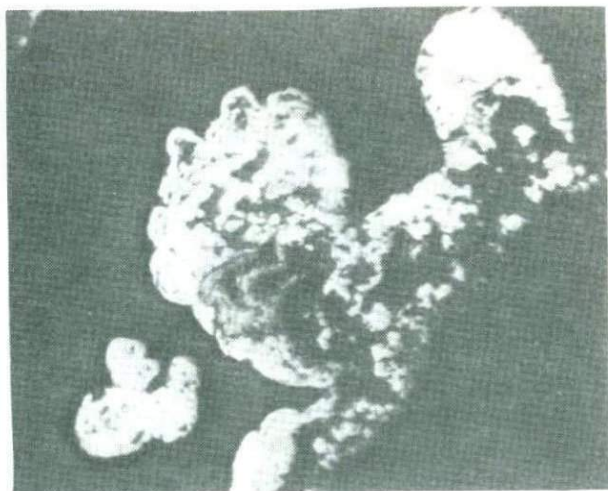
По наблюдениям в сентябре 1965 г. в чане (как на стенках, так и на его дне) отмечались толстые коры, сложенные пористыми, пропитанными нефтью тонкозернистыми агрегатами кальцита. На стенках чана новообразования кальцита представлены кулисообразными натекками, покрытыми сверху сухими потрескавшимися корками 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 6—7 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 агрегата. При вскрытии труб малого диаметра (10 см), эксплуатирующихся около семи месяцев, было установлено, что они практически полностью выполнены радиально-лучистыми агрегатами кальцита (фиг. 42). 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 положения реликтового отверстия именно в геометрическом центре трубы. Это недоумение было рассеяно изучением отложений кальцита в трубах, эксплуатировавшихся



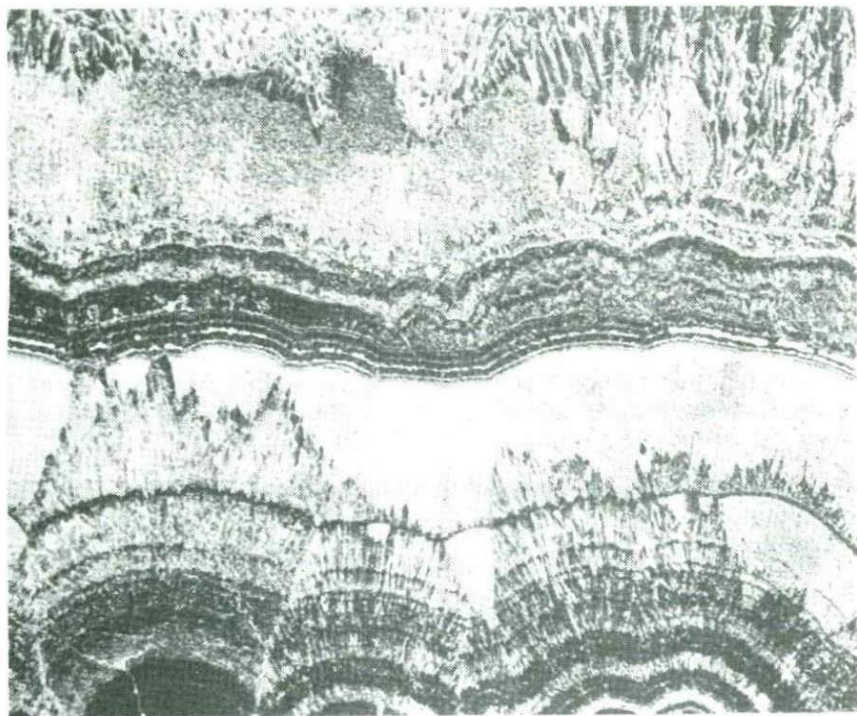
Фиг. 42. Кальцит в трубах малого диаметра. Период образования 7 месяцев. Натур. вел.

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 однородно-зернистой структурой и полосчатой текстурой, обусловленной вариациями в содержании нефтяных битумов. Последующая перекристаллизация таких отложений приводит к образованию радиально-лучистых агрегатов.

В декабре 1965 г. у скважины был заменен каптажный чан, и с этого же времени 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. 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 кальцита пигментированы нефтяными битумами и тон-



Фиг. 43. Глобулярное строение коллоидных обособлений пирита. Отраженный свет. Увел. 165



Фиг. 44. Перекристаллизация тонкозернистых кальцитовых кор. Период образования 6 месяцев. Косой свет. Увел. 10

кодисперсным пиритом. Последний обогащает зоны, тяготеющие к основанию кор и представлен тонкими прерывистыми зонами. В пределах каждой зоны пирит образует колломорфно-сгустковые выделения, сложенные, в свою очередь, плотными агрегатами глобуль (фиг. 43).

Кальцит, слагающий каждую отдельную зону, представлен тонкозернистыми агрегатами с равнозернистой структурой. Непосредственными наблюдениями было установлено, что в процессе образования кальцитовых кор уже на четвертом месяце начинается перекристаллизация сформированных тонкозернистых агрегатов кальцита с возникновением в локальных участках радиально-лучистых структур (фиг. 44). Строение перекристаллизованных участков отвечает схеме группового роста сферолитов с характерными для нее геометрическим отбором и прямолинейными границами соприкосновения сферолитов.

На внутренних стенках каптажного чана, установленного в 1965 г., за один год и 7 месяцев выросла кора кальцита мощностью до 15–17 см. В области же динамического удара струи из трубы, отходящей из скважины, образовались крупные почковидные агрегаты кальцита с отдельными почками до 18–19 см в диаметре. На отрезке трубы, подающей воду из скважины в чан и погруженной ниже уровня воды, в чане нарастают толстые коры кальцита (до 2,5 см). На стороне трубы, обращенной книзу, эти коры характеризуются своеобразным губчатым строением. Оно обусловлено обилием цилиндрических в продольном и округлых в поперечных сечениях полостей. Диаметр их варьирует от 1 до 4 мм, а длина — от 0,5 до 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 же между выделениями газовых пузырьков рост кор продолжался.

Через 3,5 года чан практически полностью зарос кальцитом. Внешняя поверхность чана покрылась почковидной корой кальцита толщиной от 4 до 7 см, а внутри большая часть его пространства (более 80–85% объема) заполнилась кальцитом. Измеренная глубина не превышала 10 см, и только в области динамического удара струи, поступающей из труб, в кальцитовой массе наблюдается углубление около 40 см и диаметром 6,5–7 см.

Таким образом, отложение кальцита в процессе техногенной разгрузки хлоридно-бикарбонатно-натриевых вод происходит весьма интенсивно, а образующиеся агрегаты его быстро и в значительной степени перекристаллизуются, теряя первоначальные структуры.

Образование арагонита в датированных источниках около скв. Р-59

Источники возле скв. Р-59, в грифонах которых были обнаружены натечные коры черного кальцита, образовались в результате технической деятельности человека. Возникли они в 1963 г.

Процессы минералообразования, происходящие в этих источниках, обусловлены преимущественно нарушением карбонатного равновесия в очаге разгрузки хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых вод, но в отличие от аналогичных процессов, протекающих в каптажных сооружениях скв. Р-151, здесь в процессе разгрузки происходит смешивание хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых вод с металлоносными и сероводородсодержащими рассолами.

Скважина Р-59 была пробурена в 1955 г. до глубины 2306 м с целью прослеживания нефтеносных горизонтов на участке Западный Челекен

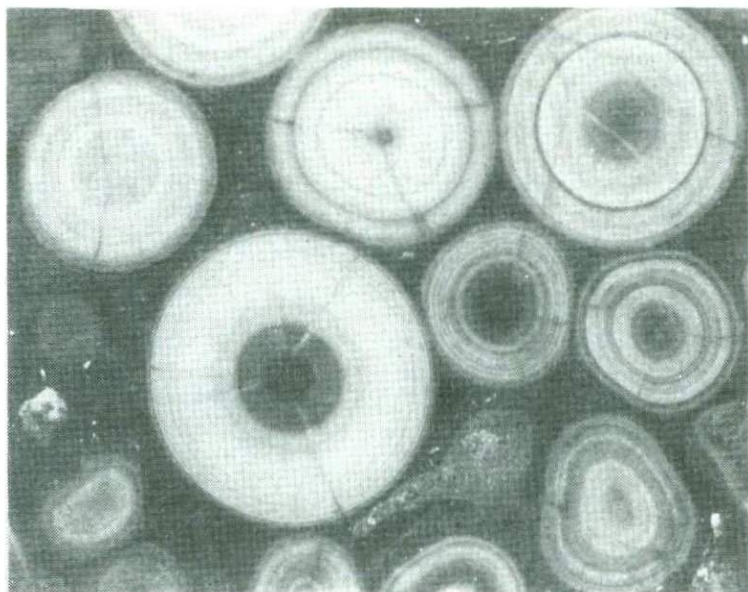
Химический состав воды скв. Р-59
(проба отобрана 25.IX 1975 г., аналитик И.Б. Никитина)

Компоненты	T°, C = 38	pH = 8,45	Компоненты	T°, C = 38	pH = 8,45
	мг/л	мг-экв/л		мг/л	мг-экв/л
Li ⁺	3,35	0,48	HCO ₃ ⁻	3001,20	49,20
Rb ⁺	0,02	—	CO ₃ ²⁻	390,00	6,50
Cs ⁺	< 0,01	—	Cl ⁻	10 847,92	305,92
K ⁺	43,20	1,11	F ⁻	3,32	0,17
Na ⁺	8 000,0	341,83	I ⁻	He опр.	—
Ca ²⁺	67,13	3,35	Br ⁻	He опр.	—
Mg ²⁺	35,51	2,92	SO ₄ ²⁻	22,22	0,46
Sr ²⁺	29,53	0,43	Сумма анионов	14 264,66	362,78
Ba ²⁺	11,17	0,25	H ₄ SiO ₄	48,00	—
Mn ²⁺	He опр.	—	H ₃ BO ₃	1 062,50	—
Fe ²⁺	< 0,02	—	H ₃ AsO ₃	He обн.	—
Fe ³⁺	≤ 0,05	—	CO ₂ св	51,16	—
Al ³⁺	≤ 0,2	—	H ₂ S	5,85	—
Zn	0,0	—	Общая минерализация	23 622,06	—
Pb	0,00	—			
Cu	0,0	—			
Cd	0,0	—			
Tl	He опр.	—			
С у м м а катионов	8 189,89	356,57			

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/сут, в 1962 г. дебит снизился до 130 м³/сут – в январе и 50 м³/сут – 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 июне 1965 г., т.е. через два с половиной года после начала формирования минеральных агрегатов в грифонах этих источников. Из десятка указанных грифонов только три характеризуются значительными дебитами и бурным выделением газов: юго-западный, западный и северо-западный грифоны. Остальные невелики как по размерам (три грифончика типа проколов), так и по дебитам. Температура воды 62–63°С, pH 6,2, в выделяющихся газах присутствует сероводород. Химический состав воды из С-3 грифона приведен в табл. 73.

Северо-западный грифон представляет собой неправильных очертаний 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. При этом было установлено, что около одной трети воронки, в ее нижней части, заполнено идеально образованными оолитами арагонита. Основная часть их слабо сцементирована и лишь приповерхностный слой представлен рыхлыми скоплениями свободных оолитов. Сцементированные оолиты



Фиг. 45. Тонкое концентрически зональное строение арагонитовых оолитов. Косой свет. Увел. 20

с поверхности покрыты тонкой пленкой моносulfида железа (макинвит?), который в незначительной степени и цементирует оолиты. В рыхлой зоне на поверхности оолитов моносulfид железа отсутствует. Они белого, с голубовато-серым оттенком, цвета. В поперечном разрезе оолиты характеризуются концентрически-зональной текстурой, обусловленной чередованием тончайших концентров арагонита, в различной степени пигментированных моносulfидом железа (фиг. 45). Структура агрегатов арагонита, слагающего концентры, однородная, метаколлоидно-зернистая.

В табл. 74 приведены результаты химического анализа белого оолитового арагонита.

Полуколичественным спектральным анализом отмечаются: Ва — 0,1+; Sr — 0,1—; Ti — 0,01— и Y — 0,001.

Скопления оолитов подстилаются корой натечного арагонита, толщина которой варьирует от 5 до 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. Последний 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 (75° на восток); канал фонтанирует и с силой, пульсационно, 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 самом месте уда-

Химический состав оолитов арагонита (аналитик Ю.В. Долинина)

Компоненты	Содержание, %	Молекуляр- ные коли- чества	Компоненты	Содержание, %	Молекуляр- ные коли- чества
SiO ₂	Нет	—	Na ₂ O	0,18	—
TiO ₂	"	—	K ₂ O	0,06	—
Al ₂ O ₃	"	—	H ₂ O ⁺	0,54	0,030
Fe ₂ O ₃	0,02	—	H ₂ O ⁻	1,38	0,077
FeO	1,48	0,021	CO ₂	41,67	0,931
MnO	0,53	0,007	P ₂ O ₅	Нет	—
MgO	1,07	0,026	С у м м а	100,32	—
CaO	53,39	0,952			

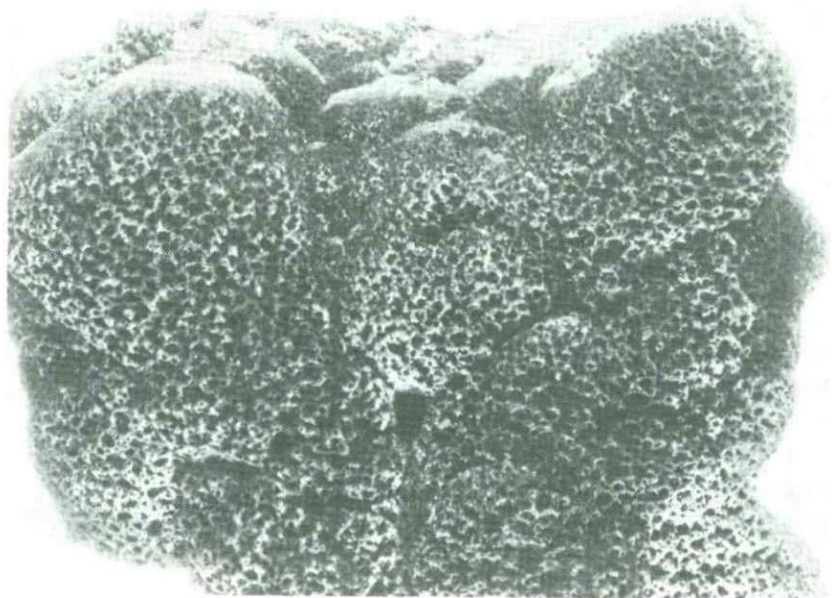
ра струи, на площади, равной площади сечения струи, формирующаяся кора арагонита не превышает 2—3 мм в толщину и морфологически представляет собой относительно ровную площадку с микробугорчатой скульптурной поверхности. Вокруг этой площадки располагаются почковидные агрегаты арагонита с почками, характеризующимися малым радиусом кривизны и гладкой поверхностью. По мере удаления от места гидродинамического удара почки приобретают все больший и больший радиус кривизны и в зависимости от положения в пространстве губчатое строение (фиг. 46). Оно обусловлено прикреплением большого количества пузырьков газа на поверхности формирующихся почек, прелятствующих отложению вещества и образующих в массе агрегата тонкие, цилиндрические, с округленными торцами полости (фиг. 47).

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 метаклоиднозернистой массе арагонита (фиг. 48), а также или нацело выполняет мельчайшие поры, или выделяется в виде пленок на стенках газовых вакуолей.

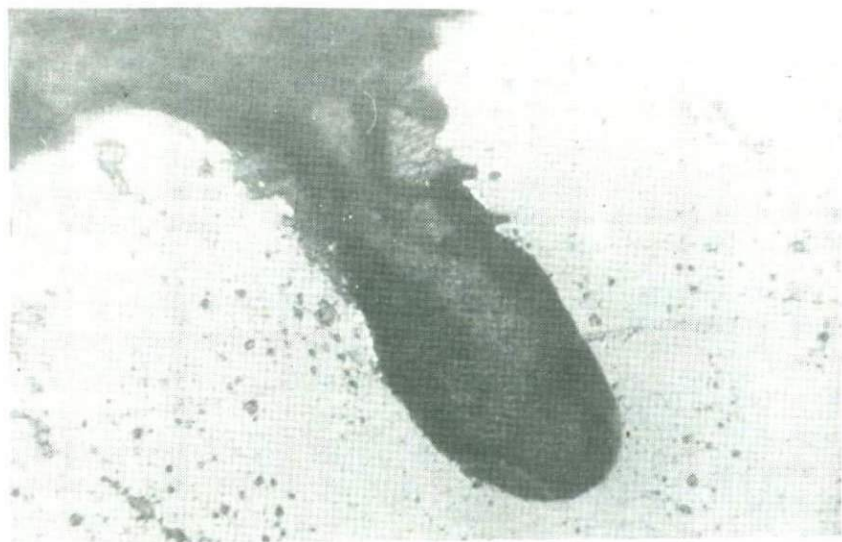
Химический состав (табл. 75) черного арагонита отличается от состава белого арагонита оолитов тем, что в нем значительно больше общего железа и присутствует сера.

Спектральный анализом в нем отмечаются (в %): Sr — 0,0n —; Pb — 0,1; Zn и Ti — 0,0n —; Cu — 0,00n; Y — 0,00n и Ag — 0,000n.

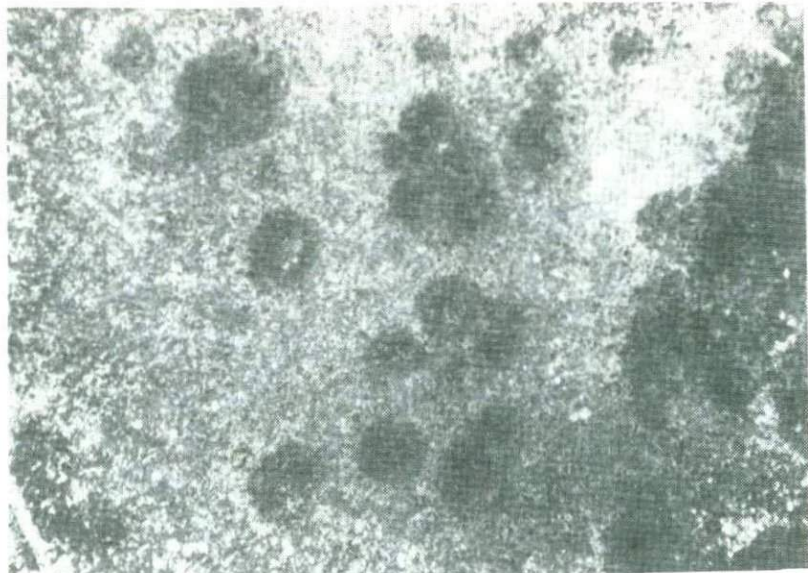
Обращает внимание повышенное содержание свинца и цинка, а также присутствие меди и серебра в черном арагоните. Изучение полированных шлифов позволило выявить в нем включения сфалерита, галенита и халькопирита. Характерной особенностью является распределение этих минералов в корах арагонита — они отмечаются только в корневых зонах кор совместно с включениями различного по составу терригенного материала. Галенит и сфалерит преобладают и встречаются как в виде самостоятельных выделений, так и в сростаниях. Халькопирит отмечался в единичных случаях. Зерна этих минералов нередко обладают гранными формами, какие-либо признаки окатанности отсутствуют. Есть все основания считать их новообразованными. Но остается неясным, образовались ли они совместно с арагонитом и моносulfидом железа (пигментирующим арагонит) или вынесены вместе с кластическим материалом из зон сероводородного заражения металлоносных рассолов, где происходило их



Фиг. 46. Губчатые почки арагонита из участков интенсивной дегазации раствора. Натур. вел.



Фиг. 47. Газовая полость в арагоните. По краям заметны тонкие пленки и вкрапленность моносulfида железа. Отраженный свет. Увел. 46.



Фиг. 48. Сгустковые выделения моносulfида железа (черное) в тонкозернистом арагоните. Проходящий свет. Увел. 46

образование? Исходя из того, что на Челекене широко развиты кластические дайки и многие фонтанирующие скважины выносят иногда значительное количество кластического материала, подобный весьма энергичный вынос мог происходить и в начальный период деятельности источников. Понижение активности в деятельности источников привело к тому, что вынос из пласта относительно крупных и тяжелых терригенных частиц 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 хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых вод из дренажной трубы скв. Р-200. На глинистых валунчиках нарастают ячеистые коры кальцита, образующиеся в результате напорного разбрызгивания капель раствора под различными углами к поверхности валунов. Толщина кор достигает 10–12 см, а их возраст не превышает 1 года.

В больших масштабах образование арагонитовых и кальцитовых кор осуществляется в ручьях, дренирующих озера грязевых вулканов Западный и Розовый Порсугель.

Как отмечается В.В. Семеновичем, 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. А по данным В.В. Колодия [37], эти значения варьируют от 1 до 3 и редко — до 5 мг-экв/л.

В самых нижних горизонтах красноцветной толщи отмечаются воды,

Химический состав черного арагонита (аналитик Ю.В. Долинина)

Компоненты	Содержание, %	Молекулярные количества	Атомные количества	Компоненты	Содержание, %	Молекулярные количества	Атомные количества
SiO ₂	1,23	—	—	K ₂ O	0,09	—	—
TiO ₂	Нет	—	—	H ₂ O ⁺	1,79	—	—
Al ₂ O ₃	0,48	—	—	H ₂ O ⁻	1,18	—	—
Fe ₂ O ₃	1,06	—	0,013	P ₂ O ₅	0,06	—	—
FeO	1,91	—	0,026	CO ₂	38,58	0,876	—
MnO	0,52	0,07	—	S	0,92	—	0,028
MgO	1,23	0,03	—		100,24		
CaO	49,88	0,889	—	S = O	0,46		
BaO	1,03	0,067	—	С у м а	99,78		
Na ₂ O	0,28	—	—				

Таблица 76

Химический состав воды из скважины Г-39 (аналитик И.Б. Никитина)

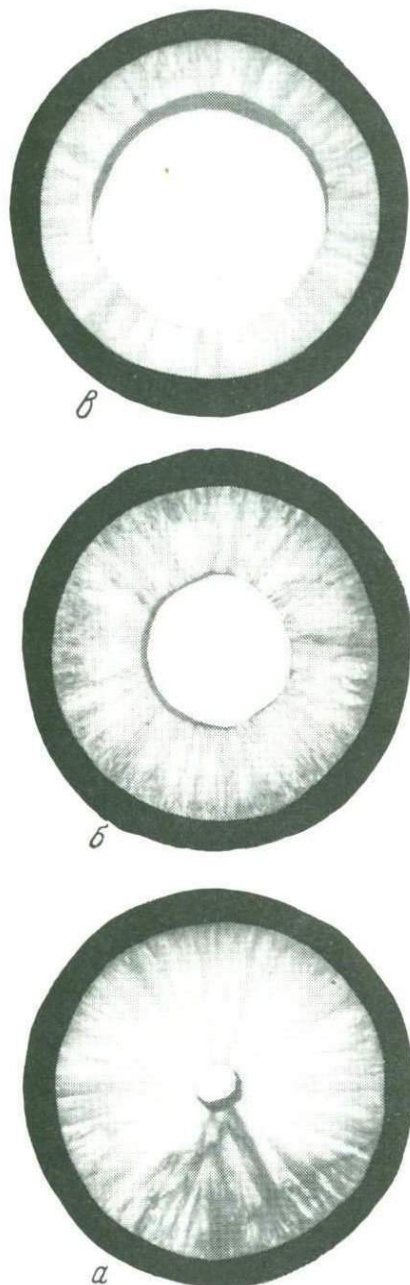
Компоненты	мг/л	мг-экв/л	Компоненты	мг/л	мг-экв/л
Na ⁺	35 160	1528,70	Cl ⁻	66 500	1873,24
K ⁺	130,0	3,34	Br ⁻	166,30	2,08
Li ⁺	Не опр.	—	I ⁻	27,30	0,21
Ca ²⁺	4 697	234,85	HCO ₃ ⁻	45,70	0,75
Mg ²⁺	1 339,6	109,75	SO ₄ ²⁻	144,00	3,00
Fe ²⁺	1,40	—	С у м а анионов	66 883,30	1 879,28
Sr ²⁺	314,0	7,15			
Ba ²⁺	5,40	—			
Zn	0,83	—	pH	6,60	
Pb	0,23	—			
Cu	0,08				
As	0,03				
С у м а катионов	41648,57	1 883,80			

содержащие значительные концентрации сульфат-иона (до 60 мг-экв/л). Приуроченность сульфатных вод к самым низам разреза обусловлена выщелачиванием прослоев ангидрита, характерным для нижних частей красноцветной толщи.

Миграция сульфатных вод по зонам нарушений, смешение их с барий-содержащими 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.

Следует отметить, что в ряде скважин, вскрывающих наиболее глубокие водоносные горизонты верхнего отдела красноцветной толщи, подпитывающиеся по зонам разломов более глубинными сульфатно-натри-

Фиг. 49. Барит в трубах подвесной колонны; скв. Г-39, период образования 4 года; уменьшено в 1,5 раза. На глубине: а — 800 м, б — 350 м, в — 25 м



евыми водами, происходит интенсивное отложение барита. Характерным примером является скв. Г-39. Она пробурена в 1961 г. до глубины 1007 м. Начальный дебит скважины составлял $680 \text{ м}^3/\text{сут}$. С января по май 1966 г. дебит скважины колебался от 100 до $40 \text{ м}^3/\text{сут}$. В июне 1966 г. скважина была поставлена на ремонт. В поднятой эксплуатационной колонке длиной 800 м были обнаружены скопления барита в количестве нескольких десятков тонн. Максимальное заполнение труб баритом происходило в области перфорации скважины, где они выполнены практически нацело (фиг. 49, а). По направлению к устью скважины мощность баритовых кор уменьшается (см. фиг. 49, б, в). В табл. 76 приводятся данные химического анализа воды из этой скважины (проба отобрана на устье). Следует отметить, что эта вода должна рассматриваться как "отработанный" раствор, сбросивший основное количество сульфата бария.

После смены подвесной колонки дебит скважины увеличился до $300 \text{ м}^3/\text{сут}$, но очень быстро стал снова падать, так как трубы эксплуатационной колонны стали интенсивно зарастать баритом, а в 1968 г. они были снова заменены. Максимальное заполнение труб баритом отвечало количеству, отмеченному на фиг. 59, 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 11 мая этого же года было обнаружено, что внутри этого шланга отложился барит, представленный тонкой, в 1,5–2 мм, друзовой корочкой мелких кристалликов. Возраст этих друзовых корочек составляет чуть более одного месяца.

При осмотре скважины 11 мая этого же года было обнаружено, что внутри этого шланга отложился барит, представленный тонкой, в 1,5–2 мм, друзовой корочкой мелких кристалликов. Возраст этих друзовых корочек составляет чуть более одного месяца.

Значения межплоскостных расстояний современного барита

№ п/п	l	d	№ п/п	l	d	№ п/п	l	d
1	2	3,91	13	3	2,04	25	1	1,334
2	2	3,78	14	3	1,919	26	7	1,310
3	8	3,55	15	5	1,838	27	6 дв	1,257
4	8	3,41	16	1	1,773	28	4	1,208
5	8	3,27	17	5	1,741	29	2	1,191
6	8	3,09	18	1	1,677	30	2	1,181
7	8	2,81	19	5	1,657	31	6	1,141
8	7	2,72	20	1	1,594	32	7	1,117
9	1	2,45	21	7	1,527	33	4	1,092
10	7	2,31	22	7	1,465	34	7	1,081
11	4	2,20	23	3	1,413	35	1	1,069
12	10	2,10	24	3	1,374			

Условия съемки: Fe-излучение; $d = 57,3$ мм; напряжение 35 кВ; сила тока 10 ма.

По визуальным данным, преобладающей формой среди новообразованных кристаллов барита является 011 и несколько менее развиты формы 201 и 110.

В трубе сбросового крана также наблюдается тонкая друзовая корочка барита и редкие эмбриональные трубчатые сталактиты его с раскristализованной поверхностью.

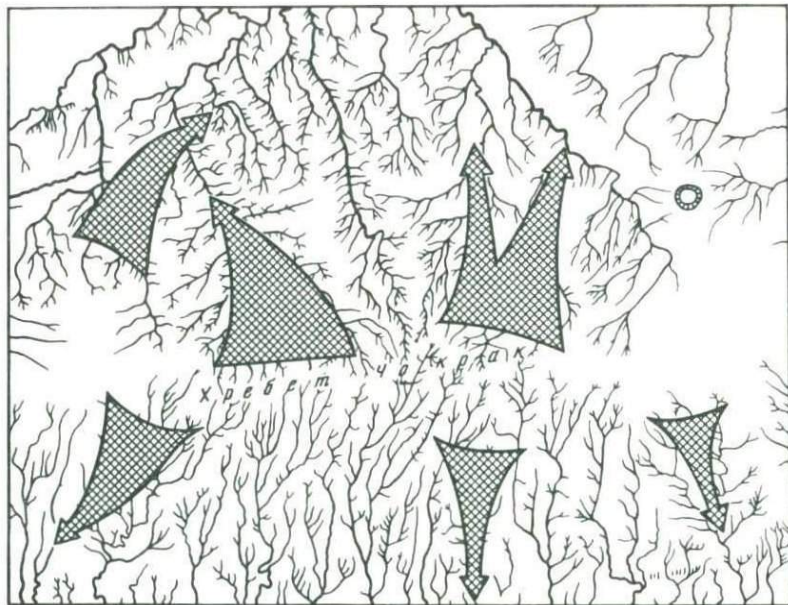
В табл. 77 приведены значения межплоскостных расстояний новообразованного барита.

В значительных количествах современный барит образуется и в скв. Э-188, где отлагается в виде кор на трубах и образует скопления мелких (1–1,5 мм в диаметре) оолитов в стволе скважины в области перфорации.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ, СВЯЗАННОГО С ДРЕВНЕЙ РАЗГРУЗКОЙ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД И РАССОЛОВ В УСЛОВИЯХ ПОВЕРХНОСТНОГО СТОКА

Процессы современного гидротермального минералообразования на Челекене, протекающие в настоящее время в источниках и различных производственных сооружениях, являются, по существу, продолжением аналогичных процессов, начало которых относится к четвертичному времени.

Тектоническое разрушение антиклинальной структуры, возникновение многочисленных очагов разгрузки термальных вод привели к значительной эрозии присводовых участков структуры. Эрозией были последовательно вскрыты по крайней мере три водоносных горизонта верхней части красноцветной толщи, вмещающие термальные металлоносные рассолы. Таким образом, в присводовой части складки сформировалась значительная область разгрузки металлоносных рассолов, питающая многочисленные ручьи, стекающие по юго-восточному и северо-западному склонам антикли-



Фиг. 50. Схема направлений поверхностного стока металлоносных рассолов в процессе древней разгрузки в центральной части Челекенской антиклинальной структуры

Заштрихованные стрелки — площади максимального развития рудоносного аллювия

нальной постройки. Проведенными исследованиями установлено, что формирование преобладающей части современных долин и акаров началось в процессе разгрузки металлоносных рассолов и их основные направления наследуют направления палеорусел. Последние постоянно фиксируются в виде прислоненных палеоаллювиальных фаций в бортах современных долин. С песчанистыми породами этих фаций связаны рудопроявления оксигалоидных соединений свинца, меди и серебра. Масштабы проявления палеоаллювиальных фаций, содержащих оксигалоидные соединения указанных металлов, и направления древней разгрузки металлоносных рассолов в пределах челекенской антиклинальной структуры иллюстрируются схемой, приведенной на фиг. 50. В пределах развития пород этих фаций выявлено большое количество точек с рудопроявлениями оксихлоридов меди, свинца и серебра.

Но не только эрозионные процессы приводили к возникновению значительных очагов разгрузки. Как известно, особенностью Челекенской антиклинальной структуры является развитие в ее пределах огромного количества дизъюнктивных нарушений. Глубина заложения их различна — от десятков метров до 3 км, в силу чего они дренировали и обуславливали разгрузку вод различных водоносных горизонтов. Так, в западной части хребта Чокрак серия нарушений дренировала водоносные горизонты сульфатных вод и термальных рассолов. В результате сопряженной разгрузки в пределах нарушенной зоны на значительной площади образовались баритовые песчаники, а в русле ручья, названного нами "баритовым", отложились мощные коры барита.

Значительными очагами разгрузки хлоридно-бикарбонатно-натриевых

вод являются грязевые вулканы Розовый и Западный Порсугели. В руслах ручьев, вытекающих из кратерных озер, формируются мощные коры арагонита, а в многочисленных источниках сероводородных вод, приуроченных к зоне нарушений Главного Челекенского сброса, отлагаются метастабильные моносulfиды железа и в некоторых источниках — мельниковит и пирит.

РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ОКСИХЛОРИДОВ СВИНЦА, МЕДИ И СЕРЕБРА В ПРЕДЕЛАХ ЧЕЛЕКЕНСКОЙ АНТИКЛИНАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ

Как уже отмечалось выше, эрозионное разрушение присводовой части антиклинальной структуры, последовательно вскрывшее несколько водоносных горизонтов верхней части красноцветной толщи, обусловило возникновение значительных очагов разгрузки термальных металлоносных рассолов. В процессе разгрузки последних сформировались первичные долины водотоков.

В настоящее время аллювиальная фация, представленная косослоистыми сериями тонкозернистых песков с прослоями гальки глин, наблюдается в бортах большинства современных долин. Характерной особенностью пород этой фации является постоянное присутствие в них аутигенных оксигалоидных соединений свинца, серебра и меди, причем в определенных участках таких палеорусел скопление новообразованных минералов этой группы — атакамита, паратакамита, болеита, куменгита и лаврионита — весьма значительны.

Первые находки атакамита ($\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$) на Челекене были сделаны В.В. Вебером и К.К. Калицким [16]. Ими была отмечена приуроченность атакамита к ожелезненным подошвам некоторых песчаных пластов красноцветной толщи. Детально на выяснении условий его нахождения и распространения эти авторы не останавливались.

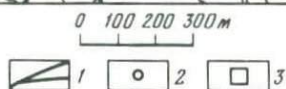
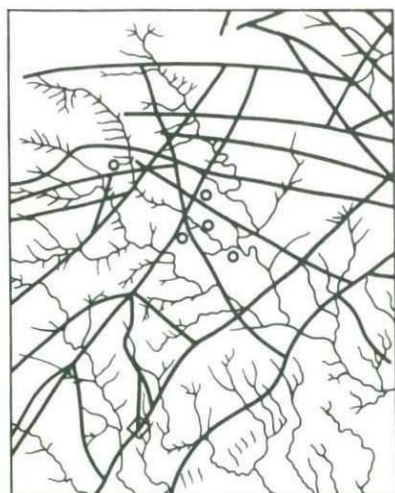
Рудопроявления оксихлоридов свинца, серебра и меди, обнаруженные во многих участках Челекенской структуры, наблюдаются преимущественно на возвышенности Чокрак и сопредельных районах. Они отмечаются среди различных форм современного рельефа: в руслах ручьев и на водоразделах, в крутых обрывах и на пологих склонах, в верхних и нижних частях долин.

На юго-восточном склоне Чокрака рудопроявления оксихлоридов Pb, Cu и Ag фиксируются на значительных площадях. Выделяются следующие основные участки: 1) восточная часть Чокрака, урочище Хораз; 2) средняя часть Чокрака, урочище Атакамитовое; 3) западная часть Чокрака, урочище Гогорен; 4) сопредельный с Чокраком участок, который расположен в районе двух урочищ: на западной окраине урочища Гогорен и в южной части урочища Куту-Бурун.

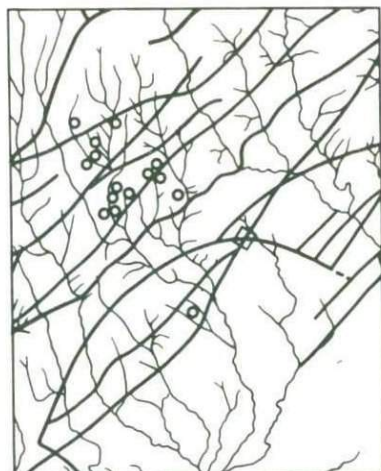
Первый участок расположен в западной половине урочища Хораз. Рудопроявления оксихлоридов свинца и меди наблюдаются в пяти местах долины одноименного ручья и на ограничивающих ее грядах (фиг. 51).

Самая северная точка указанных рудопроявлений находится в верхней части междурусловой гряды на самом водоразделе. Она представлена высыпкой мелких ($15 \times 2 \times 1$ см) конкреций, являющихся псевдоморфозами замещения древесины атакамитом, гидроокислами железа и гипсом. Коренного залегания конкреций здесь не отмечается.

Другое атакамитовое рудопроявление обнаружено на этом же водоразделе, в 280 м к юго-востоку. Здесь в косослоистых серых песках в коренном залегании наблюдаются атакамитовые конкреции. Размеры их варьируют от 4–5 см до нескольких десятков сантиметров в длину при попе-



Фиг. 51. Схема распространения атакамитовой минерализации в урочище Хораз
1 — сбросы (по В.В. Веберу и К.К. Калицкому); 2 — точки проявления атакамитовой минерализации; 3 — точки наблюдений минерализации сбросов [55]



Фиг. 52. Схема распространения атакамитовой минерализации в урочище Атакамитовое

Условные обозначения те же, что и на рис. 51

речном сечении от 1 до 5 см. Песчаный материал конкреций цементируется преимущественно атакамитом, тесно ассоциирующим с менее развитым боталлакитом, кальцитом, церусситом и гидроокислами железа. Наряду с песчано-атакамитовыми конкрециями в тех же вмещающих породах встречаются небольшие конкреции белого тонкозернистого кальцита, псевдоморфного по древесине.

Следующая точка рудопроявлений оксихлоридов Pb и Cu располагается в 200 м к юго-востоку на крутом склоне вышеуказанной гряды, ближе к его подошве. Высыпка песчано-атакамитовых конкреций локализована в узком интервале длиной 5 м. В обнажении на склоне, над горизонтом коричневых глин, они обнаруживаются в коренном залегании в косо-слоистых серых песках. Размеры конкреций невелики — до нескольких десятков сантиметров в длину и до 3 см в поперечном сечении. По форме и минеральному составу они аналогичны таковым в предшествующем рудопроявлении.

На другом северо-восточном водоразделе на самой вершине высокого холма обнаружено еще одно рудопроявление этого участка, но не в коренном залегании, а в виде очень скудной высыпки мелких обломков конкреций. По высоте оно отвечает первой точке, от которой отстоит на 250 м к юго-востоку.

И, наконец, ряд незначительных высыпок одиночных крупных песчано-атакамитовых конкреций находится на этом же северо-восточном берегу ручья. Они расположены приблизительно на одном уровне, на высоте четырех метров над тальвегом и в 50–60 м от предыдущей точки.

Второй участок находится в 1,6 км к западу от первого. Он является наиболее значительным по количеству проявлений атакамита и по площади, занимаемой ими. За ним закрепилось наименование Атакамитовых урочище. Здесь насчитывается более десятка рудопроявлений оксихлоридов свинца и меди. Все вместе они образуют зону, ориентированную вдоль по склону Чокрака (фиг. 52).

Самая северная точка указанных рудопроявлений этого участка лежит в 450 м к югу от высшей точки Челекена, находящейся на главном водоразделе Чокрака. Самая южная — расположена практически у его подошвы. Протяженность этой зоны около 700 м, ширина 200 м. Все рудопроявления приурочены к верхам межрусловых гряд или к средним частям их склонов. В тех редких случаях, когда они расположены близко к тальвегу (0,5—1,5 м), эти проявления находятся в верховьях ручья или его притоков. Основная группа рудопроявлений разделяется на два участка — западный и восточный. Проявления, расположенные на западном участке, находятся приблизительно на одном уровне — в 4—6 м над тальвегом ручья, в средней части склона.

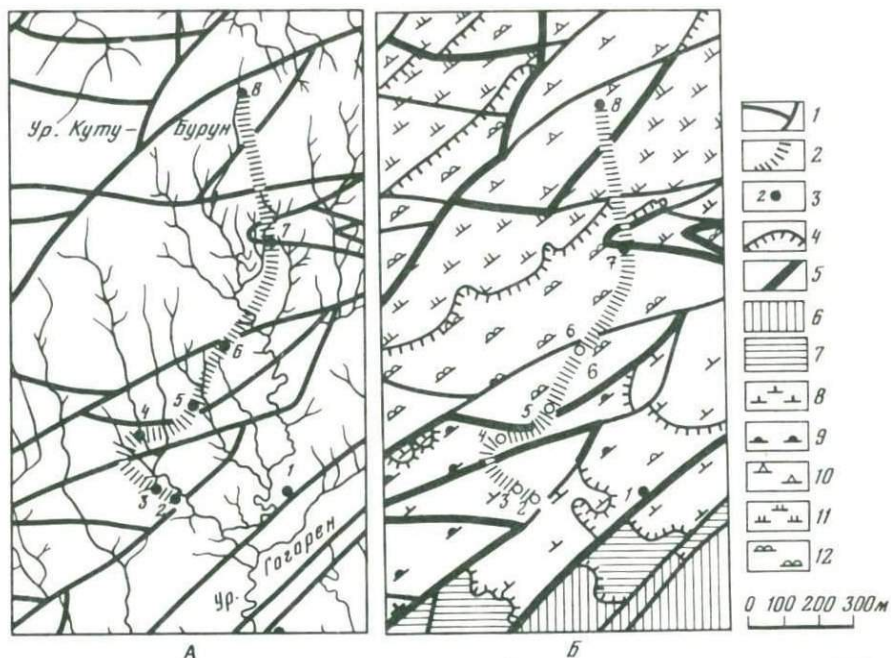
Восточные проявления приурочены к верхним частям склонов или к самим водоразделам, на 6—8 м выше западных.

Все указанные рудопроявления представлены коренными выходами косослоистых аллювиальных песков и галечников глин, к которым приурочены скопления песчано-атакамитовых конкреций. Последние иногда достигают значительных размеров — до 75 см в длину и 6—7 см в поперечном сечении. Песчаный материал конкреций цементируется атакамитом, гипсом, гетитом. В подчиненном количестве в составе цемента отмечаются боталлакит, лаврионит и гидроцеруссит. Следует отметить, что в рудопроявлениях восточной группы количество атакамита в составе цемента конкреций значительно меньше, чем в таковых западной группы. В некоторых рудопроявлениях отмечаются скопления листоватого гипса, пигментированного дисперсными частицами атакамита и боталлакита и содержащего редкие включения боленита. В глиняных галечниках одного из рудопроявлений обнаружены выделения призматических кристаллов диоболенита.

В южной части зоны отмечается одно коренное рудопроявление оксихлоридов свинца и меди, расположенное в верхней части левого борта небольшого правого притока основного ручья. Характерной чертой наблюдающихся здесь конкреций является незначительное развитие атакамита в составе их цемента, основная масса которого представлена гипсом и гидроокислами железа.

Третий участок рассматриваемых рудопроявлений расположен в западной части Чокрака, в 1,3 км от предыдущего участка, в пределах северной части урочища Гогорен. Рудопроявления приурочены к аллювиальным отложениям, обнажающимся на водоразделах и склонах долин и образующим узкую зону, вытянутую приблизительно на 300 м с северо-востока на юго-запад. В отдельных прослоях косослоистых песков отмечается рассеянная вкрапленность атакамита, боталлакита, кумингита и лаврионита. В составе цемента конкреций из оксихлоридов преобладает атакамит, ассоциирующий с гидроцерусситом.

Сопредельный с Чокраком участок, в пределах которого наблюдается значительное количество рудопроявлений оксихлоридов меди, свинца и серебра, расположен в 0,8 км к западу от третьего участка. Он протягивается по юго-восточному склону возвышенности с севера на юг приблизительно на 1,5 км (фиг. 53). Самая северная точка этих рудопроявлений (см. фиг. 53, точка 8) расположена приблизительно в 90—100 м южнее линии главного водораздела в русле небольшого левого притока главного



Фиг. 53. Схема распространения рудопоявлений с оксихлоридами меди и свинца в урочищах Куту-Бурун и Гогорен (а) и геологическое строение (б) этого района [55]

1 — сбросы; 2 — шлейф фрагментов атакмитовых конкреций; 3 — точки рудопоявлений оксихлоридов Cu и Pb в коренном залегании; 4 — стратиграфические границы; 5 — стратиграфические границы по сбросам; 6 — нижнеапшеронские отложения; 7 — акчагыльские отложения; горизонты красноцветной толщи: 8 — куртепинский, 9 — корагельский; 10 — кутубурунский, 11 — кошаюсхинский; 12 — кишмишлинский

ручья, в его верховьях. Коренные обнажения косослоистых песков с песчано-атакмитовыми конкрециями наблюдаются как в левом, так и в правом берегу, приблизительно в 1 м от тальвега.

Другое рудопоявление (фиг. 53, точка 7), расположенное в 450 м к юг-юго-востоку от вышеуказанного, приурочено к левому борту пятого притока основного ручья и представлено также аллювиальными песками, к которым приурочены скопления песчано-атакмитовых конкреций. В составе цемента отмечаются редкие лаврионит и гидроцеруссит.

Следующее рудопоявление аналогичного типа (точка 6) отстоит от предшествующего на 360 м к юг-юго-западу, располагаясь в пределах современного водораздела на высоте 8 м от русла основного ручья. Здесь наблюдаются обильные высыпки обломков песчано-атакмитовых конкреций и коренные обнажения косослоистых песков, в которых отмечаются рассеянные частички атакмита, боталлакита, псевдоболеита, сферические микроконкреции паратакмита и уплощенные — церуссита. В этих же песках встречаются довольно крупные (до 1,5 м в длину и 10–12 см в поперечном сечении) песчано-атакмитовые конкреции. Последние в своей центральной части несут отчетливые следы замещения древесины дисперсными атакмитом и боталлакитом. Здесь же местами отмечаются остатки лигнитоподобной древесины. Аллювиальные пески этого рудопоявления отчетливо перекрывают зону сбросового нарушения.

В 220 м к юго-западу наблюдается еще одно рудопроявление (точка 5), расположенное в верхней части правого борта третьего правого притока основного ручья на высоте 8 м от русла притока. Оруденение аналогично вышеописанному.

Значительное проявление оксихлоридов меди и свинца зафиксировано в 160 м к юг-юго-западу от предшествующего, в бортах четвертого правого притока (точка 4). Коренные обнажения косослоистых аллювиальных песков наблюдаются здесь на протяжении нескольких десятков метров. В них отмечается большое количество песчано-атакамитовых конкреций, размеры которых варьируют в длине от 8–10 см до 2–2,5 м и от 1 до 15–18 см в поперечном сечении. В центральных частях крупных конкреций, как правило, наблюдаются тонкокристаллические агрегаты минералов группы атакамита, псевдоморфно развивающиеся по древесине. Отдельные прослои аллювиальных песков заметно обогащены рассеянными в них тонкокристаллическими частицами атакамита и боталлакита, а также более редкими здесь куменгитом и болеитом. Помимо оксихлоридов меди и свинца, в указанных песках, хотя и в незначительных количествах, но постоянно, присутствуют микроконкреции церуссита.

В 120 м к югу располагается следующее рудопроявление (точка 3), представленное небольшими коренными выходами аллювиальных песков с незначительными песчано-атакамитовыми конкрециями.

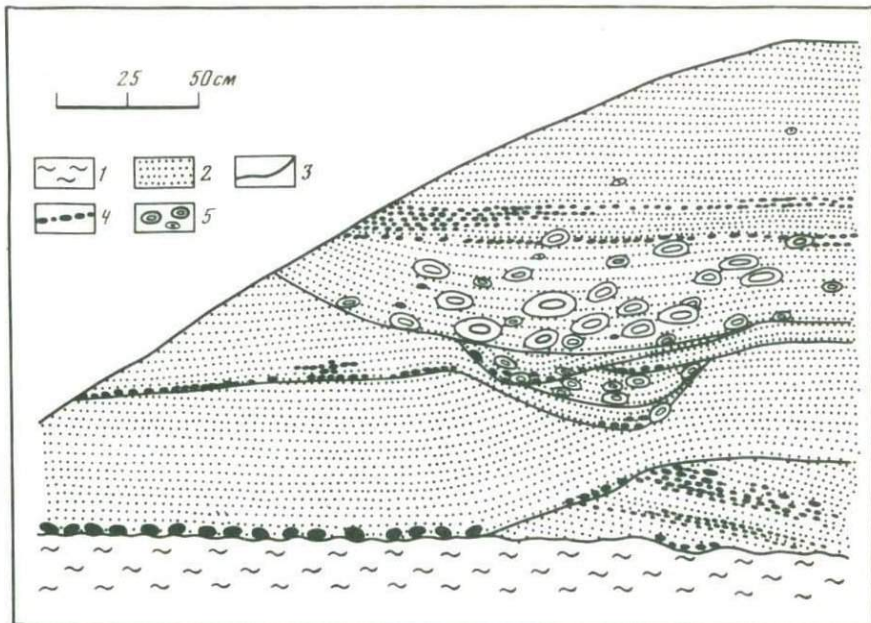
Одно из южных проявлений минерализации оксихлоридов меди и свинца (точка 2) расположено в 100 м к юго-востоку от предыдущего, в левом борту долины четвертого правого притока, в его нижнем течении. Здесь, в верхней части берегового склона, обнажаются аллювиальные пески, изобилующие скоплениями разнообразных минералов из группы оксихлоридов меди, свинца и серебра. По многообразию минеральных видов и их количеству это рудопроявление превосходит все вышеуказанные и ниже будет охарактеризовано более детально.

Последнее рудопроявление этого участка (точка 1) находится в 320 м к востоку от второй, в верхней части конусообразного холма, где в косослоистых песках отмечаются редкие небольшие песчано-атакамитовые конкреции.

Изучение характера распределения выходов оруденелых аллювиальных песков на площади показало, что эти выходы проявляются в пределах относительно узкой полосы, ориентированной по склону возвышенности с севера на юг (фиг. 53, А) [55]. На данном участке склона обнажаются породы верхнего структурного этажа красноцветной толщи, представленные песчано-глинистыми отложениями кишмишлинского, кошаусхинского, кутубурунского, карагельского и куртепинского горизонтов. Последовательность обнажения пород этих горизонтов в направлении от сводовой части к крыльям антиклинальной структуры носит резко нарушенный характер (фиг. 53, Б) [55]. Полоса аллювиальных песков, заключающих в себе рудопроявления меди и свинца, эрозионно наложена на поверхность пород вышеуказанных пяти горизонтов.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ РУДОПРЯВЛЕНИЙ ОКСИХЛОРИДОВ СВИНЦА И МЕДИ

Для выяснения особенностей строения вышеуказанных рудопроявлений в западной части урочища Гогорен, в пределах полосы аллювиальных песков, на правом склоне основной долины, в участках максимального скопления песчано-атакамитовых конкреций, было сделано несколько глубоких врезов (см. фиг. 53, точки 2 и 3).



Фиг. 54. Поперечный разрез отложений в палеорусле [55]

1 — глины; 2 — пески тонкослоистые; 3 — границы поверхностей эрозионных врезов; 4 — галька глин; 5 — песчано-атакамитовые конкреции

В нижней части разреза, вдоль зоны аллювиальных отложений, были вскрыты плотные темно-коричневые глины куртепинского горизонта. На них налегают мелкослоистые обломочные породы русловой фации. Поверхность соприкосновения этих пород отчетливо эрозионная и характеризуется чередованием мелких бугров и впадин.

Породы аллювиальной фации представлены мелко- и среднезернистыми светло-серыми, иногда зеленовато-серыми песками, а также разнообразными по размерам гравием и галькой серых и зеленовато-серых глин. Слоистость пород мелкая и выражена сериями косых однонаправленных слоев, которые расположены один над другим. Количество косослоистых серий около десяти. Мощности их варьируют от 15 до 25 см. Косослоистые серии четко обособлены одна от другой следами размыва в кровлях. Границы между ними грубо параллельны кровле пласта куртепинских глин и косые слойки полого падают в одну сторону — на юго-восток.

В разрезах, сделанных вкрест простирания зоны аллювиальных отложений, контакт пород русловой фации с породами красноцветной толщи носит характер эрозионных врезов, представляющих собой ложбины разнообразных размеров, вытянутые в направлении стока. Косая слоистость мульдобразная, крутопадающая, почти облегающая поверхность врезанной ложбины (фиг. 54).

Рудопроявления оксихлоридов свинца и меди локализованы исключительно в породах русловой фации и представлены четырьмя типами выделений минералов этой группы: 1) мельчайшими кристаллами и тонкодисперсными частицами, равномерно рассеянными в песках; 2) тонкозернистыми агрегатами, образующими цемент в отдельных песчаных прослоях; 3) микроконкрециями и идеально образованными кристаллами

в глинах аллювиальной гальки; 4) удлинненными конкрециями разнообразных размеров.

В нижней части разреза (в придонных участках древнего русла) среди лимонитизированных песков наблюдаются скопления крупных песчаных конкреций, размеры которых варьируют от 0,7 до 2 м в длину и от 10 до 25 см в поперечном сечении. Конкреции грубозональны. Центральная часть их сложена ячеистыми корками среднезернистого темно-коричневого гипса. Поверхность гипсовых корок хорошо раскристаллизована и представлена друзовыми образованиями клиновидных кристаллов. В полых ячейках постоянно отмечаются кусочки лигнитоподобной древесины. На кристаллах гипса изредка отмечаются скопления мельчайших (0,05—0,1 мм) кристалликов и несколько реже — единичных более крупных (около 1 мм), идеально образованных кристаллов элементарной серы.

На поверхности кусочков лигнитизированной древесины, а также на кристаллах гипса наблюдаются округлые комковатые тонкокристаллические скопления светло-голубого с зеленоватым оттенком минерала, оказавшегося ранее неизвестным в природе соединением — оксалатом меди (CuC_2O_4).

Скопления оксалата меди представляют собой относительно рыхлые агрегаты мельчайших кристалликов толстотаблитчатого облика (табл. XIII, а). Размеры их варьируют от 0,3 до 1 мкм. Блеск (в агрегатах) перламутровый; твердость 1—1,5; удельный вес, измеренный методом гидростатического взвешивания 3,28; хорошо растворяется в минеральных кислотах.

В табл. 78 приведены значения межплоскостных расстояний оксалата Cu . Как следует из таблицы, рентгенограмма порошка природного оксалата меди хотя и близка, но неидентична рентгенограмме синтетического аналога. Следует отметить, что в исследуемом минерале отмечены слабые линии — 3,51 (1), 313 (3), 1,985 (1), 1,610 (1), 1,399 (2), 1,370 (3) и 1,246 (1), отвечающие загрязняющим примесям гидратированных слюд и хлорита типа шамозита, реально отмечающихся в нерастворимом остатке.

Особенности валового химического состава тонкокристаллического оксалата меди отражены в табл. 79. Присутствие сульфата и хлора, а также Ca и Na обусловлено примесью галита и гипса, а железа — тонкодисперсным гётитом. Свинец и серебро связаны, по-видимому, с ничтожной примесью фаз, представленных оксалатами этих металлов. Пересчет анализа на 100% (после вычета примесных Ca , Na , Fe , Cl , SO_4 и нерастворимого остатка) приводит к содержанию меди и оксалат-иона, близким к теоретическим для безводного CuC_2O_4 , тем более, что практически вся вода (0,44%) должна быть отнесена к примесным гипсу и гётиту.

Таким образом, окончательная формула природного оксалата меди CuC_2O_4 .

Разложение и углефикация древесных остатков в ядрах конкреций приводили к возникновению щавелевой кислоты, которая, взаимодействуя с халькофильными компонентами рассолов, приводила к образованию оксалатов меди и других металлов.

Диаметр ядер конкреций варьирует от 1,5 см в мелких до 8 см в крупных конкрециях. Далее, к периферии конкреции, располагается зона, в которой песчаный материал цементируется пиритом, местами практически полностью измененным до ярозита. Пирит цемента представлен тонкокристаллическими агрегатами с отчетливо выраженной гилидиоморфнозернистой структурой. В табл. 80 приведены данные о химическом составе этого пирита, полученные с помощью рентгеновского микроана-

Межплоскостные расстояния оксалата меди

№ п/п	Исследуемый ¹			C ₂ CuO ₄ · nH ₂ O, ASTM, 21-297		
	hkl	d	I	hkl	d	I
1	110	3,843	10	110	3,88	100
2	020	2,799	4	020	2,791	4
3	—	—	—	200	2,712	< 2
4	120	2,479	5	120	2,476	20
5	—	—	—	210	2,431	12
6	011	2,292	7	011	2,317	8
7	—	—	—	101	2,304	8
8	111	2,130	6	111	2,128	8
9	220	1,937	7	220	1,937	10
10	121	1,779	8	121	1,774	16
11	210, 130	1,746	8	210, 130	1,756	18
12	310	1,689	2	310	1,713	< 2
13	221	1,539	1	221	1,542	< 2
14	—	—	—	230	1,529	< 2
15	031	1,507	2	031	1,501	6
16	301	1,456	2	301	1,469	4
17	—	—	—	311	1,420	< 2
18	400, 140	1,333	3	400, 140	1,349	< 2
19	—	—	—	410, 231	1,311	< 2
20	—	—	—	321	1,301	< 2
21	330	1,291	5	330	1,292	6
22	002	1,272	5	002	1,272	4
23	—	—	—	240	1,238	2
24	—	—	—	420	1,215	< 2
25	112	1,213	8	112	1,209	4
26	141	1,181	3	141	1,192	2
27	—	—	—	411	1,168	< 2
28	—	—	—	022	1,157	< 2
29	202	1,151	4	202	1,151	< 2
30	122	1,138	3	122	1,132	< 2
31	—	—	—	212	1,128	< 2
32	—	—	—	421	1,097	< 2
33	—	—	—	430	1,092	< 2
34	222	1,069	6	222	1,064	4
35	—	—	—	132, 250	1,031	2
36	—	—	—	312	1,022	< 2
37	—	—	—	341	1,011	< 2
38	—	—	—	431	1,004	< 2

¹ Условия съемки: Fe-излучение, $d = 57,3$ мм; напряжение 35 кВ; сила тока 10 ма.

лизатора MS-46. Спектральным анализом, помимо железа и мышьяка, отмечаются: Mn $-0,00n^+$, Zn $-0,00n^-$, а также Ni, Ti и Sb — следы линий. По периферии пиритовых зон довольно часто развивается ярозит, образующийся в результате окисления пирита. Ширина пиритовой зоны в зависимости от размеров конкреций варьирует от 1 до 5 см.

В периферической части конкреций терригенный материал цементируется тонкозернистым гипсом и гётитом. Толщина периферических оторочек от 5 до 12 см.

Охарактеризованные конкреции перекрываются тонкозернистыми лимо-

Химический состав природного оксалата меди (аналитик И.Б. Никитина)

Компоненты	Содержание, %	Пересчет на 100%	Атомные и молекулярные количества	Теоретический состав
Cu	39,75	41,51	0652	41,92
Pb	0,17	0,18	—	—
Zn	0,08	0,08	—	—
Ag	0,05	0,05	—	—
Ca	0,23	—	—	—
Na	0,76	—	—	—
Fe	0,19	—	—	—
C ₂ O ₄	55,74	58,18	0660	58,08
Cl	1,20	—	—	—
SO ₄	0,73	—	—	—
H ₂ O [±]	0,44	—	—	—
Нерастворимый остаток	1,08	—	—	—
Сумма	100,37	100,00		100,00

Формула: CuC₂O₄.

Таблица 80

Химический состав пирита, цементирующего песчанистый материал конкреций из придонных участков палеорусл (аналитик А.И. Цепин)

Компоненты	Содержание, %	Атомные количества	Компоненты	Содержание, %	Атомные количества
Fe	45,49	0815	Sb	Не обн.	—
Ni	Не обн.	—	As	0,03	00005
Co	"	—	S	52,35	1633
Cu	"	—	Se	Не обн.	—
Tl	"	—	Сумма	97,88	

нитизированными песками с тонкой косослоистой текстурой. Мощность этого прослоя варьирует от 7 до 12 см. В верхней части он заметно обогащается гётитом и глинистыми частицами и, кроме того, в нем повышается количество чешуек слюды. В этой же части прослоя в значительных количествах наблюдаются аутигенные болеит и реже паратакамит.

Болеит наблюдается в виде хорошо образованных кубических кристаллов темно-синего цвета. Размеры их незначительно варьируют в пределах 0,25 мм. Наблюдались единичные кристаллы размером до 0,5 и 0,7 мм. Грани кристаллов с сильным стекляннм блеском; заметная спайность по (100). Мелкие кристаллы просвечивают индигово-синим цветом. Удельный вес, измеренный методом гидростатического взвешивания, равен 5,12. Под микроскопом в проходящем свете болеит голубовато-синий. Изотропен, но в отдельных блоках по периферии кристалла отмечается очень слабое двупреломление. В табл. 81 приведены значения межплоскостных расстояний исследуемого болеита.

Значения межплоскостных расстояний болеита
из лимонитизированных алевропелитов

Исследуемый ¹		Стандартный		Исследуемый		Стандартный	
l	d	l	d	l	d	l	d
1	4,93	—	—	9	1,983	8	1,985
1	4,85	2	4,86	1	1,899	2	1,900
9	4,39	10	4,40	5	1,845	6	1,847
10	3,82	10	3,83	8	1,798	8	1,798
5	3,53	8	3,50	5	1,746	6	1,747
1	3,32	2	3,34	2	1,670	4	1,670
10	3,11	10	3,13	1	1,611	2	1,612
1	3,02	—	—	1	1,555	—	—
3	2,91	4	2,95	3	1,524	4	1,525
4	2,81	6	2,83	2	1,473	2	1,475
10	2,68	10	2,69	1	1,415	2	1,417
2	2,61	—	—	2	1,349	2	1,350
6	2,55	8	2,56	3	1,320	2	1,321
1	2,40	2	2,44	5	1,290	4	1,290
9	2,37	10	2,38	1	1,260	2	1,262
8	2,32	10	2,32	2	1,236	2	1,237
2	2,28	—	—	1	1,201	2	1,200
1	2,16	2	2,15	2	1,168	2	1,168
1	2,12	2	2,12	3	1,140	2	1,139
2	2,06	2	2,07	3	1,092	2	1,091
1	2,01	2	2,02	4	1,031	2	1,032

¹Условия съемки: Fe-излучение; $d = 57,3$ мм; напряжение 35 кВ; сила тока 10 ма.

Таблица 82

Химический состав болеита из лимонитизированных алевропелитов
(аналитик И.Б. Никитина)

Компоненты	Содержание, %	Атомные и молекулярные количества
Pb	52,50	0254
Ag	5,88	0055
Cu	14,52	0228
Zn	Следы	—
Cl	19,41	0547
O	3,63	0227
H ₂ O [±]	4,39	0243
Нерастворимый остаток	0,23	—
С у м а	100,56	—
Формула:	Pb ₃ Cu _{2,92} (Ag, Pb) _{0,95} Cl ₇ (OH) ₆	

Особенности химического состава болеита из этого прослоя приведены в табл. 82. Характерной особенностью состава исследуемого болеита является пониженное содержание серебра и, напротив, повышенное — свинца. Часть серебра здесь, по-видимому, замещается свинцом.

Совместно с болеитом в этом прослое постоянно, но в несколько мень-

Значения межплоскостных расстояний паратакамита из лимонитизированных алевропелитов

Исследуемый ¹		Из Капо Каламита			Исследуемый ¹		Из Капо Каламита		
l	d	hkl	l	d	l	d	hkl	l	d
9	5,49	201	10	5,46	5	1,86	207	6	1,89
3	4,67	003	4	4,66	8	1,81	406	8	1,83
—	—	300	4	4,03	3	1,75	523	4	1,76
4	3,41	220	4	3,39	8	1,70	434	8	1,71
1	3,08	—	—	—	3	1,62	621	4	1,64
10	2,73	402	10	2,74	3	1,60	443	4	1,61
1	2,65	304	2	2,63	4	1,56	525	4	1,57
10	2,24	413	10	2,26	3	1,52	615	4	1,52
2	2,19	116	2	2,20	3	1,47	542	4	1,48
3	2,11	422	4	2,14	4	1,44	445	4	1,46
4	2,03	333	4	2,05	5	1,42	616	6	1,43
1	1,99	007	4	2,00	—	—	527	4	1,38

¹ Условия съемки: Fe-излучение; $d = 57,3$ мм; напряжение 35 кВ; сила тока 10 ма.

Таблица 84

Химический состав паратакамита из лимонитизированных алевропелитов (аналитик И.Б. Никитина)

Компоненты	Содержание, %	Атомные и молекулярные количества
Cu	56,91	0895
Pb	1,98	0009
Zn	0,31	0004
Cl	16,09	0453
O	11,20	0700
H ₂ O [±]	13,25	0736
Нерастворимый остаток	0,36	—
С у м а	99,81	—

Формула: $\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3 \cdot 1$.

ших количествах наблюдается п а р а т а к а м и т. Он представлен хорошо образованными ромбоэдрическими кристаллами темно-зеленого цвета. Преобладающей формой является r (10011); слабо развит основной пинакоид c (0001). Размеры кристаллов варьируют от 0,1 до 0,2 мм, изредка до 0,5 мм. Грани кристаллов характеризуются тонкой шагреновой поверхностью. Удельный вес паратакамита 3,76 (метод гидростатического взвешивания). Под микроскопом в проходящем свете — ярко-зеленого цвета, одноосный, положительный.

В табл. 83 приведены значения межплоскостных расстояний паратакамита. Особенности его химического состава (табл. 84) заключаются в присутствии заметных количеств свинца и цинка.

Химический состав куменгита из прослоя слюдистых песков
(аналитик И.Б. Никитина)

Компоненты	Содержание, %	Атомные и молекулярные количества
Pb	54,56	264
Ag	0,34	3
Cu	16,23	255
Zn	0,61	9
Cl	18,79	530
O	4,05	253
H ₂ O [±]	5,12	284
Нерастворимый остаток	0,28	—
С у м м а	99,98	
Формула: (Pb, Ag)(Cu, Zn) _{0,99} Cl ₂ (OH) _{2,03}		

Выше лимонитизированных алевропелитов располагается тонкий прослой слюдистых песков. Мощность его не превышает 1,5 см. Количество частичек слюды, среди которых преобладает гидратированный биотит, достигает 80%. Оставшаяся часть терригенной фракции представлена обломками кварца, полевых шпатов и кальцита. Из аутигенных минералов наблюдаются гипс и разнообразные оксигалоидные соединения свинца и меди. Среди последних отмечаются атакамит, паратакамит, болеит, псевдоболеит, диаболеит, куменгит и лаврионит. Из перечисленных минералов резко преобладающим является куменгит, остальные присутствуют в подчиненных количествах или фиксировались в единичных случаях (псевдоболеит, диаболеит).

К у м е н г и т в прослое слюдистых песков наблюдается в виде идеально образованных кристаллов и их сростков. Кроме того, он образует мелкозернистые агрегаты, располагающиеся на поверхности чешуек слюды. Единичные, свободно растущие кристаллы куменгита дипирамидального габитуса. Резко преобладающей и практически единственной формой является *e* (101), изредка в сочетании с призмой *m* (110). Цвет наблюдавшихся кристаллов от темно-синего до зеленовато-синего. Спайность отчетливо наблюдается по (101). Под микроскопом в проходящем свете — от голубовато-синего до зеленовато-синего; одноосный, отрицательный. Удельный вес, измеренный методом гидростатического взвешивания, равен 4,69.

Данные о химическом составе описываемого куменгита приведены в табл. 85. Некоторыми особенностями состава являются присутствие небольших количеств серебра (по-видимому, замещающего свинец) и цинка, замещающего медь.

Болеит в этом прослое относительно редок, так же как и минералы из группы атакамита—паратакамита. Псевдоболеит встречается (единичные наблюдения) в виде отдельных кристалликов таблитчатого габитуса. Кроме того, в исследованной пробе отмечены пять кристалликов диаболеита призматического (!) облика.

Прослой слюдистых песков перекрывается слоем тонкозернистых светло-серых с зеленоватым оттенком песков с ярко выраженной тонкой косою слоистостью. Пески преимущественно кварц-полевошпатового состава; в заметных количествах отмечаются гранат и гидратированные слюды.

Мощность этого прослоя около 22 см. В верхней части прослоя появляются мелкие (1–1,5 см в диаметре), несколько уплощенные гальки зеленовато-серых глин. В массе песков довольно равномерно рассеяны тонкодисперсные частицы оксихлоридов меди (атакамит и паратакамит), придающие пескам зеленоватый оттенок. Указанные фазы преобладают; в значительном меньших количествах отмечаются лаврионит, болеит и куненгит. Кроме того, перечисленные выше минералы в виде тончайших пленочных выделений располагаются как на поверхности глиняной гальки, так и внутри их, внедряясь между микрослоями глин.

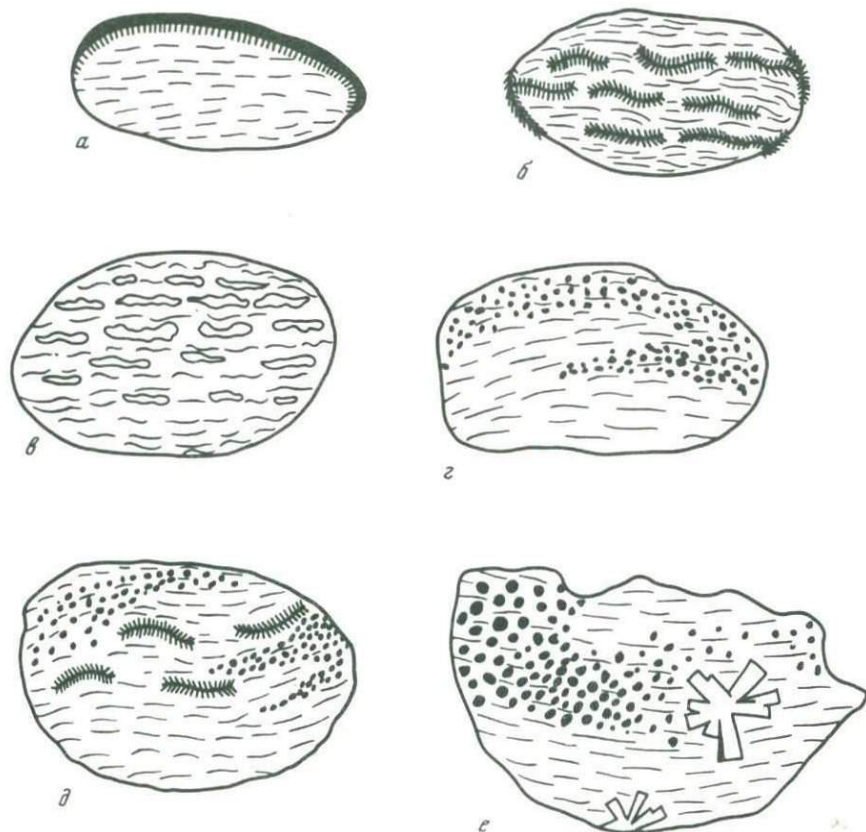
В песках этого прослоя наблюдаются отдельные крупные песчано-атакамитовые¹ конкреции. На подробной характеристике этих конкреций остановимся ниже.

Вверх по разрезу прослой кварц-полевошпатовых песков с рассеянными в них аутигенными оксихлоридами свинца и меди сменяется галечниками глин. Их мощность около 40 см; несколько возрастает в западной части разреза (до 0,5–0,6 м). Размер галек варьирует от 1,5–2 см до 5–7 см в диаметре. Пространство между галькой заполнено тонким алевритовым материалом, в массе которого рассеяны зеленые, ближе не определенные, оксихлориды меди. На поверхности отдельных глиняных галек отмечаются пленочные выделения атакामита и реже тонкие корочки темно-голубого псевдоболеита.

В верхних частях галечника, практически на границе с залегающими выше песками, наблюдаются значительные скопления крупных (около 1 м в длину и от 5 до 10 см в поперечном сечении) песчано-атакамитовых конкреций. В этих же участках наблюдается значительное увеличение количества оксихлоридов меди и свинца как на поверхности галек, так и в глинистой массе внутри их. Обилие видов, представленных атакамитом, паратакамитом, болеитом, куненгитом, псевдоболеитом, лаврионитом и диаболеитом, а также разнообразие форм их выделений требуют более подробной их характеристики.

А т а к а м и т образует плотные корки на поверхности глиняных галек (фиг. 55, а) и скопления уплощенных микроконкреций, цепочечно располагающихся внутри галек согласно слоистости глин (фиг. 55, б). Толщина атакамитовых корок в среднем около 1 мм. Их поверхность, обращенная внутрь и соприкасающаяся с глиной, мелкобугорчата (фиг. 56) и слабо раскристаллизована. При значительных увеличениях наблюдаются сферолитовые сростки таблитчатых по (010) кристаллов (табл. XIII, б). Поверхность микроконкреций раскристаллизована лучше и представлена в одних случаях своеобразными сростками тонкотаблитчатых кристаллов типа роз, а в других — скоплением изогнутых и расщепляющихся кристаллов изумрудно-зеленого цвета (табл. XIV, а). Удельный вес агрегатов, сложенных расщепляющимися кристаллами атакамита, измеренный методом гидростатического взвешивания, равен 3,78. Он несколько выше удельного веса ранее известных атакамитов, что объясняется заметной примесью свинца и цинка, изоморфно замещающих медь (см. табл. 86). Особенности химического состава описываемого атакамита исследовались с помощью рентгеновского микроанализатора MS-46. Результаты анализа расщепляющегося кристалла в прикорневом участке (место 1) и в участке, где начинается расщепление (место 2), приведены в табл. 86.

¹ Название "песчано-атакамитовые" конкреции несколько упрощено, так как среди минералов цемента широко развиты не только минералы из группы атакамита—паратакамит, но также гипс, гетит и более редкие оксихлориды — лаврионит, болеит, и куненгит.



Фиг. 55. Типы выделений оксихлоридов свинца и меди внутри галек глины
a — тонкие плотные корочки атакамита на поверхности глиняной гальки; *b* — микроконкреции атакамита в глинистой массе; *c* — микроконкреции паратакамита в глинистой массе; *г*, *д* — выделения кристаллов и микроконкреций болейита в глинистой массе; *e* — сростки диаболеита в глинистой массе

Таблица 86

Химический состав атакамита, слагающего микроконкреции
 (из гальки глин, обр. ГН-21; аналитик А.И. Целин)

Компоненты	Место 1		Место 2	
	содержание, %	атомные количества	содержание, %	атомные количества
Cu	56,82	0894	50,64	0797
Pb	2,13	0010	3,78	0018
Zn	0,04	—	0,35	0005
Ag	0,02	—	Не обн.	—
Cl	16,73	0472	14,77	0411
O	11,00	0687	11,18	0698
H ₂ O ^{±*}	13,09	0727	13,09	0727
Сумма	99,88		93,81	

* Здесь и в таблицах 87, 89, 90, 92, 98, 102, 104, 105 вода определялась из отдельной навески И.Б. Никитиной.



Фиг. 56. Почковидный характер поверхности атакамитовой корочки. Косой свет. Увел. 25

Из приведенных данных видно, что в участках, где начинается расщепление кристалла (место 2), резко увеличивается содержание свинца и цинка. И если ионные радиусы меди (0,80) и цинка (0,83) относительно равны, то замещение меди свинцом с ионным радиусом, равным 1,26, приводит к деформации решетки атакамита, изогнутости граней и расщеплению его кристаллов. Последнему способствовало и то обстоятельство, что кристаллы росли в глинистой массе и захват кристаллом частичек среды усиливал эффект расщепления.

Внутри галек глиен встречаются также микроконкреции паратакамита, сложенные плотными тонкозернистыми агрегатами и характеризующиеся большим разнообразием форм — от шарообразных до дисковидных и уплощенных с причудливыми очертаниями (фиг. 65, в). Кроме того, отмечаются гальки, глина которых с поверхности пропитана нефтяным битумом. На внутренней поверхности таких битумизированных глиен располагаются своеобразные микроконкреции атакамита, представленные тончайшими пластинчатыми кристаллами, образующими сращения типа роз (табл. XIV, б).

Помимо атакамита, в глинистой массе галек в значительных количествах обнаружены оксихлориды свинца и меди: болеит, псевдоболеит, куменгит и диаболеит.

Болеит наблюдается в глинах как в виде отдельных, хорошо образованных кристаллов, так и в виде своеобразных линейных сростков этих кристаллов и более редких микродроз (табл. XV; а, б). Кроме того, широко распространены сферические микроконкреции, довольно равномерно распределяющиеся в глине и образующие скопления в отдельных, чаще, в краевых, участках гальки (табл. XVI, а, б). Кристаллы болеита кубического облика, темно-синего цвета, размеры их варьируют от сотых долей миллиметра до 1 мм, реже до 2 мм. Мелкие кристаллы (0,5 мм) харак-

Химический состав болеита, слагающего микроконкреции
из гальки глин (аналитик А.И. Цепин)

Компоненты	Место 1		Место 2	
	содержание, %	атомные количества	содержание, %	атомные количества
Pb	54,97	0266	54,67	0264
Cu	14,29	0225	14,53	0229
Ag	5,11	0047	2,77	0026
Cl	21,64	0610	21,26	0599
O	3,57	0223	3,63	0226
H ₂ O [±]	4,07	0226	4,07	0226
C · γ м а	103,65	—	100,93	—

теризуются идеально развитыми зеркальными гранями; более крупные характеризуются преимущественно блоковым строением (табл. XVII, а, б). Изредка отмечаются закономерные сростки с псевдоболеитом и куменгитом (табл. XVIII, б, табл. XIX, а, б). Удельный вес, определенный методом гидростатического взвешивания, для кристаллов кубического габитуса — 5,31; для микроконкреций — 5,26. Под микроскопом в проходящем свете — синий; слабоанизотропен.

Данные о химическом составе болеита, слагающего микроконкреции, приведены в табл. 87. Особенностью состава является пониженное содержание серебра в целом — почти вдвое по сравнению с описанными ранее болеитами (8,40—9,05%), а также понижение содержания его в периферических участках кристалла (табл. 87, место 2) по сравнению с прикорневыми участками (место 1).

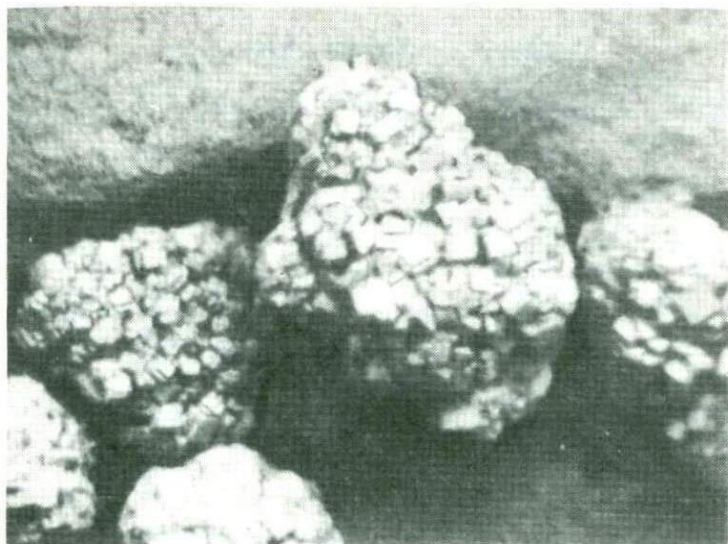
П с е в д о б о л е и т наблюдается в гальках глин преимущественно в виде микроконкреций и значительно реже — в виде самостоятельных кристаллов (см. табл. XVIII, а). Последние идеально образованы и характеризуются простой комбинацией форм — с (001) и а (100).

Размеры кристаллов не превышают 0,1 мм. Цвет от светло-до темно-синего. Из-за ничтожного количества вещества для самостоятельных кристаллов псевдоболеита была получена лишь дебаеграмма (табл. 88). Других исследований не проводилось.

Микроконкреции, сложенные псевдоболеитом, несколько крупнее болеитовых микроконкреций и по сравнению с ними характеризуются более неправильной формой (фиг. 57). На их поверхности отчетливо наблюдаются пластинчатые кристаллы псевдоболеита. Размер их колеблется от 0,5 до 1 мм. Удельный вес, определенный пикнометрически, равен 4,89. Под микроскопом, в проходящем свете — светло-синий, одноосный, отрицательный. Особенности химического состава исследовались с помощью рентгеновского микроанализатора MS-46 и приведены в табл. 89.

Так же как и в болеите, корневые участки кристаллов псевдоболеита обогащены серебром (табл. 89, место 1), а периферические обеднены им (табл. 89, место 2).

К у м е н г и т отмечается в слагающих гальку глинах довольно часто, но по распространенности заметно уступает болеиту. Выделяется в виде идеально образованных прозрачных кристаллов ярко-синего цвета, представленных комбинацией двух форм: е (101) и т (110), находящихся



Фиг. 57. Микроконкреции псевдоболейта. Растровый электронный микроскоп. Увел. 100

чаще в равном развитии; иногда или иная форма несколько преобладает (табл. XX, а, б). Довольно часто наблюдаются тройники прорастания, аналогичные по морфологии известным закономерным срастаниям куменгита с болейтом, но не являющихся таковыми (табл. XXI, а, б). Размеры отдельных кристаллов варьируют от сотых долей миллиметра до 1–5 мм, а сростков — от десятых долей миллиметра до 2 мм. Удельный вес, измеренный пикнометрически, равен 4,69. Под микроскопом в проходящем свете — голубовато-синий; заметно плеохроирует от голубовато-синего до зеленовато-синего; одноосный, отрицательный.

Химический анализ куменгита, выполненный на рентгеновском микроанализаторе MS-46, приведен в табл. 90. Данные анализа показывают, что из элементов-примесей присутствует в ощутимых количествах только цинк.

Д и а б о л е и т наиболее редок из всех отмеченных в этом районе проявлений оксихлоридов свинца и меди. Но размеры его выделений в глинистой массе галек в несколько раз превышают размеры выделений болейта, куменгита и псевдоболейта. Диаболейт наблюдается в виде розетковидных срастаний призматических кристаллов диаметром от 3 до 6 мм (фиг. 55, е, табл. XXII, а). Следует отметить, что кристаллы описываемого диаболейта морфологически резко отличаются от ранее известных форм этого минерала, для которых как характерная черта отмечается таблитчатый габитус и обилие слабо развитых пирамидальных форм (3). Исследуемый диаболейт, напротив, характеризуется ярко выраженным призматическим габитусом и простотой форм, для которых визуально определяются a (100) и c (001). Очень часто наблюдаются футлярообразные формы, в которых основной пинакоид представлен лишь тонкими полосками у ребер, а вся центральная часть представляет собой воронкообразную полость, заполненную глиной. Цвет кристаллов ярко-синий. На гранях призмы часто отмечаются тончайшие пятнообразные примазки зеленого минерала. В тонких краях просвечивает синим, с отчетливым

Межплоскостные расстояния псевдоболита

№ п/п	l	d	№ п/п	l	d	№ п/п	l	d
1	8	4,406	16	4	1,903	31	6	1,211
2	4	4,180	17	5	1,849	32	2	1,199
3	10	3,767	18	7	1,798	33	5	1,171
4	3	3,490	19	4	1,750	34	1	1,163
5	1	3,310	20	6	1,680	35	9	1,143
6	1	3,118	21	2	1,613	36	2	1,118
7	4	3,037	22	10	1,526	37	10	1,098
8	5	2,832	23	3	1,476	38	3	1,082
9	9	2,703	24	8	1,420	39	1	1,061
10	9	2,542	25	2	1,380	40	8	1,051
11	1	2,479	26	4	1,351	41	10	1,034
12	7	2,380	27	6	1,335	42	3	1,023
13	7	2,320	28	10	1,297	43	7	1,013
14	7	2,290	29	3	1,263	44	7	1,003
15	10	1,992	30	4	1,243	45	9	0,9807

Условия съемки: Fe-излучение; $d = 57,3$ мм; напряжение 35 кВ; сила тока 10 ма.

Таблица 89

Химический состав псевдоболита, слагающего микроконкреции
(аналитик А.И. Цепин)

Компоненты	Место 1		Место 2	
	содержание,	атомные ко- личества	содержание, %	атомные количества
Pb	53,64	0259	54,98	0266
Ag	2,49	0023	0,90	0008
Cu	14,05	0221	15,63	0246
Zn	0,10	0001	0,01	—
Cl	20,40	0575	20,87	0588
O	3,51	0219	3,90	0244
H ₂ O [±]	5,61	0311	5,61	0311
С у м а	99,80	—	101,90	—

Таблица 90

Химический состав куменгита (идеально образованные кристаллы
из гальки глины) (аналитик А.И. Цепин)

Компоненты	Содержа- ние, %	Атомные количества	Компоненты	Содержа- ние, %	Атомные количества
Pb	55,03	0266	Cl	18,79	0530
Ag	He обн.	—	O	4,26	0266
Cu	16,49	0259	H ₂ O [±]	4,87	0270
Zn	0,61	0009			
Fe	He обн.	—			
			С у м а	100,05	

Формула: PbCuCl₂(OH)₂.

Межплоскостные расстояния диаболеита

№ п/п	Исследуемый, Челекен ¹		Рудник Мамот		№ пп	Исследуемый, Челекен		Рудник Мамот	
	l	d	l	d		l	d	l	d
1	7	5,52	10	5,496	22	3	1,659	4	1,655
2	1	4,62	—	—	23	6	1,553	8	1,553
3	3	4,12	6	4,152	24	8	1,539	8	1,536
4	3	4,02	4	4,016	25	3	1,470	6	1,471
5	4	3,625	—	—	26	3	1,420	6	1,416
6	10	3,313	10	3,305	27	7	1,372	8	1,372
7	6	2,940	8	2,929	28	4	1,340	6	1,339
8	2	2,728	4	2,742	29	4	1,321	6	1,314
9	7	2,586	8	2,583	30	6	1,303	8	1,304
10	3	2,483	4	2,473	31	4	1,282	6	1,282
11	10	2,292	10	2,291	32	7	1,246	9	1,244
12	1	2,210	—	—	33	6	1,236	6	1,235
13	1	2,130	—	—	34	2	1,213	—	—
14	6	2,080	8	2,072	35	3	1,182	6	1,182
15	5	2,040	6	2,070	36	3	1,170	—	—
16	5	1,943	—	—	37	—	—	—	—
17	3	1,898	4	1,893	38	8	1,146	6	1,145
18	5	1,860	6	1,854	39	8	1,130	6	1,125
19	4	1,833	6	1,831	40	8	1,106	6	1,103
20	8	1,764	10	1,756	41	4	1,069	6	1,066
21	4	1,685	6	1,675					

¹ Условия съемки: Fe-излучение; d = 57,3 мм; напряжение 35 кВ; сила тока 10 ма.

зеленоватым оттенком. Под микроскопом в проходящем свете — голубой; одноосный, отрицательный.

Значения межплоскостных расстояний исследуемого диаболеита (табл. 91) отвечают таковым для диаболеита из рудника Мамот (США). Линии за № 12, 13, 16, 35 и 37 обусловлены, по-видимому, ничтожной примесью атакаита.

Изучение особенностей химического состава, проведенное на рентгеновском микроанализаторе MS-46 в двух участках призматического кристалла диаболеита (в прикорневой и привершинной частях его) показало близкие составы (табл. 92). Незначительные отличия состоят в несколько более высоком содержании свинца в привершинной части и ничтожной примеси цинка в корневой части кристалла. Вода определялась из отдельной навески. Данные анализа в обоих случаях приводят к формуле $Pb_2CuCl_2(OH)_4$.

Наряду с микроконкрециями оксихлоридов свинца и меди в глинистой массе галек наблюдается значительное количество микроконкреций, сложенных церусситом и гидроцерусситом. Последние образуют цепочечные скопления, согласные со слоистостью глин. Размеры их варьируют от 0,2 до 0,7 мм, изрезка достигающая 1–1,5 мм в диаметре. Они характеризуются несколько уплощенной формой и неровной поверхностью, на которой иногда отмечаются тончайшие шелковистые пленки лаврионита (паралаврионита?). По составу преобладают церусситовые микроконкреции. Гидроцеруссит, как правило, слагает центральные части таковых. Изредка образует самостоятельные микроконкреции, сложенные плотными, белого цвета, спутанно-волокнистыми агрегатами этого минерала.

Химический состав диабололита (аналитик А.И. Цепин)

Компоненты	Место 1		Место 2		Диабололит
	содержание, %	атомные количества	содержание, %	атомные количества	теоретический состав, %
Pb	65,57	0,317	66,72	0322	67,18
Cu	10,41	0163	10,30	0162	10,30
Zn	0,08	0001	не обн.	—	—
Fe	0,03	—	0,06	0001	—
Ag	не обн.	—	не обн.	—	—
Tl	не обн.	—	не обн.	—	—
Cl	12,24	0345	12,15	0343	11,49
O	5,05	0316	5,14	0321	5,19
H ₂ O [±]	6,05	0336	6,05	0336	5,84
С у м м а	99,43	—	100,42	—	100
Формула	Pb _{1,95} CuCl _{2,11} (OH) _{3,99}		Pb _{1,99} CuCl _{2,11} (OH) _{3,99}		Pb ₂ CuCl ₂ (OH) ₄

Таблица 93

Значения межплоскостных расстояний гидроцеруссита

№ п/п	Гидроцеруссит, исследуемый ¹		Гидроцеруссит, по ASTM, 13—131		№ п/п	Гидроцеруссит, исследуемый ¹		Гидроцеруссит, по ASTM, 13—131	
	l	d	l	d		l	d	l	d
1	—	—	5	7,80	16	8	1,689	40	1,696
2	2	4,406	60	4,47	17	2	1,648	20	1,649
3	1	4,21	60	4,25	18	—	—	30	1,613
4	2	3,95	—	—	19	5	1,584	20	1,584
5	10	3,54	90	3,61	20	—	—	10	1,576
6	9	3,29	90	3,29	21	—	—	10	1,562
7	4	2,888	20	2,715	22	6	1,536	30	1,530
8	8	2,630	100	2,623	23	—	—	20	1,513
9	4	2,479	30	2,491	24	5	1,476	20	1,485
10	2	2,336	10	2,261	25	—	—	10	1,388
11	5	2,210	50	2,231	26	—	—	10	1,353
12	7	2,126	30	2,120	27	—	—	10	1,340
13	6	2,063	20	2,099	28	6	1,301	30	1,309
14	9	1,870	20	1,884	29	—	—	30	1,292
15	—	—	30	1,856	30	7	1,248	30	1,251

¹ Условия съемки: Fe-излучение; $d = 57,3$ мм; напряжение 35 кВ; сила тока 10 ма.

В табл. 93 приведены значения межплоскостных расстояний гидроцеруссита, слагающего центральные части церусситовых микроконкреций.

Церуссит, образующий конкреции, светло-серого цвета. Представлен тонко- и однороднозернистыми агрегатами.

Исследование сколовой поверхности церусситовых микроконкреций под растровым электронным микроскопом показало, что в периферических участках конкреций церуссит нередко представлен радиально-лучистыми агрегатами пластинчатых индивидов (табл. XXII, б).

Дебаеграмма исследуемого церуссита (табл. 94) практически отвечает

Значения межплоскостных расстояний церуссита, слагающего микроконкреции

№ п/п	Исследуемый ¹		По В.И. Михееву (1965 г.)		№ п/п	Исследуемый ¹		По В.И. Михееву (1965 г.)	
	l	d	l	d		l	d	l	d
1	2	4,37	4	4,41	19	2	2,126	1	2,12
2	2	4,21	2	4,22	20	7	2,070	8	2,08
3	5	3,92	5	3,96	21	4	1,998	6	1,976
4	—	—	3	3,85	22	6	1,937	9	1,930
5	10	3,536	10	3,58	23	5	1,864	8	1,856
6	5	3,472	8	3,47	24	—	—	6	1,840
7	—	—	1	3,40	25	—	—	1	1,804
8	2	3,053	7	3,07	26	2	1,793	2	1,792
9	—	—	1	2,88	27	1	1,750	1	1,755
10	1	2,832	1	2,86	28	2	1,693	2	1,690
11	—	—	1	2,79	29	6	1,615	6	1,629
12	2	2,703	3	2,75	30	5	1,588	5	1,583
13	—	—	1	2,65	31	4	1,566	5	1,555
14	3	2,586	6	2,59	32	3	1,507	3	1,530
15	9	2,521	8	2,52	33	6	1,476	4	1,497
16	8	2,479	9	2,48	34	3	1,450	5	1,466
17	2	2,292	4	2,30	35	2	1,420	2	1,422
18	3	2,210	5	2,21					

¹ Условия съемки: Fe-излучение; $d = 57,3$ мм; напряжение 35 кВ; сила тока 10 ма.

стандартной, но содержит ряд слабых линий, отвечающих основным линиям гидроцеруссита.

Данные валового химического анализа микроконкреций церуссита (табл. 95) также свидетельствуют о незначительной примеси гидроцеруссита в них.

Галечник перекрывается завершающим разрез сверху слоем косослоистых песков, преимущественно кварц-полевошпатовых, слабослюдистых, с мелкой глиняной галькой. Видимая мощность слоя 0,3–0,4 м. В нем отмечаются два сильно лимонитизированных прослоя слюдистых песков. К этому же слою приурочено наибольшее количество песчано-атакамитовых конкреций. Эти конкреции характеризуются ярко-зеленым цветом и трубообразной, иногда слегка уплощенной формой. Размеры их различны и варьируют от 10–15 см до 2–3 м в длину и от 1–1,5 см до 15–18 см в поперечнике соответственно. Ориентировка каждой отдельной конкреции индивидуальна. Характерно отсутствие какой-либо 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 (фиг. 58). Органическое вещество из центральных частей конкреций в значительной степени разложено и вынесено — местами нацело замещено паратакамитом, иногда гидроокислами железа. При этом псевдоморфозы замещения макроскопически характеризуются типичным для древесины волокнисто-заноэистым строением агрегатов, а под микроскопом в них отчетливо наблюдается клеточное строение замещенной древесины.



Фиг. 58. Атакамитовые конкреции в песках аллювиальной фации (точка 2, см. фиг. 53). Уменьшено в 10 раз

Паратакамит, псевдоморфно развивающийся по древесине, имеет оливково-зеленый цвет, образует рыхлые, иногда уплотненные, очень тонкозернистые агрегаты. Сколь-либо отчетливых гранных форм не отмечалось. Качественным спектральным анализом определены линии: Cu — очень сильные; Fe, Ca — средние; Pb, As, Cd, Ni, Al и Si — слабые; Zn, Mo, Ag — очень слабые; Mn, Ti, Cr, V — следы.

Таблица 95

Химический состав микроконкреций церуссита
(аналитик И.Б. Никитина)

Компоненты	Содержание, %	Пересчет на 100%	Молекулярные количества
PbO	79,13	84,03	0376
CuO	0,18	0,19	—
ZnO	0,02	—	—
Ag ₂ O	0,06	—	—
CaO	1,00	—	—
Na ₂ O	0,38	—	—
Fe ₂ O ₃	0,57	—	—
Cl	1,55	—	—
CO ₂	14,00	14,87	0338
H ₂ O ⁺	0,78	0,83	0046
Нерастворимый остаток	2,52	—	—
С у м м а	100,19	100	
	— 0,35		
Cl ₂ -O	99,84		

Значение межплоскостных расстояний паратакамита

№ п/п	Паратакамит исследуемый, Челекен ¹		Паратакамит, Капо Каломит		№ п/п	Паратакамит исследуемый, Челекен ¹		Паратакамит, Капо Каломит	
	l	d	l	d		l	d	l	d
1	7	5,41	10	5,46	14	2	2,00	4	2,00
2	1	4,70	4	4,66	15	2	1,886	6	1,89
3	1	3,39	4	3,39	16	6	1,807	4	1,83
4	4	3,01	—	—	17	—	—	4	1,76
5	3	2,86	—	—	18	6	1,699	8	1,71
6	10	2,73	10	2,74	19	1	1,618	4	1,64
7	—	—	2	2,63	20	1	1,590	4	1,61
8	4	2,48	—	—	21	—	—	4	1,57
9	1	2,34	—	—	22	—	—	4	1,52
10	10	2,26	10	2,26	23	3 ш.р.	1,496	4	1,48
11	—	—	2	2,20	24	—	—	4	1,46
12	—	—	4	2,14	25	—	—	6	1,43
13	—	—	4	2,05	26	5 р.	1,375	4	1,38

¹ Условия съемки: Fe-излучение; $d = 57,3$ мм; напряжение — 35 кВ; сила тока 12 ма.

В табл. 96 приведены значения межплоскостных расстояний описываемого паратакамита.

Материал, облекающий вышеуказанные псевдоморфозы, представлен терригенными частицами, плотно сцементированными гипсом и атакамитом, ассоциирующим с лаврионитом и значительно реже с болеитом и куменгитом. Подобные образования составляют главную массу песчано-атакамитовых конкреций.

Атакамит составляет от 10 до 15% от общего веса материала конкреций, а в отдельных участках является преобладающим минералом цемента. Образует ксеноморфные выделения, заполняя межзерновое пространство кластических пород, и представлен однородными средnezернистыми агрегатами яркого изумрудно-зеленого цвета. Размер зерен колеблется от 0,15 до 0,3 мм. В единичных случаях отмечались сферолиты около 1 мм в диаметре. 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. 97 приведены значения межплоскостных расстояний атакамита, выделенного из цемента конкреций.

Помимо атакамита, в цементе конкреций отмечались лаврионит и болеит. По предварительным данным, лаврионит составляет не более 1% от минералов цемента, но, как и для рассеянных форм оксихлоридов, суждение о распространенности лаврионита в конкрециях не является окончательным. В цементе конкреций лаврионит образует очень мелкозернистые рыхлые сахаровидные агрегаты. Цвет их варьирует от белого до темно-серого. Характерен сильный стеклянный (до алмазного) блеск.

Данные о химическом составе лаврионита приведены в табл. 98. Анализ выполнен с помощью рентгеновского микроанализатора MS-46; вода определялась методом Пенфильда И.Б. Никитиной.

В табл. 99 приведены значения межплоскостных расстояний лаврионита.

Межплоскостные расстояния атакамита

№ п/п	Исследуемый, Челекен ¹		По В.И. Михееву (1957 г.)		№ п/п	Исследуемый, Челекен ¹		По В.И. Михееву (1957 г.)	
	l	d	l	d		l	d	l	d
1	10	5,40	10	5,417	15	8	1,815	5	1,813
2	10	5,00	2	4,943	16	4	1,780		
3			5	4,242*	17	6	1,741		
4			3	3,431	18	4	1,706	5	1,702
5			8	3,006*	19	4	1,665		
6	10	2,82	5	2,832	20	8	1,603		
7	10	2,75	9	2,740	21	8	1,556		
8	2	2,62			22	2	1,500		
9	2	2,52			23	2	1,465		
10	10	2,26	10	2,253	24	2	1,440		
11	4	2,19			25	6	1,414		
12	6	2,13			26	2	1,387	1	1,382
13	2	2,03	2	2,064	27	2	1,368		
14	4	1,945							

¹ Условия съемки: Fe-излучение; $d = 57,3$ мм; напряжение 35 кВ; сила тока 12 ма.

* Гипс.

Таблица 98

Химический состав лаврионита (аналитик А.И. Цепин)

Компоненты	Фаза 1		Фаза 2	
	содержание, %	атомные количества	содержание, %	атомные количества
Pb	77,48	0374	78,35	0378
Ag	0,00	—	0,00	—
Cu	0,00	—	0,00	—
Zn	0,00	—	0,00	—
Fe	0,06	—	0,05	—
Cl	14,80	0417	15,18	0428
O	2,98	0186	3,02	0188
H ₂ O	3,76	0208	3,76	0208
С у м м а	99,02	—	100,31	—
Формула	PbCl _{1,10} (OH) _{1,06}		PbCl _{1,13} (OH) _{1,04}	

Еще более редким минералом в цементе конкреций является болеит, составляющий не более 0,03% от минералов цемента. Здесь он выделяется в виде мельчайших (0,1 мм) изометричных, преимущественно псевдокубических кристалликов индигово-синего цвета. В единичных случаях отмечаются кристаллы около 0,5 мм в поперечнике.

Качественным спектральным анализом в болеите установлены линии: Pb и Cu — очень сильные; Ag — сильные; Cd, Zn, Fe, Ca, Al — средние; Mo, As, Ni, Co, Si — слабые; Mn и V — очень слабые; Ti — следы линий.

В табл. 100 приведены значения межплоскостных расстояний болеита.

Наиболее значительные скопления болеита, куменгита и лаврионита приурочены к прослоям сильно железненных слюдистых песков, фаціаль-

Межплоскостные расстояния лаврионита

№ п/п	Исследуемый ¹		Искусственный		№ п/п	Исследуемый		Искусственный	
	l	d	l	d		l	d	l	d
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	19	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

¹ Условия съемки: Fe-излучение; $d = 57,3$ мм; напряжение 35 кВ; сила тока 12 ма.

но отвечающих условиям обмеления ручьев, малым скоростям течения, а физико-химически — высоким значениям окислительно-восстановительного потенциала (Eh) среды. Действительно, исследуемые прослои сложены преимущественно (до 93%) гидратированным мусковитом. Количество зерен кварца и полевых шпатов суммарно не превышают 1,5–2%. Около 3% составляют глинистые минералы. Минералы тяжелых фракций практически отсутствуют. Мощности прослоев варьируют от 10 до 5 см, причем, как правило, терригенный материал в их нижних частях (до 3/4 от общего объема) цементируется тонкодисперсным гетитом, а в верхних, по мощности не превышающих 1–2,5 см, — оксигалоидными соединениями свинца и меди.

Последние представлены болеитом, куменгитом, лаврионитом, атакамитом и паратакамитом. В количественном отношении резко преобладающими являются первые три минерала. Поскольку указанные выше минералы (помимо паратакамита) находятся в тесных парагенетических взаимоотношениях, предоставляется возможность выяснить и возрастные взаимоотношения этих минералов.

Самым ранним в этой ассоциации является атакамит. На почковидную поверхность его тонкозернистых агрегатов нередко нарастают кри-

Межплоскостные расстояния болеита

№ п/п	Исследуемый ¹		По В.И. Михееву (1957 г.)		№ п/п	Исследуемый		По В.И. Михееву (1957 г.)	
	l	d	l	d		l	d	l	d
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	1ш.р.	1,413	2	1,417
7	1	3,06			32	2	1,376	2	1,350
8	1	2,84	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	1,098	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					

¹ Условия съемки: Fe-излучение; $d = 57,3$ мм; напряжение 35 кВ; сила тока 12 ма.

сталлики болеита или куменгита, причем среди двух последних куменгит отчетливо более ранний. И, наконец, на поверхности микродрузовых образований болеита и куменгита отлагаются тонкокристаллические агрегаты белоснежного лаврионита.

Не останавливаясь на характеристике редко встречающихся в этих участках атакамита и паратакамита, охарактеризуем преобладающие в этой ассоциации болеит, куменгит и лаврионит.

Болеит отмечается в виде хорошо образованных голубовато-синих кристалликов кубического облика, размеры которых варьируют от сотых долей миллиметра до 1,5–2 мм в поперечнике. Отдельные, более крупные кристаллы характеризуются блоковым строением. Нередко отмечаются сферические агрегаты болеита, представляющие собой сростки многочисленных кристаллов кубического габитуса. Довольно часто отмечаются неправильных конфигураций тонкие корочки болеита с хорошо раскристаллизованной поверхностью. Для рентгеновского и рентгеноспектрального анализов был отобран болеит, представленный хорошо образованными и однородно окрашенными кристалликами кубического габитуса размерами в 0,25–0,40 мм. Значения межплоскостных расстояний описываемого болеита приведены в табл. 101. Особенности химического состава, исследованного с помощью рентгеновского микроанализатора MS-46, охарактеризованы в табл. 102. Данные по содержанию

Значения межплоскостных расстояний болеита

№ п/п	l	d	№ п/п	l	d	№ п/п	l	d
1	10	4,40	18	10	1,998	35	7	1,296
2	1	4,23	19	3	1,916	36	1	1,259
3	10	3,81	20	3	1,861	37	2	1,241
4	2	3,54	21	8	1,807	38	2	1,208
5	2	3,35	22	8	1,761	39	1	1,200
6	2	3,14	23	1	—	40	1	1,185
7	1	3,08	24	3	1,677	41	2	1,170
8	1	2,95	25	1	1,628	42	7	1,143
9	1	2,85	26	2	1,564	43	2	1,119
10	10	2,72	27	4	1,545—1,532	44	6	1,093
11	7 дв.	2,59—2,55	28	1	1,498	45	5	1,083
12	3	2,39	29	2	1,483	46	6	1,049
13	7 дв.	2,34—2,31	30	3	1,425	47	8	1,032
14	1	2,21	31	1	1,400	48	3	1,021
15	2	2,14	32	3	1,383	49	5	1,013
16	1	2,08	33	3	1,356	50	3	1,000
17	1	2,05	34	7	1,337			

Условия съемки: Fe-излучение; $d=57,3$ мм; напряжение 35 кВ; сила тока 12 ма.

Таблица 102

Химический состав болеита из ожелезненных прослоев слюдистых песков (аналитик А.И. Цепин)

Компоненты	Содержание, %	Атомные количества	Компоненты	Содержание, %	Атомные количества
Pb	48,43	0,234	O	4,03	0,252
Ag	8,90	0,082	H ₂ O ⁺	4,72	0,262
Cu	13,91	0,219			
Cl	20,00	0,564	Сумма	99,99	

Формула: $Pb_{2,85} Cu_{2,67} AgCl_{6,85} (OH)_{6,2}$.

воды получены по методу Пенфильда (аналитик И.Б. Никитина). Удельный вес болеита, определенный методом гидростатического взвешивания, равен 5,04.

Куменгит в этих прослоях преобладает. Он наблюдается в виде зернистых агрегатов, цементирующих частички слюды, а также выделяется в виде хорошо образованных темно-синих кристаллов бипирамидального облика. Размеры последних широко варьируют от сотых долей миллиметра до 2,5—3 мм по главной оси. Кристаллы представлены преимущественно комбинацией двух тетрагональных пирамид — (111) и (111); изредка их вершины притуплены слабо развитыми гранями основного пинакоида. Куменгит довольно часто образует закономерные сростания с болеитом. Для последующих аналитических исследований были отобраны идеально образованные бипирамидальные кристаллики куменгита размером 0,25—0,40 мм. В табл. 103 приведены значения межплоскостных расстояний исследуемого куменгита. Данные о его химическом составе,

Значения межплоскостных расстояний куменгита

№ n/n	l	d	№ n/n	l	d	№ n/n	l	d
1	1	6,24	25	1	2,08	49	3	1,292
2	1	5,12	26	8	2,00	50	4	1,211
3	8	4,80	27	7	1,961	51	0,5	—
4	1	4,33	28	8	1,881	52	0,5	—
5	4	3,99	29	1	1,825	53	1	1,181
6	8	3,73	30	4	1,780	54	1	1,164
7	3	3,53	31	7	1,750	55	9	1,153
8	3	3,38	32	7	1,703	56	8	1,135
9	4	3,22	33	1	1,685	57	1	1,123
10	5	3,07	34	1	1,663	58	8	1,111
11	2	2,98	35	1	—	59	4	1,100
12	2	2,91	36	1	1,557	60	1	1,090
13	2	2,81	37	6	1,540	61	5	1,080
14	2	2,77	38	3	1,507	62	1	1,069
15	7	2,65	39	4	1,477	63	7	1,058
16	5	2,56	40	4	1,450	64	2	1,048
17	0,5	2,48	41	2	1,432	65	2	1,039
18	3	2,41	42	3	1,404	66	3ш.р.	1,025
19	10	2,38	43	4	1,380	67	9	1,019
20	3	2,32	44	1	1,358	68	5	1,008
21	1	2,26	45	8	1,328	69	1	1,000
22	1	2,21	46	7	1,291	70	4	0,993
23	7	2,17	47	4	1,278			
24	0,5	2,13	48	1	1,261			

Условия съемки: Fe-излучение; $d = 57,3$ мм; напряжение 35 кВ; сила тока 12 ма.

Таблица 104

Химический состав куменгита из ожелезненных прослоев слюдястых песков (аналитик А.И. Цепин)

Компоненты	Содержание, %	Атомные количества	Компоненты	Содержание, %	Атомные количества
Pb	54,39	0,262	O	4,10	0,256
Ag	He обн.	—	H ₂ O ⁺	5,98	0,332
Cu	16,21	0,255			
Cl	19,09	0,538	Сумма	99,77	

Формула: $PbCuCl_2(OH)_{2,1}$.

полученные на рентгеновском микроанализаторе MS-46, приведены в табл. 104. Вода определялась по методу Пенфильда (аналитик И.Б. Никитина). Удельный вес куменгита, определенный методом гидростатического взвешивания, равен 4,68.

Лаврионит в описываемых участках также широко распространен. Он выделяется в порах слюдястых песков в виде тонкозернистых, относительно плотных агрегатов снежно-белого цвета. Часто заполняет пространство между кристаллами болеита и куменгита в микродрузовых образованиях этих минералов. Изредка отмечается в виде сфероидальных образований размером в 0,1–0,2 мм в диаметре.

Химический состав куменгита из ожелезненных прослоев
слудистых песков (аналитик А.И. Цепин)

Компоненты	Содержание, %	Атомные ко- личества	Компоненты	Содержание, %	Атомные ко- личества
Pb	75,80	0,365	Cl	10,61	0,299
Ag	Следы	—	H ₂ O [±]	7,79	0,399
Zn	Не обн.	—			
Cu	Следы	—			
			Сумма	93,19	

Формула: PbCl_{0,82}(OH)_{1,1}.

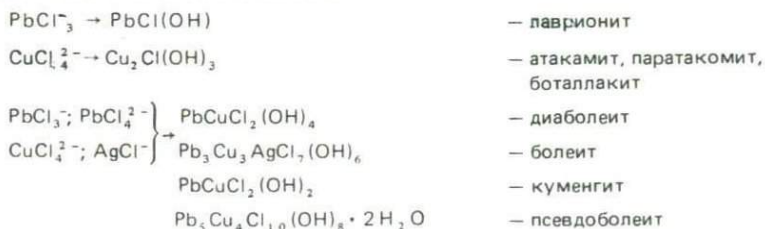
Дебаеграмма его полностью идентична приведенной нами ранее. Результаты анализа лаврионита, выполненного на микроанализаторе MS-46, приведены в табл. 105. Данные по содержанию воды получены по методу Пенфильда (аналитик И.Б. Никитина).

Особенности распространения рудоносной аллювиальной фации по поверхности структуры, а также анализ тектонической обстановки к моменту начала и после окончания ее формирования позволяют нам сделать вывод, что образование этой фации происходило на фоне непрекращающегося тектонического развития структуры, а по времени — позже фазы формирования дизъюнктивных дислокаций на Челекене.

Разрушение присводовой части Челекенской антиклинальной структуры эрозионными процессами обусловило раскрытие водовмещающих горизонтов верхней части красноцветной толщи и возникновение очагов поверхностной разгрузки термальных металлоносных рассолов. В процессе поверхностного стока этих рассолов на юго-восточном и северо-западном склонах возвышенности Чокрак сформировалась система ручьев, в русловых отложениях которых были обнаружены скопления минералов, представленные оксигалоидными соединениями свинца, меди и серебра, а также карбонатами свинца, кристаллизовавшимися из вышеуказанных рассолов.

В условиях поверхностного стока термальных рассолов в результате их дегазации и благодаря влиянию атмосферного кислорода значительно повышается окислительно-восстановительный потенциал рассолов, от —200—240 на глубине до +400—470 в современных ручьях. В меньшей степени, но все же повышаются и значения pH (от 5,7—6,2 до 7,0). В той или иной степени происходит понижение концентрации рассолов, обусловленное подпиткой рассольных ручьев метеорными и HCO₃-Na водами.

Изменившиеся таким образом условия приводят к частичному гидролизу хлоридных комплексов свинца, меди, серебра, цинка и кадмия с образованием труднорастворимых и нерастворимых (по крайней мере для Pb, Cu, Ag) хлоргидроксо-комплексов, выделяющихся из раствора в виде твердых минеральных фаз:



Дегазация рассолов приводит к нарушению карбонатного равновесия в них и разрушению комплекса $Pb(CO_3)_2Cl^{3-}$ с образованием нерастворимых фаз — $PbCO_3$ (церуссит) и $Pb_3(CO_3)_2(OH)_2$ (гидроцеруссит).

В процессах минералообразования, связанного с формированием песчано-гипсо-атакамитовых конкреций, заметную геохимическую роль играли углефицированные древесные остатки, часто являвшиеся центрами конкрециообразования. В ядрах конкреций в результате деятельности сульфат-редуцирующих бактерий образовывался сероводород. Большая часть его реагировала с гидроокислами железа, входящими в состав песчано-гипсовых оторочек, и образовывала вторичные пиритовые зоны вокруг ядер. Меньшая часть сероводорода окислялась до элементарной серы. Как уже отмечалось выше, окисление древесины приводило к образованию щавелевой кислоты, что обуславливало возможность образования оксалатов тяжелых металлов. Кроме обнаруженного в ядрах конкреций оксалата меди, следует ожидать нахождения здесь оксалатов и других халькофильных металлов.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ, СВЯЗАННОГО С ДРЕВНЕЙ РАЗГРУЗКОЙ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД И РАССОЛОВ В НАРУШЕННЫХ ЗОНАХ ЧЕЛЕКЕНСКОЙ СТРУКТУРЫ

Значительное количество дизъюнктивных дислокаций в пределах Челекенской антиклинальной структуры возникло преимущественно в послелбакинское время. Эти нарушения являлись значительной дренажной системой, обеспечивающей разгрузку термальных вод различных по составу водоносных комплексов. В зависимости от совместной или разобщенной разгрузки вод различных гидрогеохимических типов — вовлечения в систему или отсутствия в ней сероводорода — формировалась различная по составу минерализация нарушений.

Хлоридно-бикарбонатно-натриевые воды в процессе разгрузки формировали мощные песчано-кальцитовые дайковые тела и различной мощности кальцитовые жилы. При сопряженной разгрузке этих же вод с сероводородными образовывались кальцит-пиритовые жилы. Совместная разгрузка сульфатных вод и хлоридных натриево-кальциевых рассолов приводит к образованию баритовых жил, а при вовлечении сероводородсодержащих вод — барит-сульфидных (пирит, марказит и редкие галенит и сфалерит) жил.

В пределах Челекенской антиклинальной структуры отмечаются три системы крупных нарушений: 1) зона нарушений Чокрака (система главного Челекенского сброса), 2) Алигул-Куртепинская система сбросов, 3) зона нарушений Мирзабекской системы.

Ниже остановимся на характеристике минералогических особенностей сульфидного оруденения в некоторых нарушенных зонах Челекенской структуры.

Сульфидная минерализация зон нарушений Мирзабекской системы

Мирзабекская система сбросов является одной из определяющих систем тектонических нарушений северо-западного простирания, пересекающих западную периклиналь Челекенской структуры. Указанные нарушения минерализованы и представлены сериями жил, выполненных кальцитом, пиритом и марказитом, а в зонах дробления — неправильными телами типа минерализованных камер.

Наиболее значительной по масштабам проявления в пределах Мирзабекской зоны нарушений является сульфидная минерализация бугра Сары-Кая¹.

Топографически бугор Сары-Кая представляет собой самую верхнюю часть более крупной возвышенности, расположенной на крайнем западе складки. Высота ее над современным уровнем Каспийского моря около 50 м. Склоны этой возвышенности полого опускаются к западу и к северу. В восточной и южной частях рельеф характеризуется большей расчлененностью, более крутыми склонами и широко развитой системой долин ручьев и временных потоков.

Бугор Сары-Кая сложен породами красноцветной толщи и нижнего отдела бакинского яруса. Красноцветные отложения представлены глинами, алевролитами, вулканическим пеплом и песчаниками. Их общая мощность в обнажениях около 14 м.

Глины измененные, серо-зеленого или серо-голубого цвета, иногда карбонатизированы и в этих случаях — светло-серые, белесые; мелкослоистые. Обычно наблюдаются в частом переслаивании с алевролитами.

Алевролиты — серые, тонкозернистые; встречаются в виде мелких (от 0,1 до 2,0 см) прослоев в глинах. Карбонатизированные алевролиты светло-серые. Наблюдаются тонкослоистые глинистые алевролиты.

Пепел белого цвета, очень тонкозернистый, плотный, образует два маломощных прослоя (10 и 4 см) в переслаивающихся отложениях глин и алевролитов.

Песчаники — серые, иногда кремово-серые, преимущественно мелкозернистые, крепкие; цемент карбонатный. Отмечаются среднезернистые слабощементированные разности, образующие прослои в глинисто-алевролитовой толще.

Отложения бакинского времени представлены также песчаниками. Они среднезернистые, светло-серого цвета, хорошо сцементированы (цемент карбонатный). Отличительной их особенностью является присутствие большого количества кавернозных полостей, выполненных кальцитом и дисульфидами железа.

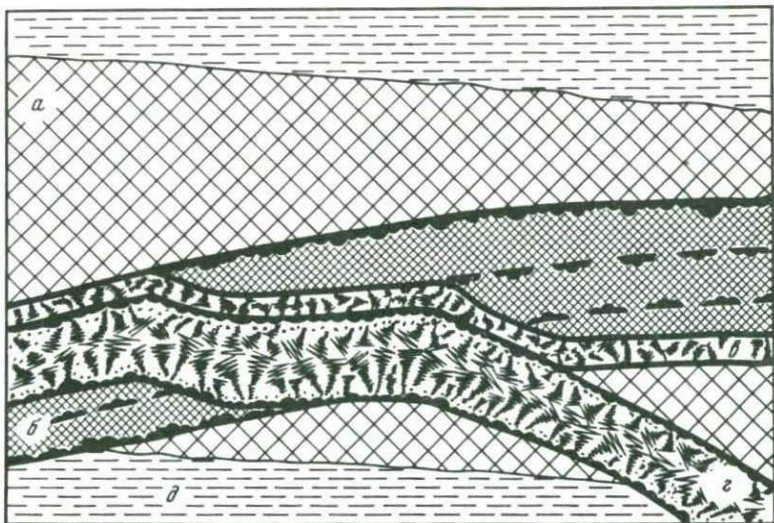
Тектонический облик Сары-Кая обуславливается двумя группами сбросов, отличающихся по возрасту, простиранию и величинам смещений.

Самая ранняя по времени заложения группа нарушений объединяет сбросы, субпараллельные оси Челекенской складки, и в пределах Сары-Кая характеризуется незначительной амплитудой смещения пород в крыльях. Простирание их север-северо-восточное, углы падения от 60 до 90° на запад. Амплитуда — от долей метра до нескольких метров. Эти разрывы (самые древние для структуры Сары-Кая) по времени заложения аналогичны таковым в других районах Челекенской структуры и имеют нижнеапшеронский возраст.

Другая, преобладающая группа разрывов была заложена в позднебакинское время. В результате подвижек по этим сбросам были выведены на один уровень породы нижнего отдела бакинского яруса и куртепинского горизонта красноцветной толщи. Они характеризуются запад-северо-западным простиранием и значительными амплитудами. Эта группа разрывов входит в так называемую Мирзабекскую систему сбросов, отсекающую с юго-запада западную периклиналь Челекенской складки.

Линии этих разрывов в плане параллельны. В пределах Сары-Кая, чередуясь, они образуют ступенчатую зону шириной 35—40 м.

¹ В переводе с туркменского — желтый бугор.



Фиг. 59. Строение телескопированной кальцит-сульфидной жилы.

а — массивный тонкокристаллический кальцит; *б* — тонкополосчатый кальцит с пиритом и обильными газовыми пузырьками; *в* — кальцит с мембранными образованиями пирита; *г* — наиболее позднее жильное выполнение, по составу близкое предшествующему; *д* — глинистые алевролиты

Главный сброс имеет амплитуду не менее 300 м, а оперяющие его сбросы — от нескольких метров до десятков метров. Опущенными в этих сбросах являются северные крылья. Углы падения от 40 до 90° на север. Ширина сбрасывателя Главного сброса варьирует от 7 до 10 см. Выполнен от тектонобластитом — перемятой пластичной массой черных апшеронских глин.

Сбросы, параллельные Главному сбросу, минерализованы кальцитом, пиритом и марказитом и в пределах вышеуказанной ступенчатой зоны образуют серии карбонатно-сульфидных жил, различных по строению и мощности. Последняя варьирует в весьма широких пределах и колеблется от нескольких сантиметров до 0,8 — 1 м. Особенности строения жил этого типа характеризуются на примере жильных образований, обнажающихся в северной стенке каменного карьера, заложенного на южном склоне бугра Сары-Кая.

Следует подчеркнуть, что формирование рудных жил в описываемом районе происходило на протяжении длительного времени (от бакинского до позднечетвертичного) на фоне периодически повторяющихся тектонических подвижек. Это приводило к многократному переоткрытию минерализованных трещин, дроблению ранее сформированного жильного выполнения и заполнению вновь образовавшихся трещин минеральным материалом, качественно не отличающимся от сформированного ранее.

Наблюдавшиеся кальцит-сульфидные жилы — типичные многократно телескопированные жилы (фиг. 59).

В начальные этапы после заложения наиболее глубоких нарушений происходила разгрузка преимущественно бикарбонатно-натриевых вод, которые обусловили значительную карбонитизацию пород и образование кальцитовых жил первого цикла (см. фиг. 59). Сложены они массивным

тонкокристаллическим (0,008—0,01 мм) кальцитом, характеризующимся полосчатой текстурой. Полосчатость обусловлена чередованием зон кальцита, различно обогащенного глинистыми частицами. Ширина отдельных зон варьирует от 0,4 до 0,8 см. На их границах отмечаются незначительные по размерам точечные выделения пирита, представленного комковато-колломорфными образованиями размером до 0,1 мм. В общей массе криптокристаллического кальцита также отмечаются пылевидные включения пирита.

При переоткрытии трещины в области нижнего зальбанда вышеописанной жилы сформировалось новое жильное выполнение, обусловленное сопряженной разгрузкой хлоридно-бикарбонатно-натриевых и сероводородных вод (см. фиг. 59). Мощность наложившейся жилы около 8 см. Сложена она пиритом и кальцитом. Пирит выделяется в призальбандовых зонах в виде колломорфно-гроздевидных агрегатов, образующих полосчатые прерывистые зонки общей мощностью до 2 см. Под микроскопом отчетливо наблюдается, что вышеуказанные агрегаты сложены, в свою очередь, скоплениями ветвящихся столбчато-сегментарных образований (фиг. 60). Центральная часть этих жил выполнена тонкополосчатым агрегатом криптокристаллического кальцита. В последнем в участках, тяготеющих к сульфидным зонам верхнего зальбанда, нередко отмечаются обильные сферические полости размером от 0,1 до 0,2 мм и представляющие собой газовые пузырьки (фиг. 61, 62). Образование последних связано с дегазацией растворов карбонатной пульпы, заполнявшей центральную полость и впоследствии литифицированной. Иногда полости газовых пузырьков выполняются более поздним среднезернистым кальцитом (фиг. 63).

Третье переоткрытие привело к образованию небольшой (порядка 2 см) трещины, минерализованной также кальцитом и пиритом (см. фиг. 76). Существенным отличием от предшествующей минерализации является развитие своеобразных форм выделения пирита.

Последний представлен тонкими, ветвящимися и сложно переплетающимися между собой волокнами (фиг. 64). Длина их варьирует от 0,5 до 1,5 см, диаметр — от 0,05 до 0,3 мм. По своей природе эти образования являются типичными мембранными волокнами, возникшими в процессе диагенетических преобразований смешанных карбонатно-сульфидных гелей.

Четвертое переоткрытие привело к формированию жильного выполнения, по своему составу и текстурным особенностям аналогичного предшествующему (фиг. 59, 65), но несколько большему по мощности, достигающей 8—9 см.

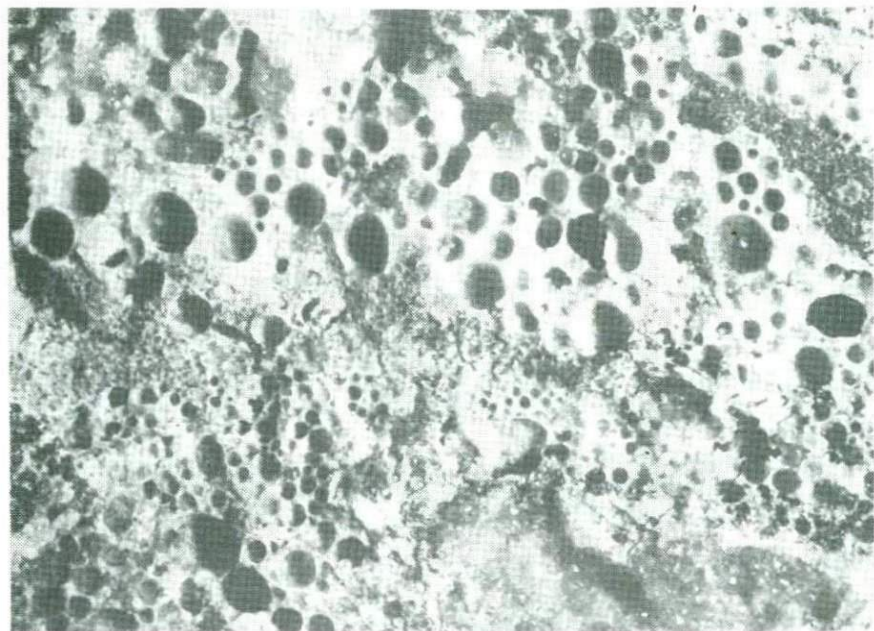
Таким образом, жильные образования бугра Сары-Кая представлены сложными телескопированными жилами, образование которых обусловлено преимущественно сопряженной разгрузкой хлоридно-бикарбонатно-натриевых и сероводородных вод при крайне неспокойных тектонических условиях.

Следует отметить, что вблизи охарактеризованных жил данного участка отмечаются небольшие зоны дробления, в пределах которых наблюдаются небольшие полости, выполненные кальцитом и оолитовыми агрегатами пирита.

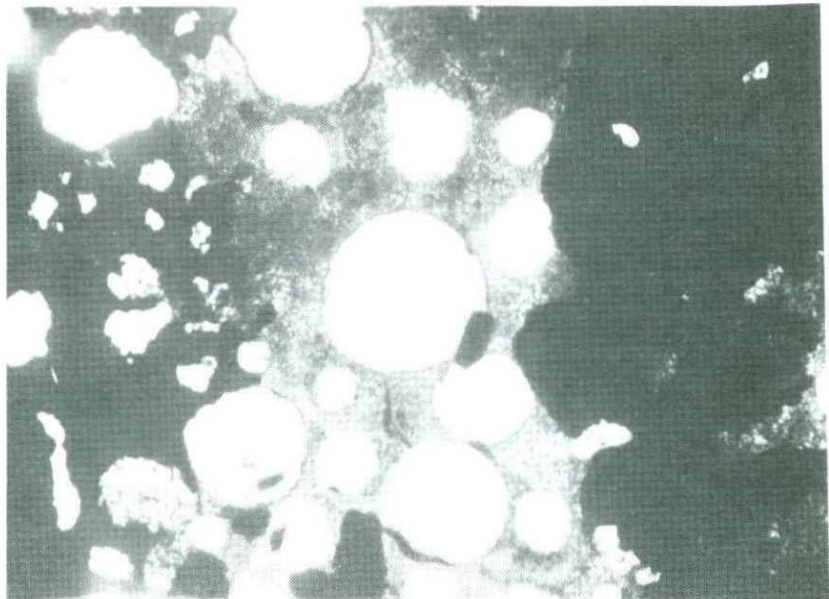
Размер минерализованных полостей и камер невелик и в сечении варьирует от 5 до 18 см в диаметре; конфигурации неправильные. На стенках камер, как правило, располагается тонкая (до 0,1 мм) корочка мелкозернистого кальцита. Она перекрывается плотной корой почковидного колломорфного пирита толщиной от 0,5 до 2 см. В нижних частях наиболее крупных камер отмечаются скопления пирита, представленного плотными



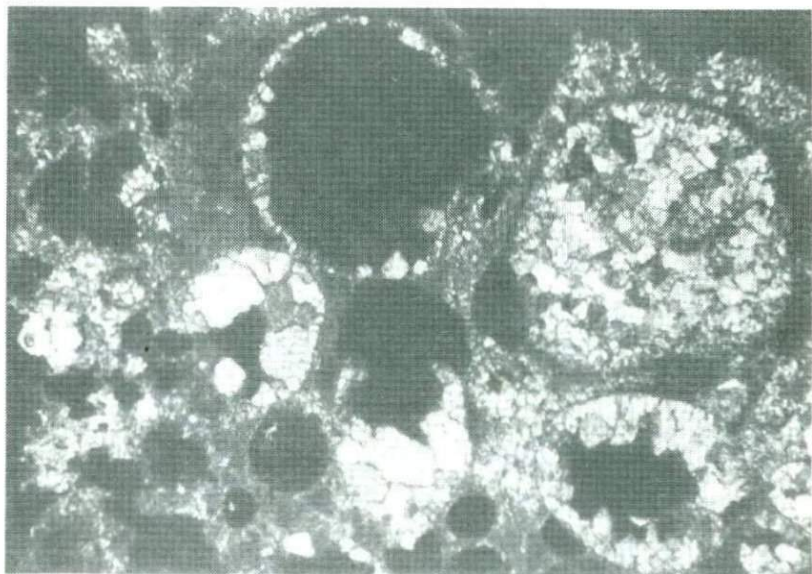
Фиг. 60. Столбчато-сегментационные образования пирита в призальбандовых зонах жильного выполнения второго цикла. Отраженный свет. Увел. 30



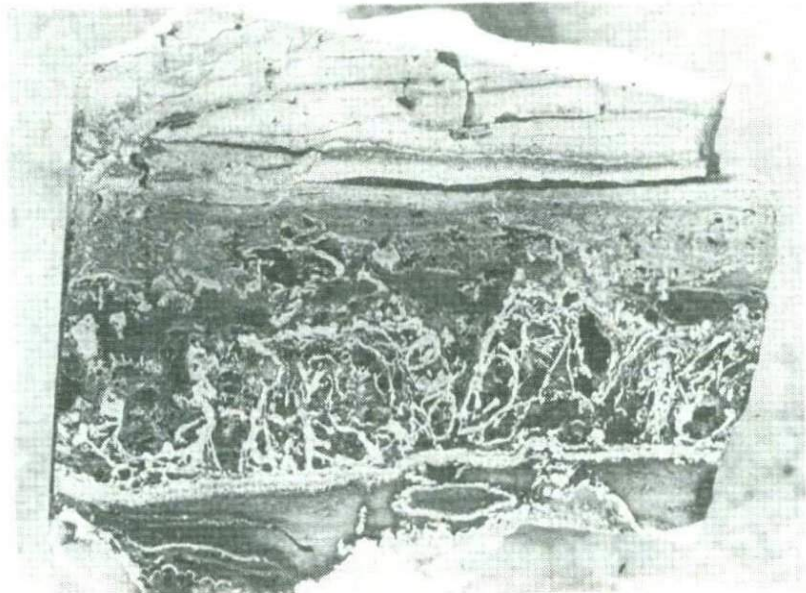
Фиг. 61. Газовые пузырьки в массе криптокристаллического кальцита. Косой свет. Увел. в 2 раза



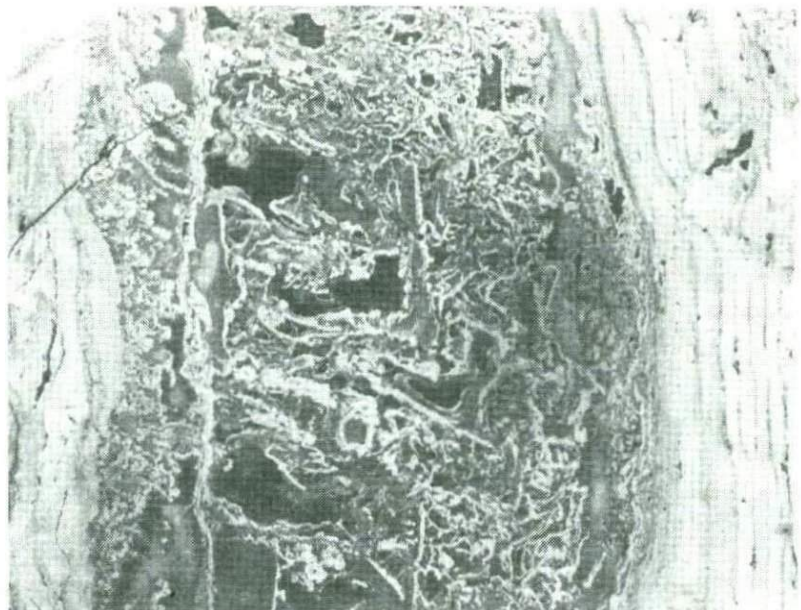
Фиг. 62. Газовые пузырьки в криптокристаллическом кальците. Серое — кальцит, черное — пирит. Проходящий свет. Без анализатора. Увел. 35



Фиг. 63. Выполнение газовых пузырьков поздним кальцитом. Проходящий свет. С анализатором. Увел. 70



Фиг. 64. Мембранные волокна пирита в массе тонкокристаллического кальцита в жиле 3-го цикла. Косой свет. Увел. 2



Фиг. 65. Строение жильного выполнения 4-го цикла. Косой свет. Уменьшено в 1,5 раза

дендритовидными образованиями (фиг. 66). Основной объем камер заполнен тонкокристаллическим кальцитом, в массе которого относительно равномерно распределены оолиты пирита. Как правило, оолиты не соприкасаются один с другим. Размеры их варьируют от 0,1 до 0,5 см в диаметре. Форма их неправильно сфероидальная, поверхность гладкая и блестящая. Характерной особенностью в строении этих оолитов является присутствие в них различного рода микрополостей. Первый (и преобладающий) тип представлен полостями неправильной формы, сетсообразно располагающимися по периметру между плотным концентрически-зональным ядром и относительно плотной периферической оторочкой. Эти типичные контракционные трещины, обусловленные значительным уплотнением гелеобразного вещества. Другой тип характеризуется идеально сферическими полостями, обусловленными присутствием газовых пузырьков. И, наконец, третий тип — ориентированными грубо радиально полостями, несколько извилистыми и обусловленными перемещением газовых пузырьков в гелеобразной массе (фиг. 67).

На другом участке, в привершинной части бугра Бары-Кая, в районе пересечения сбросов, отмечаются мощные зоны дробления глинистых алевритов и карбонатизированных алевролитов. Значительная по масштабам разгрузка термальных вод в пределах этих зон привела к образованию многочисленных полостей и камер, заполненных впоследствии преимущественно сульфидами железа.

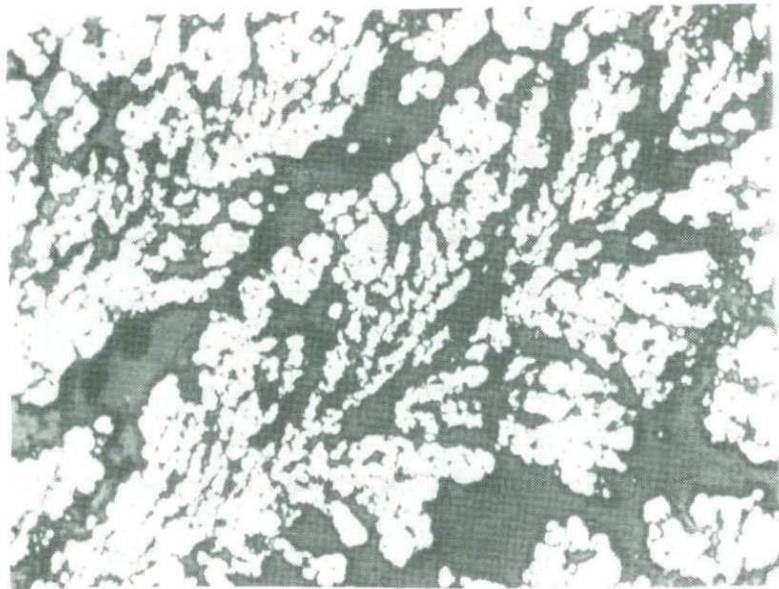
Одна из наиболее крупных минерализованных камер этой зоны, приуроченная к сбросу запад-северо-западного простирания, обнаружена в северной стенке заложеного здесь карьера. Она характеризуется относительно изометричной (слегка уплощенной по сбросу) формой. Объем ее превышает 10 м³. Стенки камеры покрыты корой тонкозернистого кальцита, толщина которой не более 1—1,5 см. Все остальное пространство заполнено плотным агрегатом оолитов пирита.

Оолиты, размер которых, как правило, не превышает 1 мм в диаметре (изредка 0,25 см) характеризуются преимущественно сфероидальной формой. Нередки все же и унаследованные формы, определяющиеся формой и размерами обломков пород, являющихся центрами оолитообразования, эллипсоидальные, полусферические, уплощенные (фиг. 68, 69). В отдельных случаях отмечаются и полигональные оолиты (см. фиг. 69). Последние образуются в участках максимального сближения оолитов в результате dorастания периферических зон, сложенных марказитом. Зональность описываемых оолитов является типичной зональностью отложения — концентры их имеют отчетливые поверхности раздела.

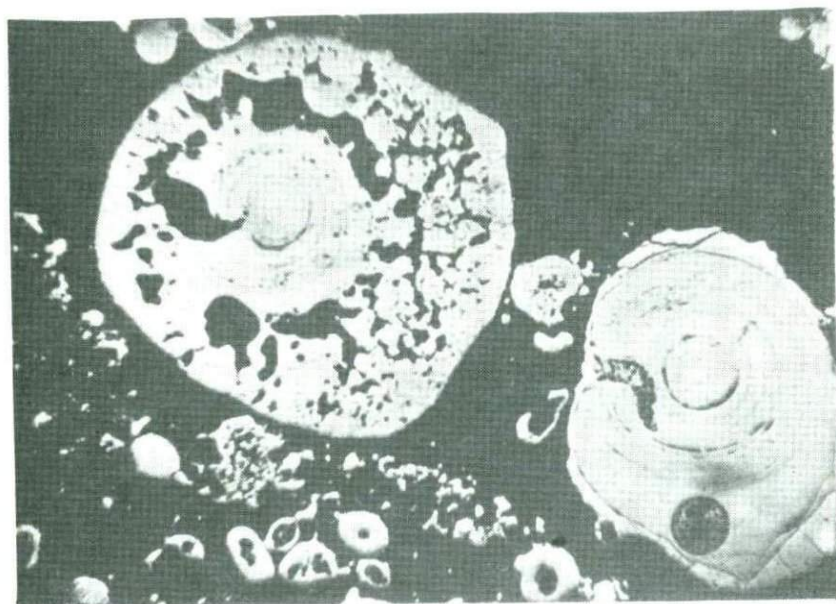
Данные по химическому составу пирита, слагающего различные концентры в оолитах этого типа, приведены в табл. 106. Анализ выполнен с помощью рентгеновского микроанализатора MS-46.

Как видно из приведенных данных, пирит, слагающий оолитовые агрегаты описываемой камеры, характеризуется высоким содержанием таллия. Дефицит суммы в анализе для внутренних и промежуточных концентратов обусловлен их повышенной пористостью.

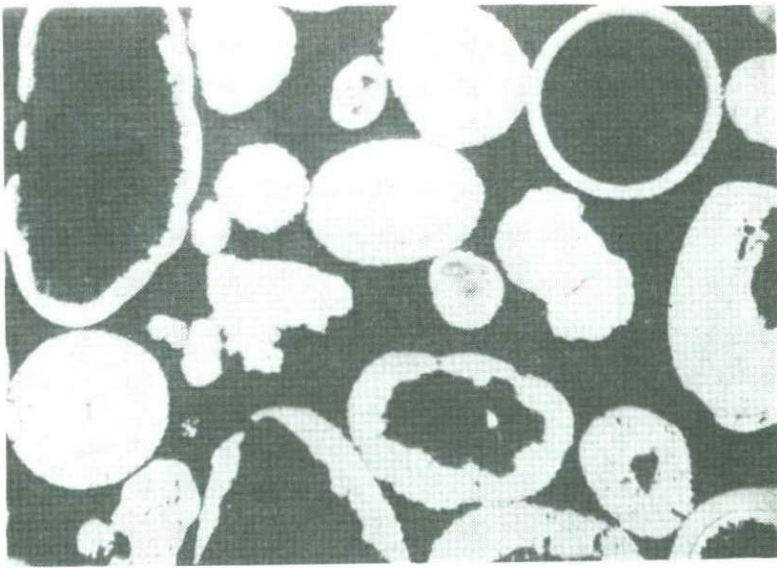
В центральных участках камеры отмечается скопление своеобразных, по строению и более крупных по размерам (в среднем 1 мм в диаметре) оолитов. Для каждого из них характерно присутствие достаточно плотной и однородной периферической зоны. Внутреннее же строение практически каждого отдельного оолита своеобразно. Ядра оолитов в одних случаях представлены обломками пород, в других — неправильными образованиями пирита, в третьих — скоплением относительно крупных глобуль. Количество концентров варьирует от двух до семи (табл. XXIII.



Фиг. 66. Дендритовидные образования пирита. Отраженный свет. Увел 45.



Фиг. 67. Строение пиритовых оолитов. Черное — контракционные и газовые полости. Отраженный свет. Увел. 25



Фиг. 68. Строение оолитов выполняющих гигантскую камеру (привершинная часть бугра Сары-Кая). Отраженный свет. Увел. 40



Фиг. 69. Полигональные оолиты пирита. Отраженный свет. Увел. 40

a, б). Нередко внутренние концентры не отмечаются вовсе, и весь объем под плотной периферической коркой заполняется или скоплениями комковатых стяжений пирита, или его неправильно колломорфными тонко-слоистыми образованиями, в массе которых отмечаются отдельные крупные глобулы (табл. XXIV, *a, б*).

Химический состав (в %) пирита, слагающего оолитовые агрегаты
(аналитик Т.И. Голованова)

Компоненты	Концентры			Компоненты	Концентры		
	внутренние	промежуточные	периферические		внутренние	промежуточные	периферические
Fe	45,71	45,89	45,66	Tl	0,98	0,96	1,07
Co	Не обн.	Не обн.	Не обн.	As	Не обн.	Следы	Следы
Ni	"	"	"	S	52,21	50,75	52,64
Cu	"	"	"				
				С у м м а	98,90	97,60	99,37

Таблица 107

Химический состав пирита, слагающего периферические концентраты
сложных оолитов из центральных частей камеры
(аналитик А.И. Цепин)

Компоненты	Содержание, %	Атомные количества	Компоненты	Содержание, %	Атомные количества
Fe	45,69	818	Tl	0,94	
Ni	Не обн.	—	As	Не обн.	—
Cu	"	—	S	50,55	1577
			С у м м а	97,18	

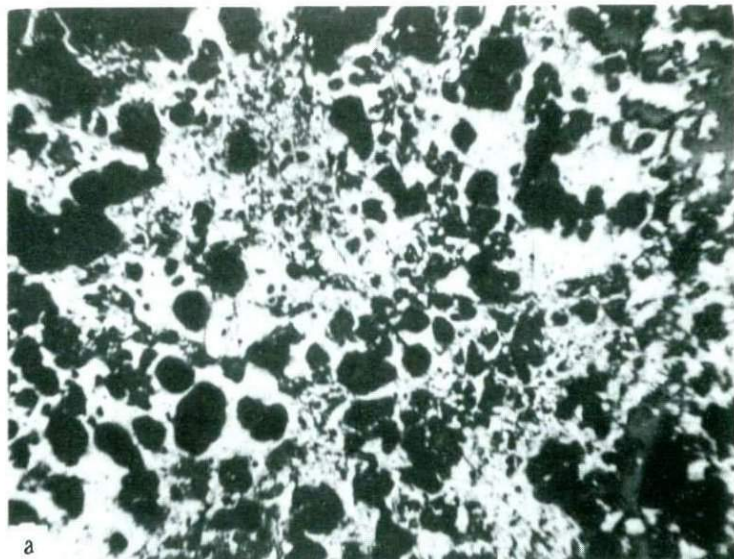
Общим для большинства описываемых оолитов является чередование плотных и пористых концентров, а также наличие характерных трещин отслаивания для плотных концентров пирита.

В процессе своего образования оолиты центральных частей камеры претерпевали, по-видимому, более сложные диагенетические изменения, нежели таковые ее периферических участков.

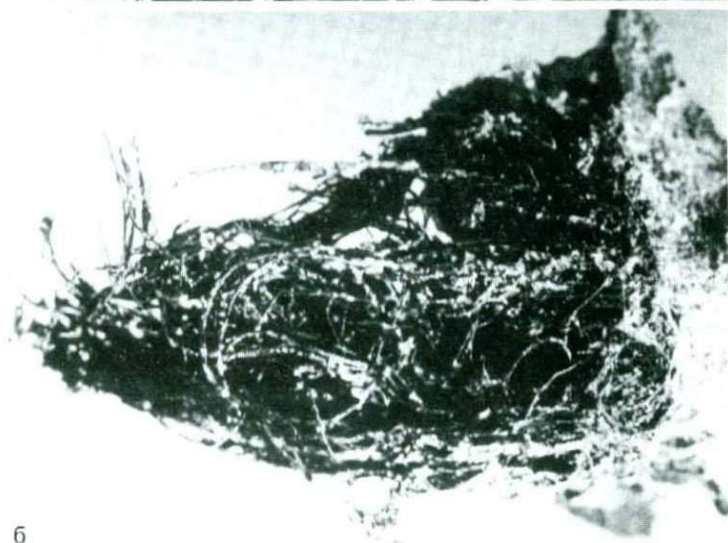
Особенности химического состава пирита, слагающего периферические концентры оолитов из центральных участков камеры, приведены в табл. 107. Анализ, выполненный с помощью микроанализатора MS-46, показывает, что по составу этот пирит практически неотличим от такового, слагающего оолиты в периферических участках камеры. Дефицит суммы обусловлен значительной микропористостью исследуемого пирита.

Охарактеризованное камерообразное тело, сложенное монолитными агрегатами оолитового пирита, рассечено на отдельные блоки многочисленными жилами и прожилками. Отмечаются жилы север-северо-восточного и запад-северо-западного простирания с явным преобладанием последних. Мощности их варьируют от нескольких сантиметров до метра. Выполнены кальцитом и пиритом. Многие из них телескопированы, т. е. отражают многократно возобновляющиеся процессы сопряженной разгрузки хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых и сероводородных вод.

Таким образом, в пределах зон нарушений Мирзабекской системы на протяжении практически всего четвертичного периода формировалось сульфидное оруденение, представленное жильными и камерообразными формами.



а

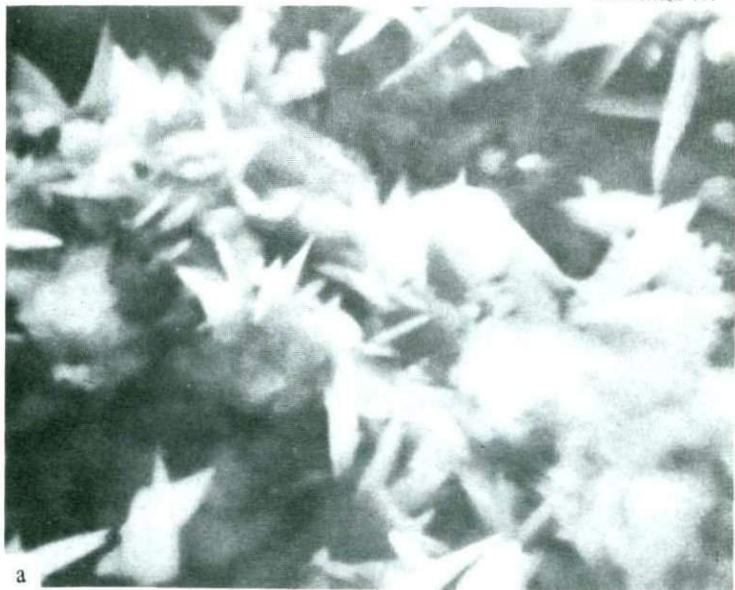


б

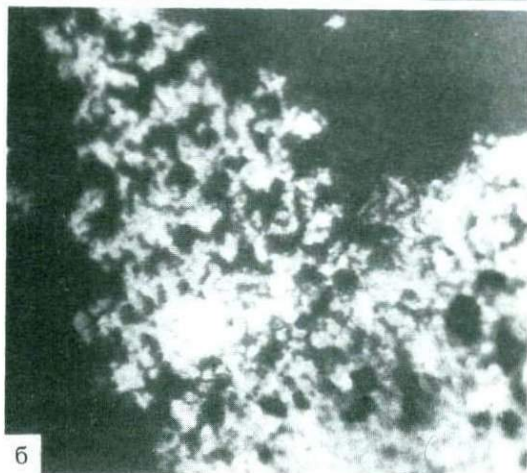
а — тонкокристаллический самородный свинец, цементирующий комковатые агрегаты глин в стволе скважины Э-116; период образования 3 года; отраженный свет; увел. 45; *б* — псевдоморфозы облекания самородного свинца по волокнам целлюлозы; ручей от скв. Г-37; увел. 2



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 тяжести)

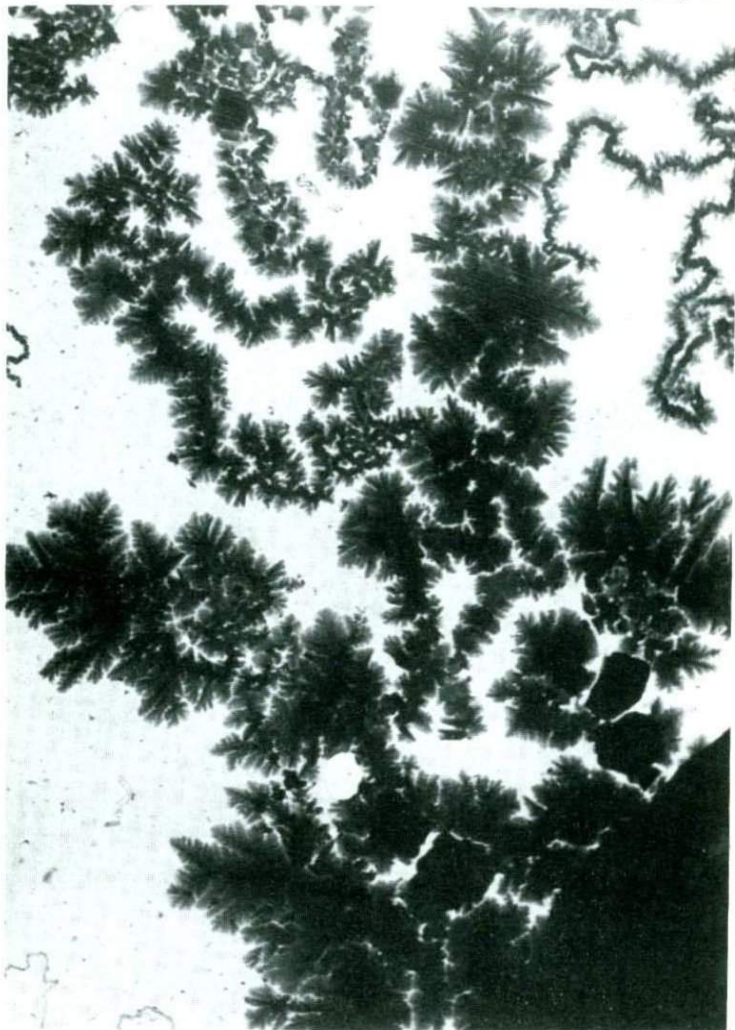


а



б

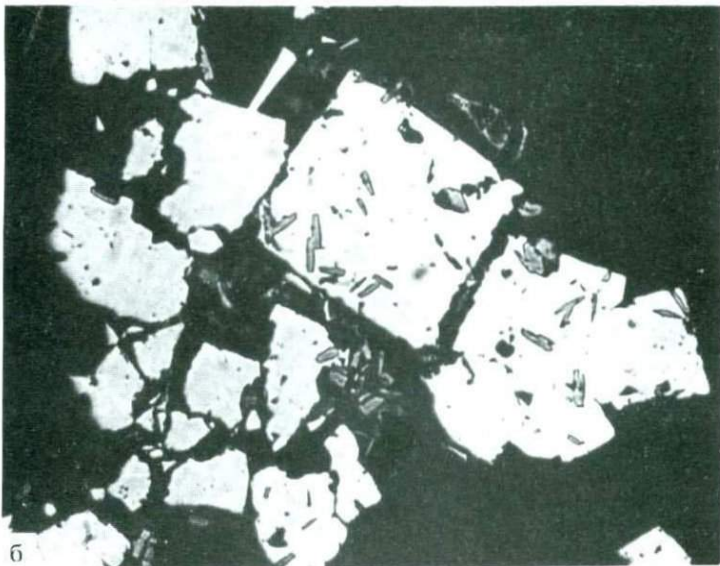
а — пластинчатые кристаллы макинавита на поверхности терригенных частиц; раст-
ровый электронный микроскоп; увел. 20 000; б — скопление мельчайших хлопье-
видных частиц мельниковита; увел. 90



Дендриты мельниковита на поверхности нитевидных агрегатов глобул аморфного FeS; увел. 12 000

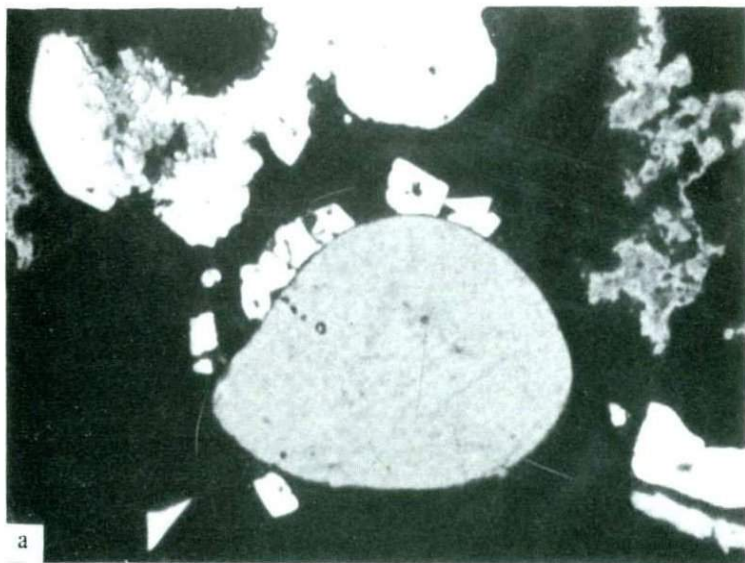


а

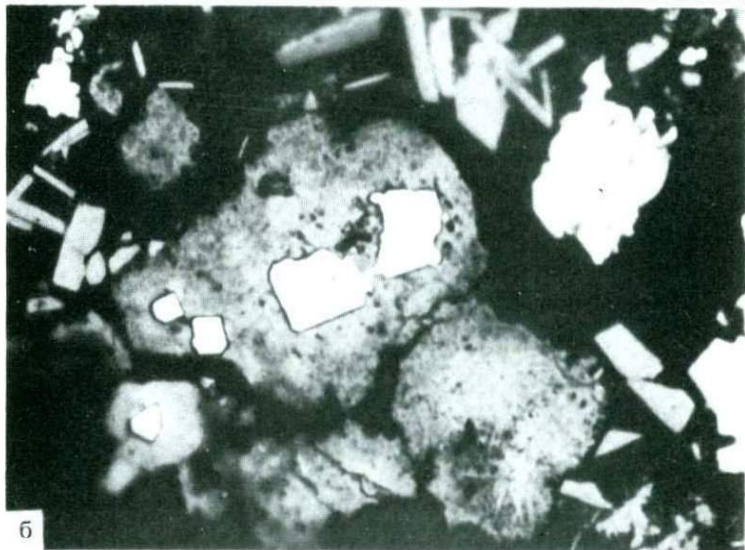


б

а — оплывно-почковидные образования пирита; скв. У-1; натур. вел.; б — кристаллы пирита с включениями мельниковита и макинавита; отраженный свет; увел. 150

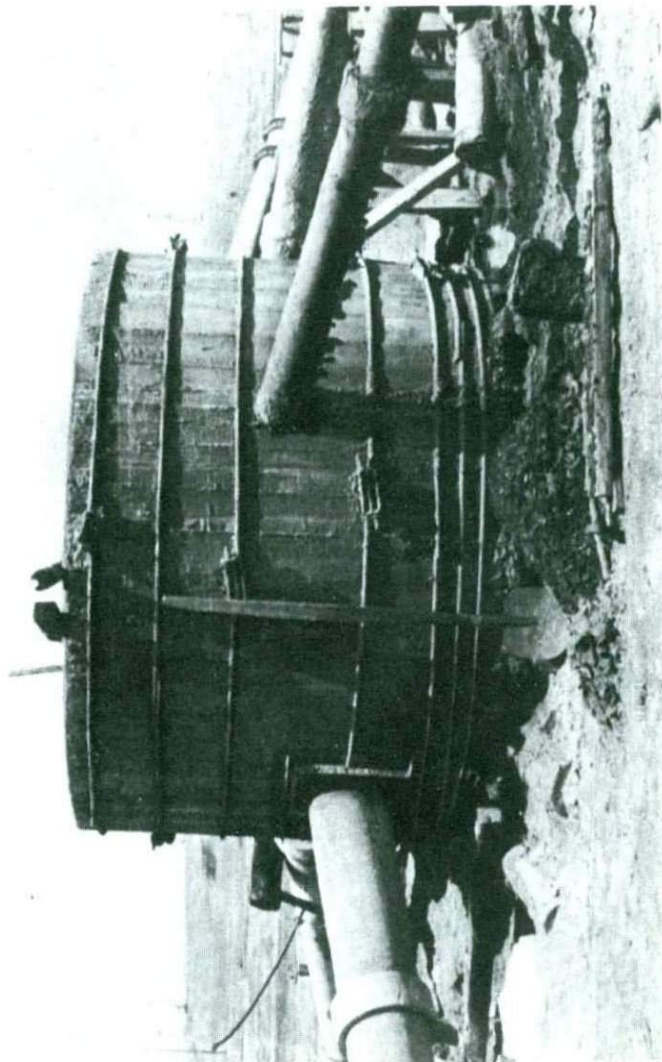


а



б

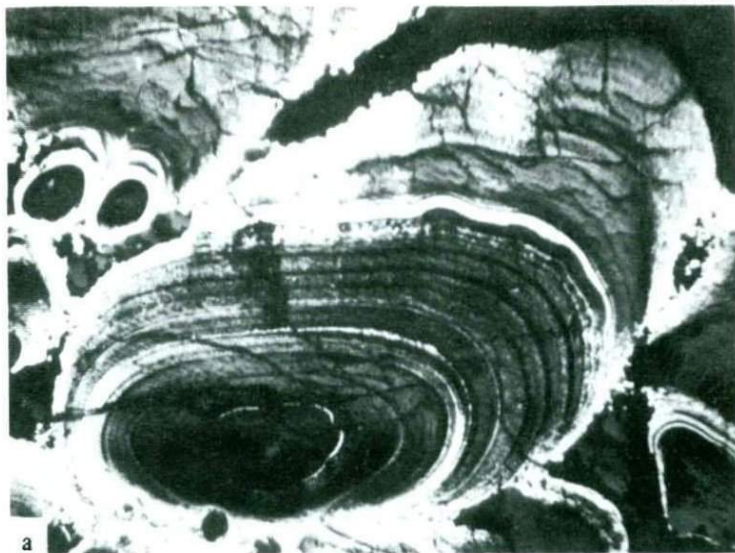
а — неправильно-сфероидальное выделение мельниковита; на его поверхности нарастают кристаллы пирита; отраженный свет; увел. 200; б — комковатые выделения мельниковита с метакристаллами пирита в ядрах и пластинчатые кристаллы макиавита; отраженный свет; увел. 250



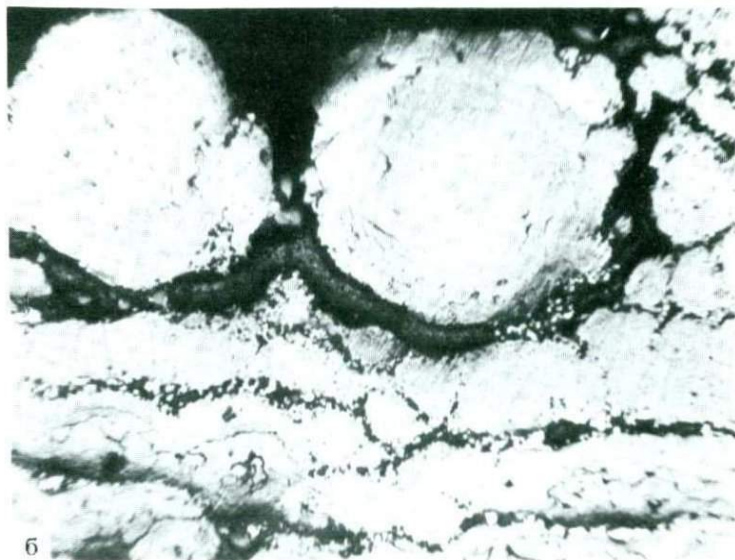
Внешний вид чана, в котором происходит смешивание металлоносных (скв. Р-152, Г-8, Г-13 и др.) и сероводородных (У-1) рассолов; уменьшено в 40 раз



Внутренняя часть чана; область смешивания металлоносных и сероводородных рассолов; уменьшено в 12 раз

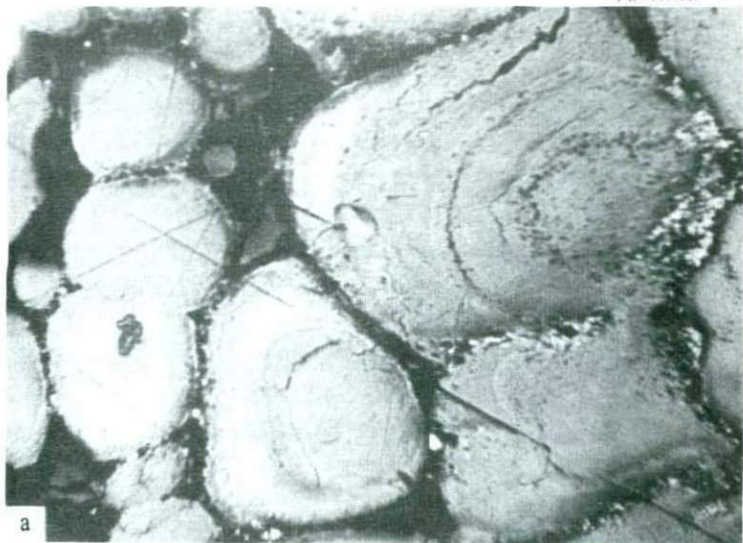


а

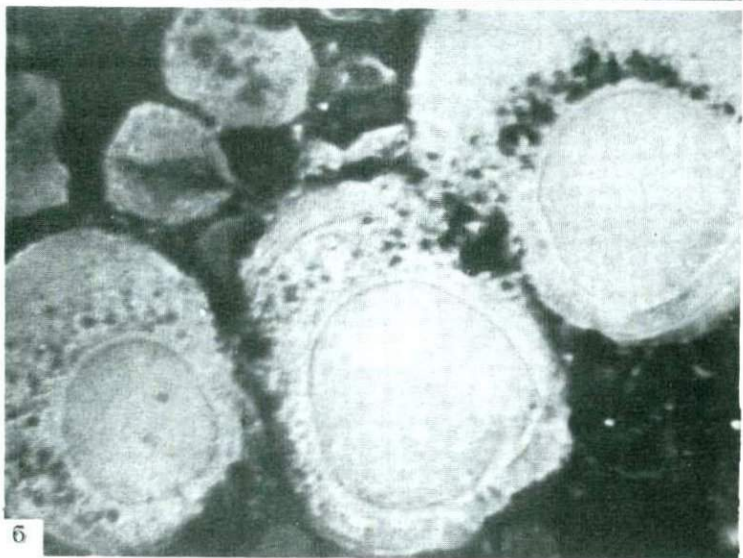


б

а — однородные концентры и скопление глобулярного пирита (белое) в боковых участках почек сфалерита (темно-серое); отраженный свет; увел. 46; **б** — оолитовые агрегаты новообразованного метакolloидного сфалерита; отраженный свет; увел. 46



а



б

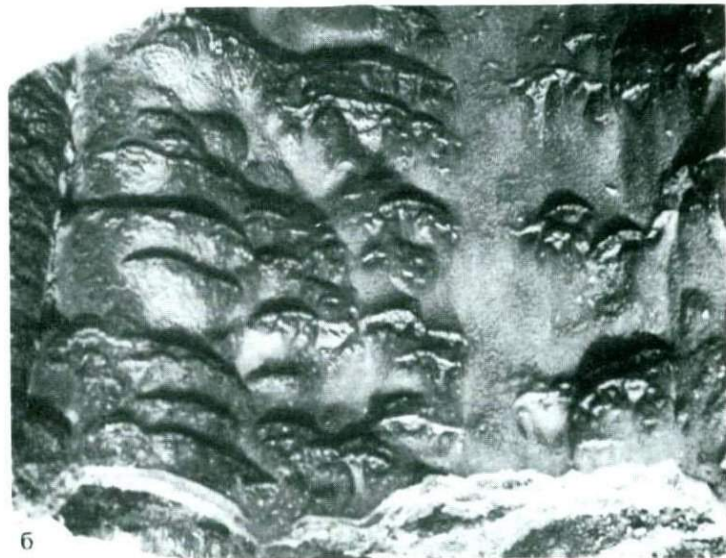
а — деформированные оолиты сфалерита с диффузионной зональностью; отраженный свет; увел. 300; б — начальные стадии формирования оолитов сфалерита с ядрами, близкими к глобулитам; отраженный свет; увел. 450



Рыхлые комковатые агрегаты мельчайших глобуль коллоидного сульфида цинка; в их массе наблюдаются отдельные более крупные глобули; возраст 7 суток; растворный электронный микроскоп; увел. 10 000

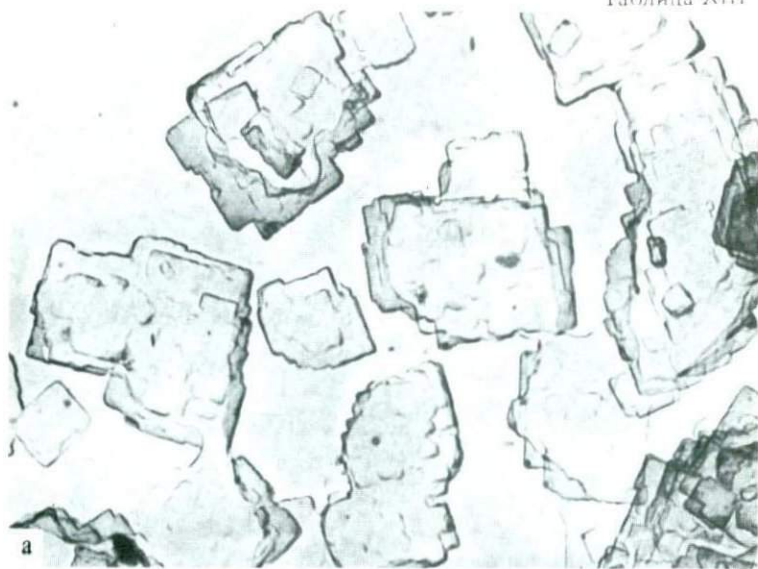


а



б

а — седиментационно-натечные коры сфалерита в трубопроводе; уменьшено в 5 раз; б — асимметрично-бугорчатое строение поверхности сфалеритовой коры; уменьшено в 4 раза



а

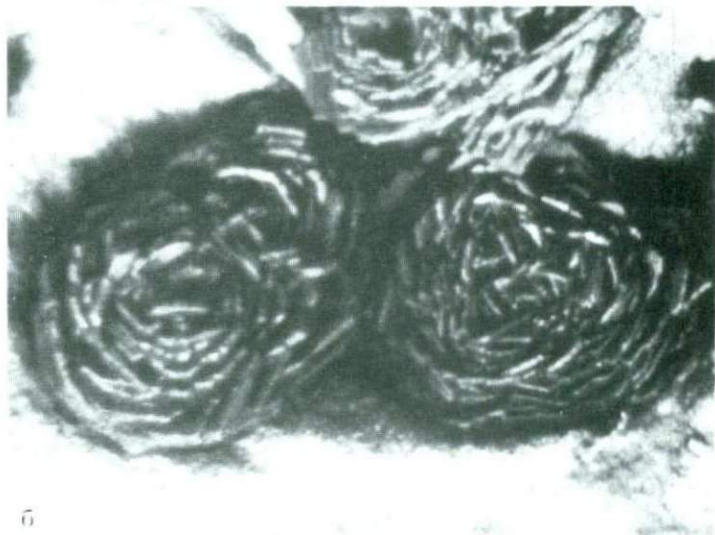


б

а — кристаллы оксалата меди; угольная реплика с частиц. Увел. 27 000; б — различно ориентированные сростки таблитчатых кристаллов атакамита; растровый электронный микроскоп; увел. 300

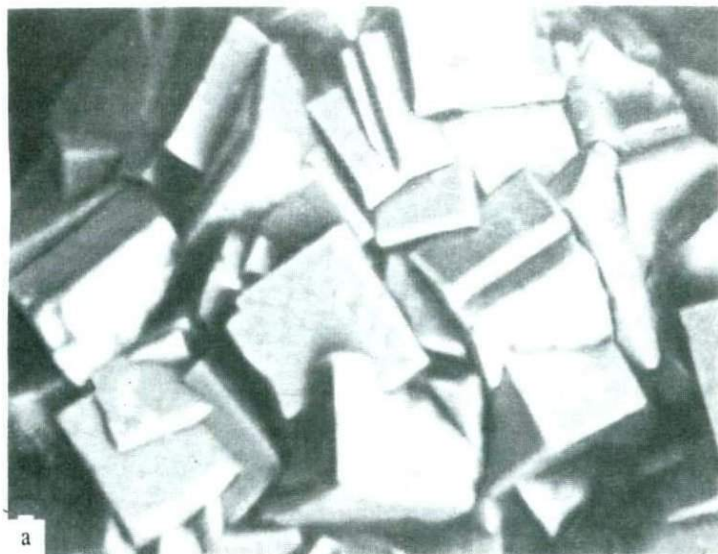


а

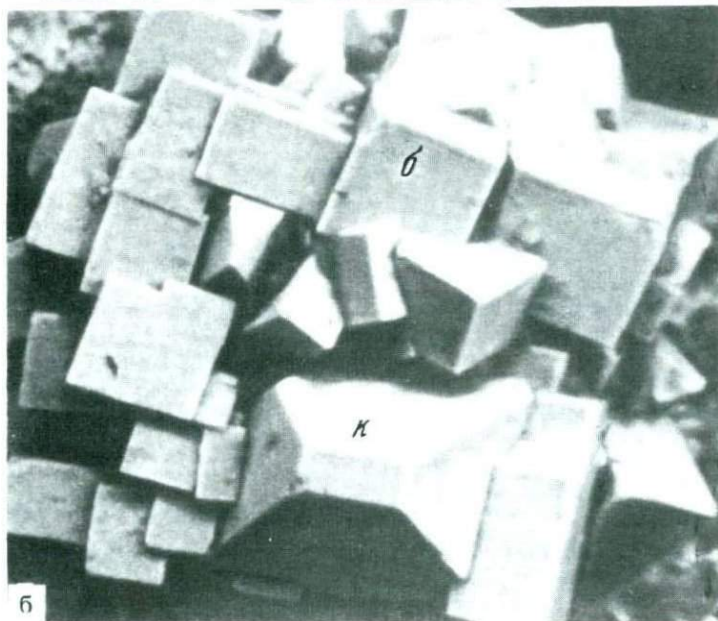


б

а — изогнутые и расщепляющиеся кристаллы атакамита на поверхности микроконкреций. Растровый электронный микроскоп; увел. 360; б — сrostки пластинчатых кристаллов атакамита типа "роз"; растровый электронный микроскоп; увел. 100

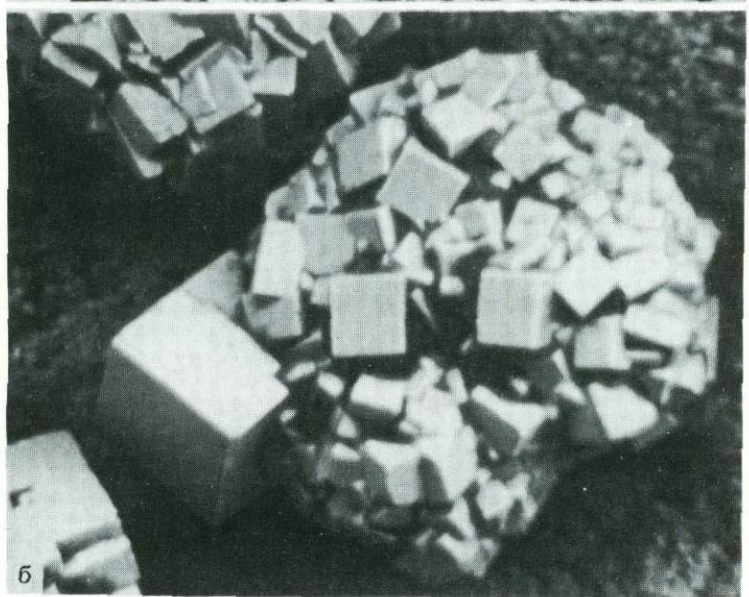
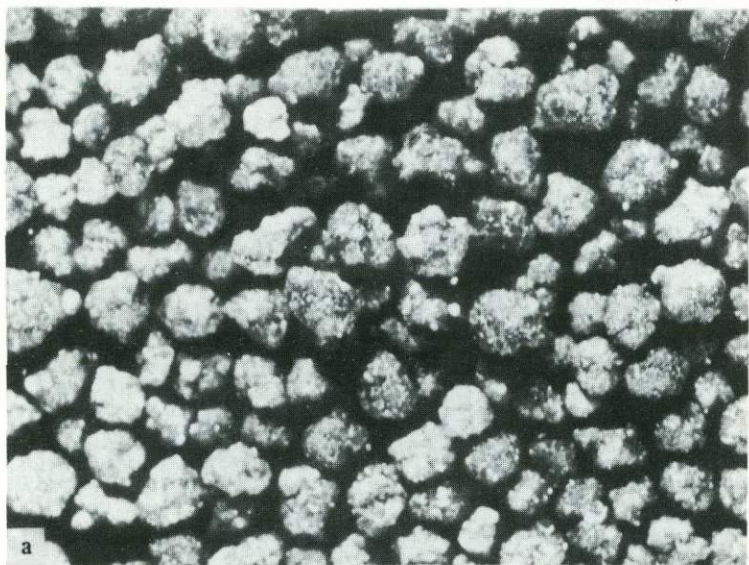


а

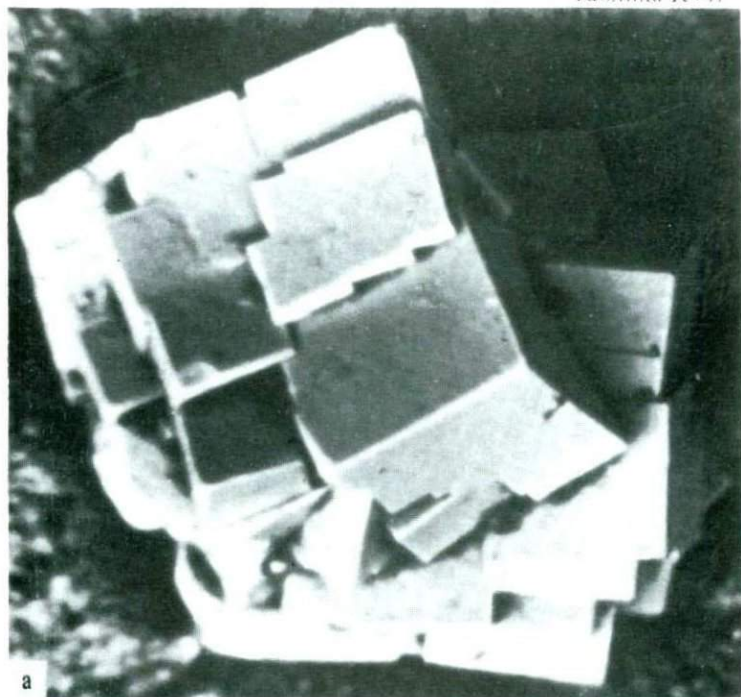


б

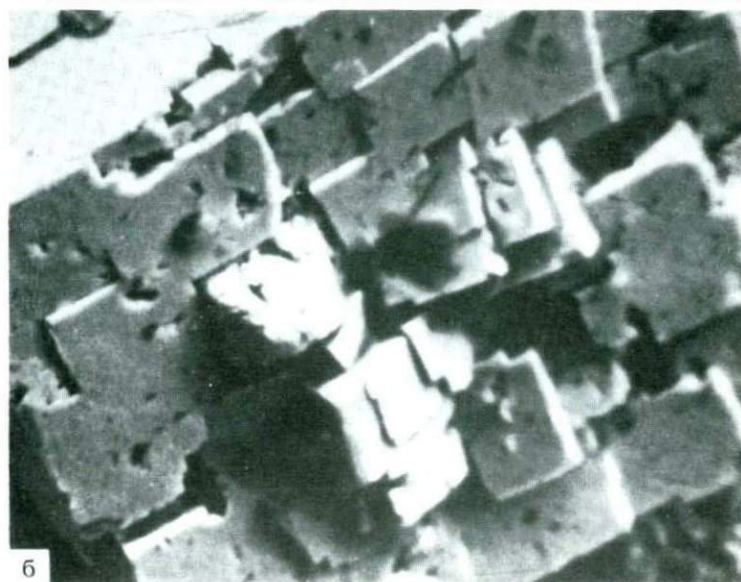
а — микродруза псевдокубических кристаллов болеита. Растровый электронный микроскоп; увел. 360; б — взаимоотношения болеита (б) с куменгитом (к). Растровый электронный микроскоп; увел. 360



а — микроконкреции болеита, выделенные из глинистой массы. Косой свет; увел. 50; *б* — то же, снято под растровым электронным микроскопом; увел. 270

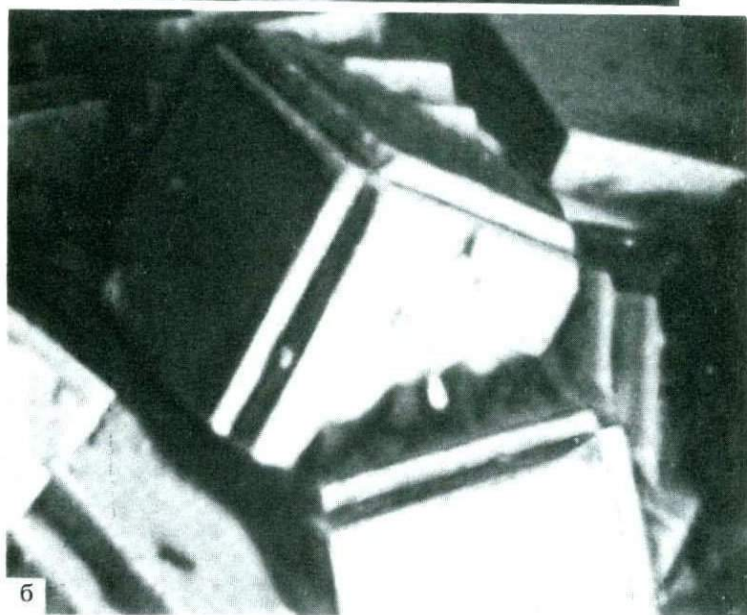
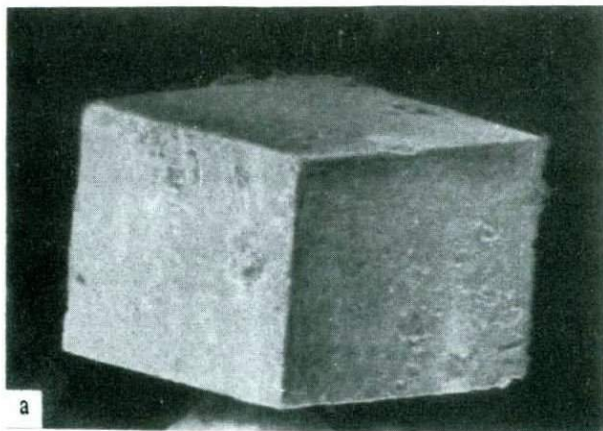


а

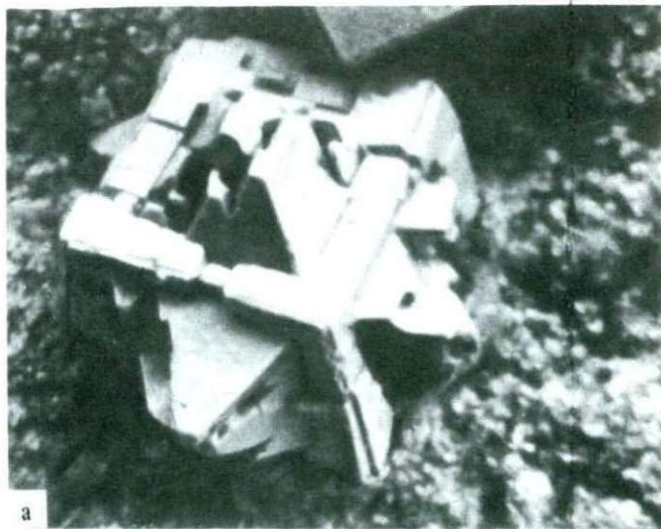


б

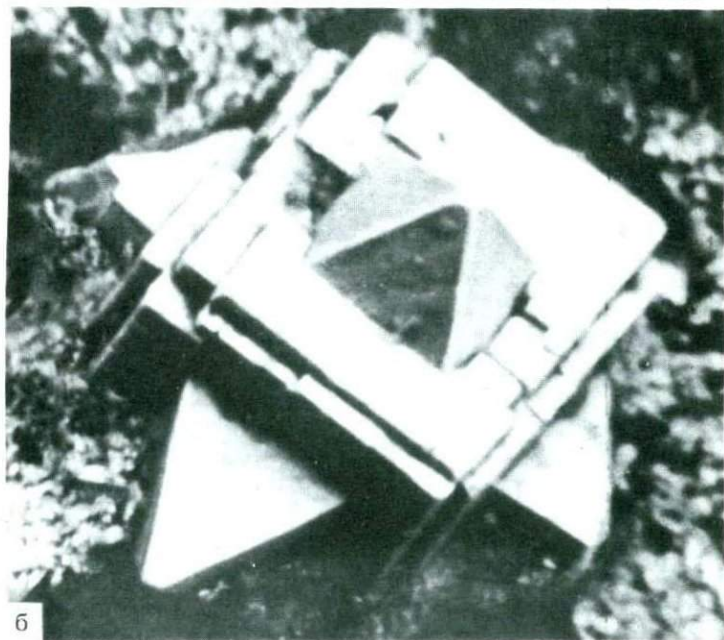
а — блоковый кристалл боелита. Растровый электронный микроскоп; увел. 360;
б — типичная скульптура поверхности грани блоковых кристаллов боелита



а — единственный толстотаблитчатый кристалл псевдоболеита. Растровый электронный микроскоп; увел. 900; *б* — закономерные сращения болеита с псевдоболеитом (пластины, нарастающие на грани болеита); растровый электронный микроскоп; увел. 300



а

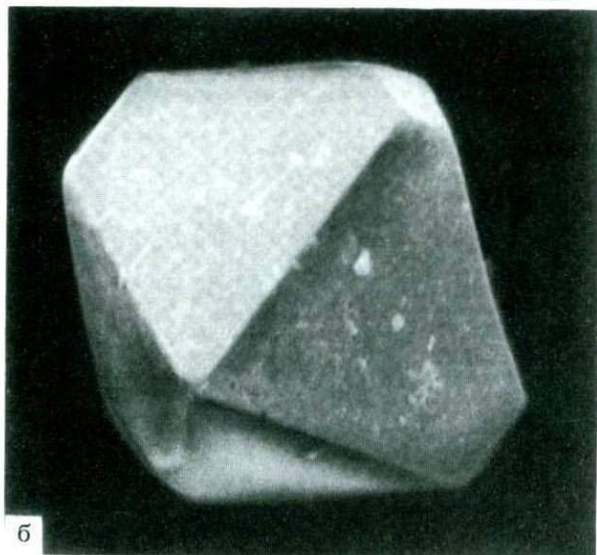


б

а — начальные стадии нарастания болейта на тройник куменгита. Растровый электронный микроскоп; увел. 320; *б* — более завершённый псевдокубический кристалл болейта, нарастающий на тройник куменгита; растровый электронный микроскоп; увел. 450

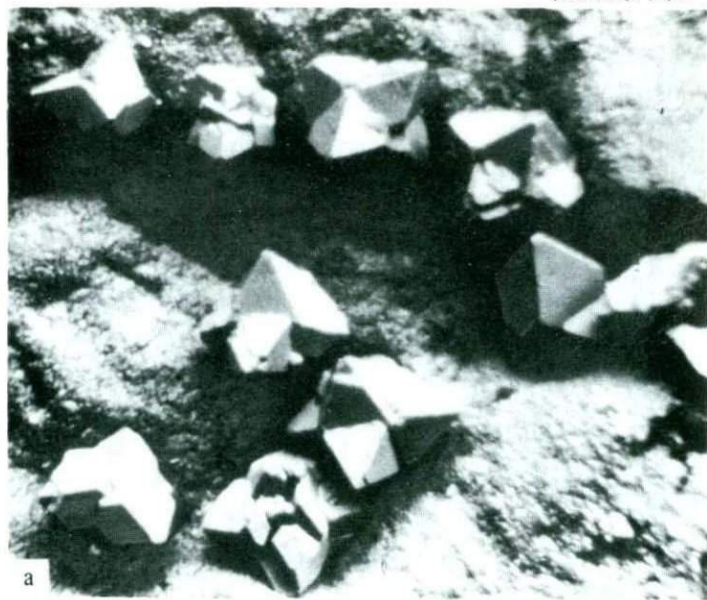


а

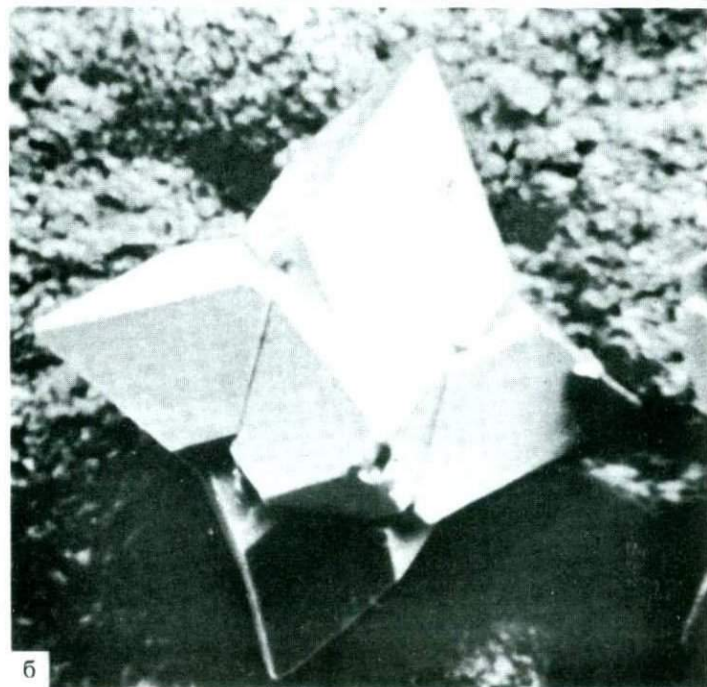


б

а — кристалл куменгита с равным развитием форм l и m , в ассоциации с болеитом и псевдоболеитом. Растровый электронный микроскоп; увел. 360; б — дипирамидальный кристалл куменгита с подчиненным развитием призмы (e) и базопинакоида (c) ; растровый электронный микроскоп; увел. 1500

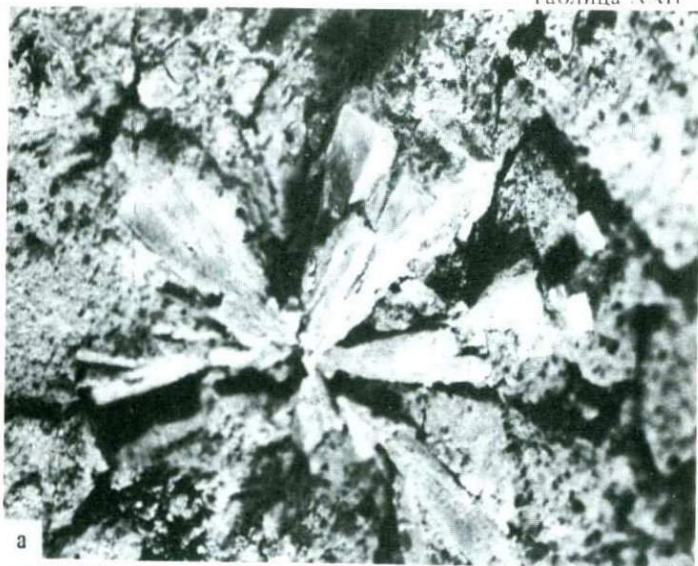


а

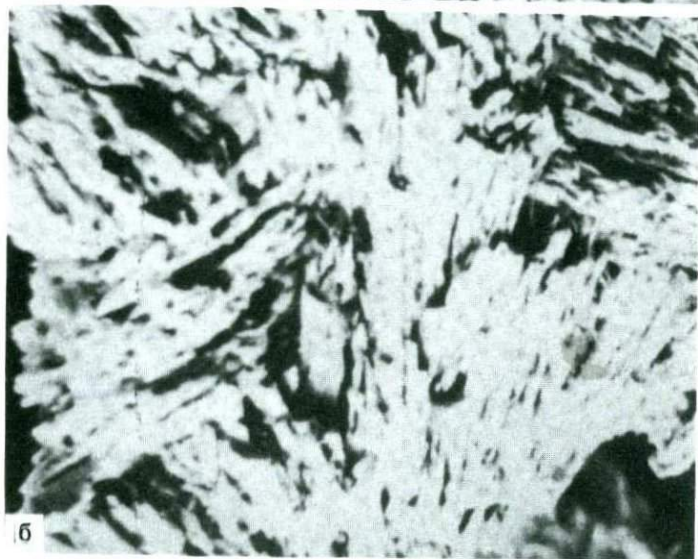


б

а — тройники прорастания куменгита на поверхности глины. Растровый электронный микроскоп; увел. 100; б — идеальный тройник прорастания куменгита; растровый электронный микроскоп; увел 450

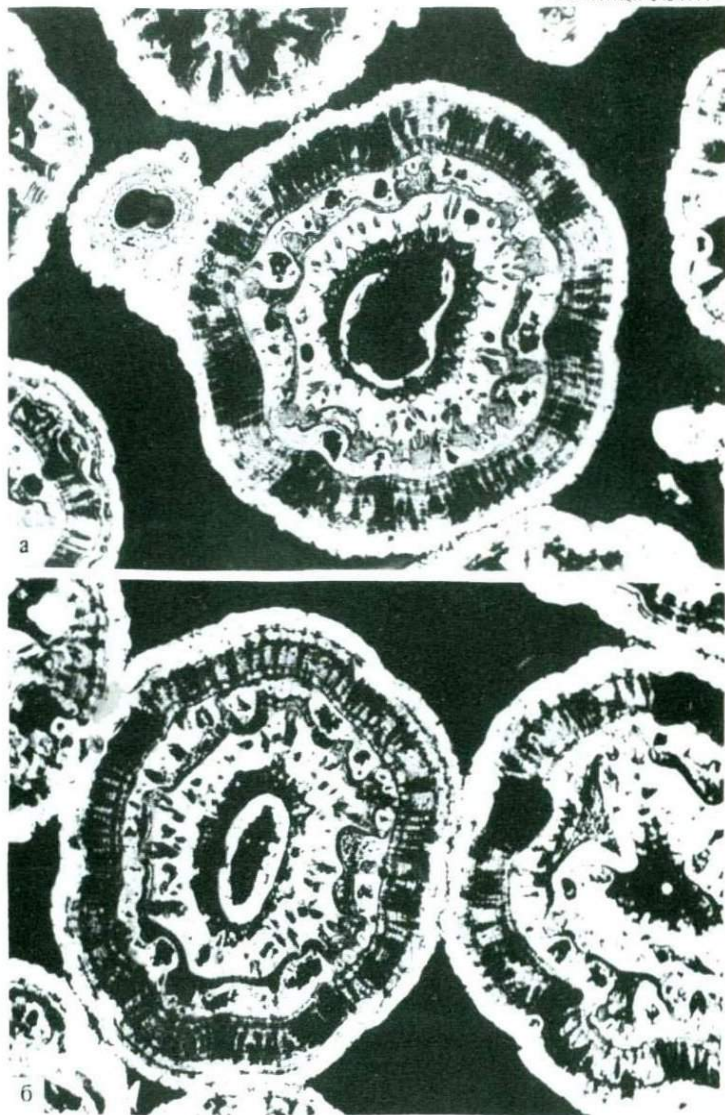


а

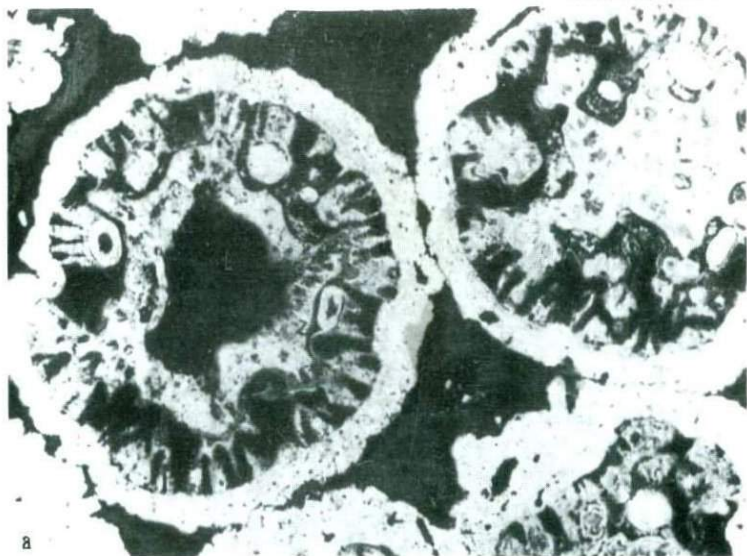


б

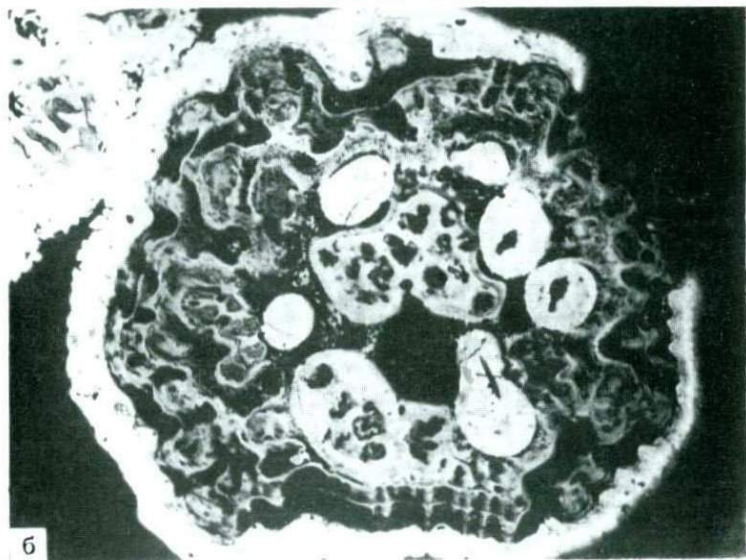
а — радиально-лучистые сростки кристаллов диаболита; б — радиально-лучистые агрегаты церусита, слагающие микроконкреции. Растровый электронный микроскоп; увел. 340



а, б — строение оолитов из центральных участков камеры; отраженный свет;
увел. 60



а



б

а — контракционные полости внутри сложных оолитов; отраженный свет; увел. 60;
 б — скопление глобул в неправильно коллоидной массе сложного оолита; черное — контракционные полости; отраженный свет; увел. 90

Особенности минерализации нарушенных зон Чокрака

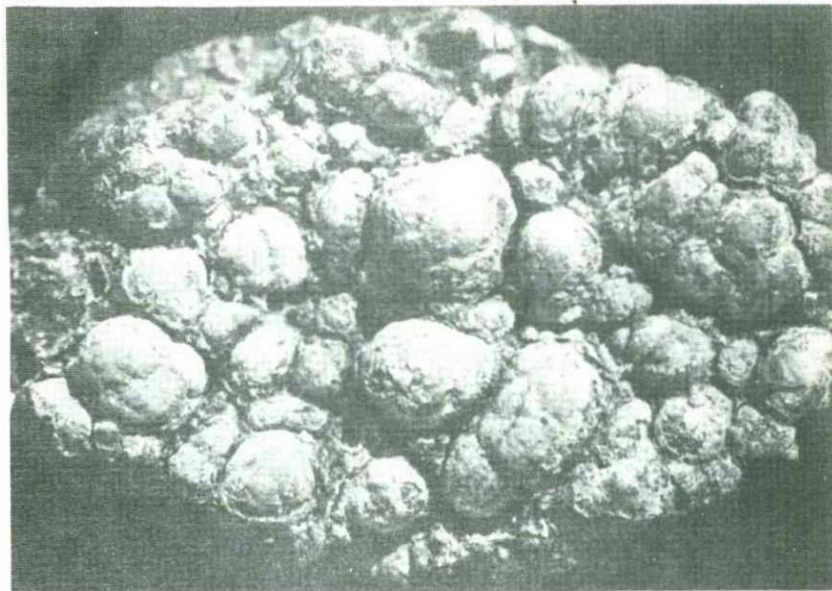
Вся зона в целом, особенно Западный Чокрак, представлена преобладающими нарушениями сбросового типа восток-северо-восточного простирания. Развита также сбросы меридионального и север-северо-западного простирания. Большая часть этих нарушений минерализована кальцитом, баритом, пиритом и марказитом. В небольших количествах в виде редких включений в дисульфидах железа и барита присутствуют сфалерит и галенит.

Соотношения указанных выше 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 минерализованных 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 Чокрака в обнажениях карбонатизированных песчаников в нескольких десятках метров восточнее источника И-4. Они характеризуются простым минеральным составом и сложены кальцитом и колломорфным пиритом. Кальцит слагает призмобандовые зоны жил, образуя оторочки мощностью от 1 до 1,5 см 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 (фиг. 70). Пирит характеризуется высоким содержанием таллия, варьирующим от 0,65 до 0,80%. Средняя мощность жил около 10 см, но отмечаются раздувы до 15–18 см, а вверх по паданию они испытывают тенденцию к выклиниванию. В одном из раздувов, где пирит подвергся значительному гипергенному изменению, наблюдались скопления хорошо окристаллизованного ярозита. Последний представлен по крайней мере тремя генерациями. Первая — плотный тонкодисперсный ярозит, псевдоморфно развивающийся по колломорфному пириту; вторая образует корочки относительно крупных (до 1 мм) кристаллов темно-коричневого цвета, на поверхности которых располагаются округлые комковатые скопления ярко-желтого, также окристаллизованного ярозита, размеры кристаллов которого варьируют 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 то время как 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. Магаровским [56], которым были выделены таллиевые разновидности ярозита.

В табл. 108 приведены значения межплоскостных расстояний для темно-коричневого, хорошо окристаллизованного ярозита.

Аналогичные жилы и прожилки, выполненные преимущественно кол-



Фиг. 70. Почковидные агрегаты пирита. Сульфидные жилы в районе источника 4. Косой свет. Увел. 1,5

ломорфными разновидностями дисульфидов железа, широко распространены в пределах западного и центрального Чокрака и в урочище Хораз.

Широко распространены жилы и прожилки более сложного состава и строения, но в них, так же как и в описанных выше, преобладают дисульфиды железа.

В южной части среднего Чокрака, вблизи тектонического контакта красноцветов с акчагыльскими отложениями, развиты серии нептунических даек, рассеченных многочисленными трещинами разрыва, минерализованными кальцитом, пиритом и баритом. Мощности жил варьируют от 2–3 см до 10 см. Жилы часто ветвятся и взаимно пересекаются, образуя в местах пересечений сложной конфигурации раздувы. Для наиболее мощных жил характерно следующее строение. В призальбандовых частях жил располагаются зоны шестоватого желтовато-серого кальцита мощностью до 7 мм. В направлении к центру жилы кальцитовые зоны сменяются пирит-марказитовыми. Ширина сульфидных зон колеблется от 2 до 3 см. Сложены они почковидными агрегатами метакolloидных дисульфидов железа, пирита и марказита, находящихся в тесных взаимных прорастаниях. Под микроскопом почковидные агрегаты пирит-марказита характеризуются ярко выраженной концентрически-зональной текстурой, обусловленной чередованием зон дисперсных и более раскристаллизованных сульфидов железа.

В незначительных количествах в пирит-марказитовых колломорфных агрегатах этой зоны отмечаются включения сфалерита, где он образует скопления мельчайших, цепочкообразно располагающихся, кристаллов, разобщенных или срастающихся в линейные сростки. Как правило, расположение как отдельных зерен, так и их сростков отвечает концентрической зональности почки дисульфидов железа. Реже сфалерит отмечается в виде редких единичных округлых включений, незакономерно распределяющихся в массе дисульфидов железа.

Межплоскостные расстояния темно-коричневого ярозита

№ п/п	Исследуемый ¹		По В.И. Михееву (1957 г.)		№ п/п	Исследуемый		По В.И. Михееву (1957 г.)	
	l	d	l	d		l	d	l	d
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	2,27	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	1,190
16	8	1,979	8	1,96	—	—	—	2	1,180
17	6	1,900	—	—	41	5ш	1,149	5	1,161
18	7	1,832	8	1,81	—	—	—	6	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	1,007
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	—	—

¹ Условия съемки: Fe-излучение; d-57,3 мм; напряжение 35 кВ; сила тока 12 ма.

Зоны колломорфных пирита и марказита перекрываются корами шестоватого белого барита. Толщина баритовых кор от 1 до 1,5 см. В основании кор наблюдается барит сероватого цвета. В последнем под микроскопом отмечаются обильные включения очень мелких зерен и иногда скелетных кристалликов галенита. Значительно реже отмечаются выделения метакolloидного сфалерита, заполняющего интерстиционное пространство между кристаллами барита.

Далее, к центру жилы, снова следуют зоны, сложенные почковидными дисульфидами железа, вновь перекрывающимися баритом, представленными тонкозернистым агрегатом мелких пластинчатых кристаллов. Нередко пространство между кристалликами барита выполняется галени- том. 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. Подобное полосчатое строение типично для многих жил этого участка. Крайне характерным для этих жил является сохранение значительной мощности до тех пор, пока они находятся в пределах нептунических даек, породы которых представлены плотными карбонатными песчаниками. В тех местах, где жилы покидают дайку и входят во вмещающие ее не-

сцементированные породы (алевролиты, глины), наблюдается резкое уменьшение мощности жил или их разветвление на множество тончайших прожилков. Последние или полностью выполнены кальцитом, баритом и дисульфидами железа с соответственным резким утонением зон, или каким-либо одним из указанных минералов. В системе этих прожилков отмечаются и полые трещинки, на стенках которых отмечаются мельчайшие, хорошо образованные кристаллы барита и многочисленные сферолиты барита, образование которых обусловлено расщеплением кристаллы, прорастая друг в друга, образуют сложные вязи сферолитов.

Следует отметить, что западнее описанного участка наблюдается большое количество баритовых жил, иногда с подчиненным количеством дисульфидов железа, а в одной из долин были установлены прямые признаки разгрузки баритообразующих растворов в ручей, в русле которого в недавнем прошлом отложились мощные коры барита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Челекенская гидротермальная система, в пределах которой активно протекают процессы современного минерало- и рудообразования, характеризуется определенными геохимическими особенностями, в известной степени отличающимися ее от аналогичных систем (Солтон-Си, Красное море и др.). Для термальных рассолов Челекена характерны высокая степень ассоциации ионов и значительная металлоносность. Максимальные концентрации халькофильных компонентов в исследованных рассолах отмечаются в узлокальных участках структуры, приуроченных к зонам наиболее глубоких тектонических нарушений. Отличительной геохимической особенностью челекенских термальных рассолов являются высокие содержания кадмия. Отношения кадмия к цинку в них в десятки и сотни раз превосходят кларковые. Другой, не менее важной особенностью являются повышенные концентрации таллия в рассолах, особенно в новообразованных сульфидах железа. В термальных рассолах Челекена впервые для земных объектов был обнаружен спонтанно делящийся нуклид, относящийся к области сверхтяжелых элементов.

Специально поставленные систематические наблюдения на опорных скважинах в пределах гидрогеохимических аномалий, для которых проводилось изучение изменений концентраций халькофильных элементов в рассолах, позволили выявить закономерные циклические изменения уровней концентрации этих элементов во времени. Подобные изменения наиболее ярко проявляются для свинца, максимумы концентраций которого совпадают с максимумами солнечной активности одиннадцатилетнего цикла.

Процессы минералообразования, связанные с разгрузкой термальных вод и рассолов в пределах Челекенской структуры, отражают качественную специфику их состава и геолого-геохимические особенности разгрузки.

Отражением качественных особенностей являются отложения тех или иных минеральных фаз из вод и рассолов определенного гидрогеохимического типа. Примерами этого являются широко развитые и наблюдаемые в огромных количествах отложения арагонита и кальцита, обусловленные разгрузкой хлоридно-бикарбонатно-натриевых вод или отложение самородных свинца, меди и серебра в локально-восстановительных условиях скважин и оксигалоидных соединений указанных элементов в условиях поверхностного стока из металлоносных рассолов. Необходимо подчеркнуть, что широко распространенные в породах аллювиальной фации аутигенные оксихлориды меди, свинца и серебра, представленные ассоциацией атакамит-паратакамит-болеит-псевдоболеит-куменгит-диаболеит-лаврионит не являются минералами зоны окисления, а представляют собой продукт непосредственной кристаллизации из рассолов. И поскольку в вышеуказанных рудопроявлениях часто преобладают оксигалоидные соединения меди, есть основание предполагать, что "древние" металлоносные рассолы были значительно обогащены медью по сравнению с современными рассолами.

Наиболее существенное влияние на процессы минералообразования оказывают геолого-геохимические факторы, выражающиеся в сопряженной разгрузке различных гидрогеохимических типов вод и рассолов. Так, в результате сопряженной разгрузки сульфатно-натриевых, хлоридно-бикарбонатно-натриевых вод и зараженных сероводородом рассолов в нарушенных зонах Челекенской антиклинальной структуры формировались многочисленные жилы кальцит-пиритового и кальцит-барит-пиритового (с марказитом) состава, содержащие небольшие количества сульфидов свинца и цинка. Сочетание разгрузки сульфатно-натриевых вод с металлоносными рассолами, содержащими барий, приводит к образованию барита.

В условиях техногенного сопряжения разгрузки металлоносных и сероводородсодержащих рассолов образуются огромные (измеряемые десятками тонн) количества сфалерита.

Необходимо отметить коллоидную природу сероводородсодержащих рассолов, представляющих собой типичные золи, образование которых обусловлено сопряжением миграции железосодержащих рассолов с газовыми сероводородными струями. Коагуляция этих золь приводит к образованию аморфного моносulfида железа, переходящего со временем в метастабильные канзит, макинавит, мельниковит и, наконец, в стабильный пирит.

Общей особенностью образующихся сульфидов является коллоидное состояние первичных осадков. Время существования их в изученных средах определяется несколькими месяцами, после чего, раскристаллизовываясь, гели сульфидов цинка переходят в сфалерит, а гели моносulfида железа в результате последовательных превращений в течение года переходят в пирит.

Карбонатные осадки (арагонит и кальцит), отлагаясь в виде тонкодисперсных кристаллических фаз, образуют однороднозернистые агрегаты с ярко выраженной тонкослоистой текстурой. Но в течение нескольких месяцев они претерпевают несколько актов перекристаллизации, превращаясь в агрегаты с шестоватой и радиально-лучистой структурой.

В целом современные минеральные агрегаты, наблюдающиеся в источниках и каптажных сооружениях, находятся в стадиях образования и последующих преобразований, являясь, таким образом, в структурном плане метастабильными.

Различное поведение пар элементов Pb, Cu и Zn, Cd в области смешения металлоносных и сероводородсодержащих рассолов представляет определенный интерес для понимания причин зональности, проявляющейся в стратиформных свинцово-цинковых месторождениях, где свинцовое оруждение, как правило, является по отношению к цинковым рудам более поздним, и основные концентрации свинца приурочены к периферическим зонам этих месторождений. Подобные временные и пространственные взаимоотношения двух главных компонентов руд свидетельствуют, что и в рудообразующих растворах при осаждении сульфидов цинка основная часть свинца оставалась в растворе, а это, в свою очередь, приводило к пространственному разделению этих компонентов. Одной из причин подобного разделения могут оказаться различия в наборе комплексных соединений свинца и цинка в рудообразующем растворе, аналогичные таковым в Челекенских металлоносных рассолах.

Поскольку рассматриваемые рассолы характеризуются весьма высокой ионной силой, равной 6,5, то известный ряд ступенчатой диссоциации хлоридных комплексов свинца $PbCl_4^{2-} \rightleftharpoons PbCl_3^- \rightleftharpoons PbCl_2^0 \rightleftharpoons PbCl^+ \rightleftharpoons Pb^{2+}$, вероятно, не может осуществиться в своей правой части ($PbCl_2^0 \rightleftharpoons PbCl^+ \rightleftharpoons$

$\geq \text{Pb}^{2+}$) в сколько-нибудь ощутимых количествах. Это подтверждается приведенными ранее расчетными данными о количественных соотношениях комплексных ионов свинца и цинка в исследуемых рассолах, где для свинца установлены формы: PbCl_4^{2-} — 55,7%; PbCl_3^- — 37,6%; PbCl_2^0 — 4,7 и PbSO_4^0 — 2,0%, т. е. резко преобладают анионные комплексы при некотором участии нейтральных. Для цинка же наблюдается несколько иная картина соотношений его комплексных ионов ZnCl_3^- — 84,7%; ZnCl_2^0 — 1,9%; ZnCl^+ — 0,84%; ZnSO_4^0 — 7,8 и ZnOH^+ — 4,76%, т.е. ряду ступенчатой диссоциации хлоридных комплексов цинка отмечается отчетливый сдвиг вправо, а также фиксируется присутствие ощутимых количеств положительно заряженных гидросокомплексов цинка. Таким образом, для цинка констатируются положительно заряженные комплексные ионы, способные реагировать с ионами сульфидной серы в растворе, образуя сульфид цинка¹. Выделение последнего из раствора снова сдвигает вправо равновесие между сосуществующими комплексами цинка, и по мере выделения сульфида цинка в осадок это равновесие перманентно сдвигается вправо, приводя практически к полному удалению цинка из раствора.

Что же касается свинца, то реально незначительный сдвиг в правую сторону ряда все же происходит, но количественная сторона его не сопоставима с таковой для цинка.

И, наконец, авторы считают необходимым отметить следующее. Не затрагивая проблемы генезиса ни одного из основных типов термальных вод, локализованных в породах красноцветной толщи Челекенской структуры, и рассматривая их в основном как производные седиментогенных процессов, авторы тем не менее не склонны связывать обогащение рассолов халькофильными элементами с формированием их основного солевого состава. Здесь, по-видимому, определяющим фактором являются эндогенные рудогенерирующие процессы. Необычайно высокие содержания кадмия, повышенное содержание таллия, нулевой возраст свинца, и, наконец, присутствие в рассолах сверхтяжелого нуклида с $Z = 110 \div 114$ свидетельствуют в пользу глубинных источников рудного вещества. Тектоническое развитие региона в историческом плане, глубочайшая тектоническая нарушенность и высокая современная сейсмичность его также свидетельствуют о возможности значительного влияния эндогенных факторов на геохимические процессы, протекающие на Челекене.

¹ Этот процесс, по-видимому, более сложен, так как проходит стадию образования гидросульфидных комплексов (см. с. 135).

Содержание тяжелых металлов (мг/л) в термальных рассолах Челекена
с апреля 1966 г. по апрель 1980 г.

Горизонты	Скважины	Pb	Горизонты	Скважины	Pb
Апрель 1966 г.			Февраль 1967 г.		
V	Э-93	9,8	I	Э-83	4,2
VIII	Э-75	10,7	I	Э-86	3,4
VIII	Г-40	77,0	III	Э-99	2,5
X	P-152	3,8	IV, VII	Г-18	2,1
X	Э-116	9,6	VIII	Г-40	3,5
XI	Г-37	5,1	IX	Э-110	4,0
Среднее	n=6	18,4	XI	Э-119	
Май 1966 г.			Среднее n=7 3,7		
I	Э-96	26,0	Март 1967 г.		
V	Э-93	18,3	IV	Э-87	4,7
VI	Э-106	30,1	VI	Э-105	5,5
VIII, IX	Э-111	21,3	VII	Э-79	3,8
X	Э-116	41,4	VII, IX	Г-49	3,9
XI	Э-119	17,0	VIII	Г-40	4,5
Среднее	n=6	25,1	X	P-152	2,5
Июль 1966 г.			XI	Г-37	
IV	Э-87	75,0	Среднее n=7 4,8		
IV-VII	Г-22	100	Апрель 1967 г.		
VIII	Г-40	60,0	IV	Э-87	4,8
VIII	Э-75	10,7	V	Э-106	5,3
X	P-152	125,0	VI	Г-16	3,7
XI	Э-120	50,0	VII	Э-10	4,8
Среднее	n=6	70,1	VIII	Г-12	2,5
Сентябрь 1966 г.			XI	Э-114	3,4
I	Э-86	25,0	Среднее n=6 4,1		
I	Э-83	50,0	Сентябрь 1967 г.		
IV, VII	Г-18	125,0	I	Э-83	6,4
IV-VII	Г-22	15,0	V	Э-93	4,6
VI	Г-16	75,0	VII	Э-79	4,1
VI-X	Г-53	10,0	VIII	Г-40	3,5
VII-IX	Г-49	100	X	Э-116	4,9
VIII, IX	Э-111	25	XI	Г-37	3,8
IX	Э-110	15	Среднее n=6 4,6		
IX	Э-108	12	Октябрь 1967 г.		
X	P-152	44	I	Э-86	5,2
Среднее	n=11	45,8	III	Э-99	6,8
Ноябрь 1966 г.			IV	Э-87	4,7
I	Э-86	5,2	VI	Э-105	3,8
IV-VII	Г-18	3,9	XI	P-152	4,0
V	Э-93	2,2	XI	Э-119	4,4
VI-VII	Э-29	2,4	Среднее n=6 4,8		
VIII	P-54	3,0			
X	P-152	3,4			
Среднее	n=6	3,4			

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
Апрель 1968 г.*				
I	З-83	2,75	4,10	0,75
IV	З-87	3,20	5,80	0,68
IV, VII	Г-18	4,85	5,0	0,90
VI	Г-16	3,20	4,90	0,70
VII	З-79	3,50	3,85	0,75
VIII	Г-40	5,80	5,37	0,80
VIII	З-75	4,25	7,90	0,77
IX	З-110	3,90	4,20	0,55
IX	Р-152	3,25	2,95	0,65
X	З-116	2,95	3,80	0,65
XI	Г-37	3,70	3,40	0,85
XI	З-119	2,50	5,10	0,45
Среднее	n = 12	3,65	4,70	0,71
Май 1968 г.				
I	З-83	3,10	5,05	0,55
IV	З-87	4,50	4,30	0,50
IV, VII	Г-18	5,10	4,20	0,75
VI	З-105	3,95	4,40	0,75
VII	З-79	4,15	4,50	0,80
VII-IX	Г-49	4,55	3,80	0,60
VII	Г-40	5,50	5,0	0,75
VIII, IX	З-111	5,10	3,65	0,50
IX	З-110	4,20	4,00	0,60
X	З-116	3,10	3,40	0,50
XI	З-119	2,90	4,30	0,50
Среднее	n = 11	4,20	4,23	0,70
Июнь 1968 г.				
IV	З-87	4,50	4,90	0,50
IV, VII	Г-18	4,90	5,10	0,70
VI	З-105	3,80	4,16	0,55
VII	З-79	4,30	9,15	0,75
VIII	Г-40	4,50	3,80	0,90
IX	Р-152	3,50	3,40	0,50
X	З-116	3,00	5,80	0,60
XI	З-119	2,60	2,50	0,50
Среднее	n = 8	3,90	4,85	0,45
Июль 1968 г.				
I	З-83	5,50	7,20	0,95
IV	З-87	4,60	3,90	0,80
VI	Г-16	3,80	5,10	0,60
VIII	З-76	4,10	2,80	0,87
IX	З-110	5,00	4,30	0,75
X	З-116	4,50	3,50	0,50
XI	Г-37	4,30	2,70	0,55
Среднее	n = 7	4,54	4,21	0,72

* С апреля 1968 г. и далее данные по содержанию Zn, Pb и Cd являются средними из трех опробований в месяц, проводившихся подекадно.

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
Август 1968 г.				
	З-93	5,20	7,10	0,90
VI	Г-16	4,00	4,50	0,60
VIII	Г-40	3,75	3,00	0,50
VIII, IX	З-111	5,20	2,70	0,60
XI	З-119	2,80	1,90	0,50
Среднее	n = 5	4,20	3,84	0,60
Сентябрь 1969 г.				
I	З-83	4,90	6,60	0,70
VI	З-105	4,10	5,20	0,60
VII	З-79	5,0	4,80	0,70
VIII	Г-48	4,30	3,50	0,80
VIII	Г-40	3,80	3,20	0,75
IX	З-110	4,50	3,80	0,50
IX	P-152	3,80	4,10	0,70
XI	Г-30	3,10	1,90	—
XI	З-119	2,70	2,10	0,60
Среднее	n = 9	4,02	3,91	0,59
Октябрь 1968 г.				
IV	З-87	4,60	5,70	0,60
IV, VII	Г-18	5,10	2,10	0,70
VII-IX	Г-49	4,80	5,10	0,50
VIII	З-75	3,90	4,95	0,85
VIII, IX	З-111	4,50	2,30	0,90
XI	Г-35	3,20	2,80	0,50
Среднее	n = 7	4,35	3,82	0,68
Ноябрь 1968 г.				
VI	Г-16	4,10	4,30	0,65
VIII	Г-40	3,80	3,90	0,60
IX	P-152	3,60	2,65	0,50
X	З-116	4,30	7,20	0,80
XI	Г-30	3,10	1,90	0,50
Среднее	n = 5	3,78	3,99	0,61
Май 1969 г.				
I	З-83	4,75	4,00	1,00
IV	З-87	3,30	3,50	0,80
IV, VII	Г-18	4,10	4,40	0,80
VI	З-105	3,50	3,50	0,70
VI	Г-16		Не отбиралась	
VII	З-79	5,00	2,00	0,50
VII-IX	Г-49	3,00	3,00	0,55
VIII	Г-48	4,85	4,50	0,60
VIII	Г-40	3,50	3,10	0,60
VIII	З-75	5,15	3,20	0,65
VIII-IX	З-111	5,20	3,70	0,50
IX	З-110	2,84	3,20	0,65
X	P-152	3,58	4,00	0,50
X	З-116	3,20	3,25	0,93
XI	Г-30		Не отбиралась	
XI	Г-35		То же	
XI	Г-37	2,30	2,40	0,60
XI	З-119	2,63	2,70	0,50
Среднее	n = 15	3,80	3,36	0,60

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
Июнь 1969 г.				
I	Э-83		Не отбиралась	
IV	Э-87	5,50	2,10	0,85
IV	Г-18		Не отбиралась	
VI	Э-105	4,5	3,25	
VI	Г-16	6,20	2,50	0,70
VII	Э-79	4,40	4,10	1,20
VII-IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	Г-48	5,00	1,50	0,8
VIII	Э-75	5,80	1,33	1,09
VIII-IX	Э-111	5,30	4,10	1,20
IX	Э-110	3,50	1,20	0,62
X	P-152	4,30	1,70	0,83
X	Э-116	4,60	1,60	1,09
XI	Г-30	2,80	1,90	0,75
XI	Г-35		Не отбиралась	
XI	Г-37	4,30	3,20	1,00
XI	Э-119	2,80	1,05	1,20
Среднее	n = 13	4,53	2,27	0,96
Июль 1969 г.				
I	Э-83	6,20	2,75	0,70
IV	Э-87	3,90	2,70	0,80
IV, VII	Г-18	4,00	4,0	0,75
VI	Э-105	3,50	2,60	0,60
VI	Г-16	4,40	2,05	0,50
VII	Э-79		Не отбиралась	
VII-IX	Г-49		То же	
VIII	Г-48		"	
VIII	Г-40	2,80	3,10	0,60
VIII	Э-75	3,50	2,50	0,80
VIII-IX	Э-111	4,30	2,25	0,65
IX	Э-110	3,80	3,70	0,70
X	P-152	5,00	3,60	0,55
X	Э-116	3,60	2,55	0,50
XI	Г-30		Не отбиралась	
XI	Г-35		То же	
XI	Г-37	3,80	1,90	0,70
XI	Э-119	2,50	2,20	0,50
Среднее	n = 13	3,94	2,93	0,64
Август 1969 г.				
I	Э-83	6,00	5,10	1,30
IV	Э-87	4,20	4,00	0,90
IV, VII	Г-18	5,35	5,20	1,20
VI	Э-105		Не отбиралась	
VI	Г-16	2,95	2,60	0,60
VI	Э-79	4,60	2,25	0,55
VII-IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	Г-48	4,00	4,05	0,80
VIII	Г-40		Не отбиралась	
VIII	Э-75	6,20	2,30	0,94
VII-IX	Э-111	5,20	2,60	0,55
IX	Э-110	2,95	3,40	0,83

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
Август 1969 г.				
X	P-152	4,60	1,85	—
X	З-116	2,95	3,90	0,53
XI	Г-30		Не отбиралась	
XI	Г-37	3,50	0,96	0,83
XI	З-119	2,20	0,85	0,53
Среднее	n = 13	4,21	2,93	0,74
Сентябрь 1969 г.				
I	З-83	5,60	1,80	0,80
IV	З-87	6,20	2,90	0,65
IV, VII	Г-18		Не отбиралась	
VI	З-105	5,20	2,60	0,52
VI	Г-16		Не отбиралась	
VII	З-79	2,65	5,40	0,83
VII—IX	Г-49	4,90	1,25	0,74
VIII	Г-48	4,96	1,20	1,20
VIII	Г-40		Не отбиралась	
VIII	З-75	5,60	1,85	0,94
VIII—IX	З-111		Не отбиралась	
IX	З-110	3,00	0,95	0,72
X	P-152	4,50	1,30	0,60
X	З-116	3,30	2,80	0,53
XI	Г-30	2,00	2,40	0,80
XI	Г-35		Не отбиралась	
XI	Г-37	4,00	9,50	1,67
XI	З-119	5,24	2,10	0,53
Среднее	n = 13	4,40	2,77	0,80
Октябрь 1969 г.				
I	З-83	4,15	2,0	0,55
IV	З-87	5,15	1,7	0,75
IV, VII	Г-18	3,10	1,8	0,55
VI	З-105	5,50	2,5	0,80
VI	Г-16	5,50	3,8	0,50
VII	З-79	4,00	3,0	0,70
VII—IX	Г-49	4,20	2,0	0,60
VIII	Г-48	3,50	1,8	0,60
VIII	Г-40		Не отбиралась	
VIII	З-75	4,80	1,7	0,97
VIII—IX	З-111	4,20	2,6	0,80
IX	З-110	3,60	2,8	0,60
X	P-152	3,50	1,9	0,70
X	З-116	3,40	2,1	0,40
XI	Г-30	2,60	1,1	0,70
XI	Г-35		Не отбиралась	
XI	Г-37	2,20	1,8	0,80
XI	З-119	2,40	0,7	0,50
Среднее	n = 16	3,92	2,1	0,66

Горизонты	Слажины	Zn	Pb	Cd
Апрель 1970 г.				
I	З-83	0,80	0,80	0,50
IV	З-87	1,20	0,50	0,60
IV, VII	Г-18	1,30	0,70	0,50
VI	З-105	1,75	0,80	0,70
VI	Г-16		Не отбиралась	
VII	З-79	0,90	1,2	0,50
VII, IX	Г-49	1,50	1,80	—
VIII	Г-40	1,80	0,80	0,50
VIII	З-75	2,90	1,20	0,50
VIII—IX	З-111	3,30	0,80	0,60
IX	З-110	5,20	0,50	0,55
X	Р-152	2,00	0,50	0,50
X	З-116	1,90	0,60	0,50
XI	Г-30		Не отбиралась	
XI	Г-35	1,60	0,40	0,50
XI	Г-37	0,80	0,70	—
XI	З-119	1,66	0,40	—
Среднее	n = 15	2,02	0,75	0,54
Май 1970 г.				
I	З-83	2,20	0,60	0,50
IV	З-87	2,50	0,40	0,70
IV, VII	Г-18	2,30	0,70	0,50
VI	З-105	2,60	0,70	0,50
VI	Г-16	2,80	1,20	0,50
VII	З-79	1,50	0,90	—
VII, IX	Г-49	2,10	1,00	—
VIII	Г-48		Не отбиралась	
VIII	Г-40	2,00	0,60	0,50
VIII	З-75	2,20	1,00	0,50
VIII, IX	З-111	2,30	0,80	0,55
IX	З-110		Не отбиралась	
X	Р-152	2,40	0,80	0,70
X	З-116	2,50	0,80	0,50
XI	Г-30		Не отбиралась	
XI	Г-35	1,80	0,40	—
XI	Г-37	1,00	0,70	—
XI	З-119	2,00	0,50	—
Среднее	n = 15	2,15	0,73	0,55
Июнь 1970 г.				
I	З-83	3,8	0,80	—
IV	З-87	2,8	0,50	0,50
IV, VII	Г-18	2,9	0,70	0,50
VI	З-105	5,6	0,60	0,95
VI	Г-16	3,0	0,80	0,50
VII	З-79	5,2	0,20	0,60
VII—IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	Г-48	3,3	0,50	0,60
VIII	Г-40	2,5	0,80	0,80
VIII	З-75	2,9	1,20	0,90
VIII, IX	З-111	3,5	0,80	0,70
IX	З-110	6,2	0,90	0,60

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
И ю н ь 1970 г.				
IX	P-152	3,8	0,80	0,60
X	З-116	3,6	1,10	0,70
XI	Г-30	2,8	0,80	0,60
XI	Г-35		Не отбиралась	
XI	Г-37	4,1	0,90	0,60
XI	З-119	1,7	0,60	0,50
Среднее	n = 16	3,6	0,78	0,70
И ю л ь 1970 г.				
I	З-83	4,2	0,60	0,60
IV	З-87	4,0	0,80	0,70
IV, VII	Г-18	2,9	0,50	0,60
VI	З-105	4,1	0,75	0,95
VI	Г-16	3,5	0,70	0,70
VII	З-79	6,0	0,90	0,60
VII-IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	Г-48		То же	
VIII	Г-40	3,9	0,90	0,80
VIII	З-75	6,0	0,95	0,90
VIII, IX	З-111		Не отбиралась	
IX	З-110	6,4	1,70	1,0
IX	P-152	4,4	0,65	0,60
X	З-116	5,6	1,40	0,70
XI	Г-30	2,9	0,50	0,60
XI	Г-35	2,0	0,60	0,50
XI	Г-37	3,2	1,00	0,60
XI	З-119	2,0	0,58	0,40
Среднее	n = 15	4,1	0,80	0,68
А в г у с т 1970 г.				
I	З-83	4,5	0,60	0,60
IV	З-87	3,8	<0,40	0,80
IV, VII	Г-18		Не отбиралась	
VI	З-105	4,5	0,57	0,80
VI	Г-16		Не отбиралась	
VII	З-79	6,2	0,65	0,80
VIII, IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	Г-48		То же	
VIII	Г-40	3,9	0,66	0,80
VIII	З-75	6,2	0,50	1,00
VIII, IX	З-111	6,5	0,85	0,80
IX	З-110	5,8	1,20	0,70
IX	P-152	4,5	0,85	0,55
X	З-116	5,0	0,48	0,80
XI	Г-30	8,6	0,72	0,55
XI	Г-35		Не отбиралась	
XI	Г-37	3,0	0,50	0,65
XI	З-119	2,5	<0,25	0,45
Среднее	n = 13	4,5	0,63	0,72

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
Сентябрь 1970 г.				
I	З-83	4,1	0,60	0,60
IV	З-87	3,1	0,80	0,70
IV, VII	Г-18	2,5	0,40	0,70
VI	З-105	3,0	0,70	0,60
VI	Г-16		Не отбиралась	
VII	З-79	3,8	0,70	0,50
VIII, IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	Г-48		То же	
VIII	Г-40	4,0	0,90	0,60
VIII	З-75	5,1	0,80	0,50
VIII, IX	З-111	5,5	0,50	0,70
IX	З-110	3,8	0,70	0,70
IX	Р-152	3,5	0,40	0,60
X	З-116	3,7	0,80	0,55
XI	Г-30	2,5	0,50	0,55
XI	Г-35		Не отбиралась	
XI	Г-37	3,0	0,80	0,62
XI	З-119	2,2	0,30	0,30
Среднее	$n = 14$	3,56	0,62	0,59
Октябрь 1970 г.				
I	З-83	3,7	0,70	0,55
IV	З-87	2,9	0,80	0,80
IV, VII	Г-18	2,3	0,70	0,70
VI	З-105	3,1	0,60	0,80
VI	Г-16		Не отбиралась	
VII	З-79	3,5	0,90	0,70
VII, IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	Г-48	4,0	0,40	0,60
VIII	Г-40	3,6	0,50	0,55
VIII	З-75	5,2	1,1	0,60
VIII, IX	З-111	5,0	1,00	0,70
IX	З-110	3,5	0,50	0,85
IX	Р-152	4,2	0,70	0,65
X	З-116	4,0	0,90	0,70
XI	Г-30	2,5	0,30	0,32
XI	Г-35		Не отбиралась	
XI	Г-37	3,2	0,50	0,60
XI	З-119	2,0	0,40	0,50
Среднее	$n = 15$	3,5	0,67	0,64
Ноябрь 1970 г.				
I	З-83	3,0	0,50	0,80
IV	З-87	2,5	0,70	0,90
IV, VII	Г-18		Не отбиралась	
VI	З-105	3,2	0,50	0,70
VI	Г-16	3,5	0,70	0,60
VII	З-79	3,0	0,70	0,55
VII-IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	Г-48	4,2	0,40	0,70
VIII	Г-40	2,7	0,80	0,55
VIII	З-75	5,2	0,50	0,80
VIII, IX	З-111	4,0	0,90	0,90

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
Н о я б р ь 1970 г.				
IX	З-110	3,2	0,70	—
IX	P-152	3,6	0,50	0,66
X	З-116	4,5	0,70	0,85
XI	Г-30	2,2	0,30	0,60
XI	Г-35		Не отбиралась	
XI	Г-37	3,0	0,30	0,55
XI	З-119	2,2	0,20	≤0,50
Среднее	n = 15	3,4	0,56	0,68
И ю н ь 1974 г.				
I	З-83	5,00	1,20	0,25
IV	З-87	3,50	2,80	0,75
IV, VII	Г-18	5,50	6,20	0,45
VI	З-105		Не отбиралась	
VI	Г-16	5,00	1,25	0,60
VII	З-79	5,00	2,00	0,90
VII-IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	Г-48	4,00	1,25	0,80
VIII	Г-40	3,50	0,90	0,20
VIII	З-75	4,60	1,25	0,80
VIII, IX	З-111	3,60	2,00	1,00
IX	З-110	4,20	1,50	0,75
X	P-152	2,00	1,10	0,75
XI	З-116	4,40	0,75	0,37
XI	Г-30		Не отбиралась	
XI	Г-35	2,50	2,50	0,05
XI	Г-37	1,60	1,25	0,20
XI	З-119	0,70	0,35	0,15
Среднее	n = 15	3,67	1,77	0,53
И ю л ь 1974 г.				
I	З-83	5,60	1,50	0,20
IV	З-87	3,00	0,80	0,05
IV, VII	Г-18	5,00	4,00	0,40
VI	З-105	4,40	1,50	0,20
VII	Г-16	5,00	0,60	1,00
VII	З-79	5,00	0,20	0,35
VII-IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	Г-48	4,50	1,40	0,80
VIII	Г-40	4,00	0,90	0,20
VIII	З-75	5,40	5,00	0,80
VIII, IX	З-111	4,40	4,00	0,16
IX	З-110	4,40	0,38	0,45
X	P-152	4,40	0,75	0,37
XI	З-116	4,20	1,50	0,80
XI	Г-30		Не отбиралась	
XI	Г-35		То же	
XI	Г-37		"	
XI	З-119	0,60	0,50	0,20
Среднее	n = 14	4,13	1,57	0,41

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
Август 1974 г.				
I	Э-83	5,60	1,50	0,20
IV	Э-87	4,20	0,75	0,85
IV, VII	Г-18		Не отбиралась	
VI	Э-105	4,00	1,20	0,30
VI	Г-16	3,80	0,60	1,00
VI-IX	Р-164	2,00	0,50	0,29
VII	Э-79	4,60	4,00	0,85
VII-IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	Г-48		То же	
VIII	Г-40	4,60	0,40	0,16
VIII	Э-75	5,00	1,55	1,00
VIII, IX	Э-111	4,40	1,55	0,80
IX	Э-110	6,60	0,50	1,40
X	Р-152	2,20	0,60	0,85
XI	Э-116	4,40	1,00	0,70
XI	Г-30		Не отбиралась	
XI	Г-35		То же	
XI	Г-37	2,50	0,75	1,00
XI	Э-119	0,50	0,40	0,16
Среднее	n = 14	3,90	1,02	0,68
Сентябрь 1974 г.				
I	Э-83	1,35	0,45	0,06
IV	Э-87	2,25	0,75	0,20
IV-VII	Г-18		Не отбиралась	
VI	Э-105	2,65	1,10	0,35
VI	Г-16	4,60	1,00	0,12
VII-IX	Г-49		Не отбиралась	
VII	Э-79	4,10	1,10	0,82
VIII	Г-48		Не отбиралась	
VIII	Г-40	2,75	1,35	0,25
VIII	Э-75	4,20	2,10	0,42
VIII, IX	Э-111	3,90	1,25	0,75
IX	Э-110	3,80	0,92	0,60
IX	Р-152	3,60	1,50	0,60
XI	Э-116	3,90	0,73	0,75
XI	Г-30	1,35	0,95	0,25
XI	Г-35		Не отбиралась	
XI	Г-37	3,00	0,75	0,75
XI	Э-119	0,50	0,50	0,25
Среднее	n = 14	3,00	1,03	0,37
Октябрь 1974 г.				
I	Э-83	2,00	0,60	0,20
IV	Э-87	2,50	1,00	0,30
VI	Г-16	4,80	1,10	0,60
VI	Э-105	2,50	1,20	0,30
VI-IX	Р-164		Не отбиралась	
VII	Э-104	2,50	1,50	0,40
VII	Э-79	5,30	1,00	0,80
VII-IX	Г-49	3,50	0,60	0,40
VIII	Э-75		Не отбиралась	

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
Октябрь 1974 г.				
VIII, IX	З-111	4,00	1,30	0,85
VIII	Г-40		Не отбиралась	
VIII	Г-48	3,50	1,40	0,40
IX	З-110	3,80	0,90	0,60
IX	Р-152		Не отбиралась	
X	З-116	4,50	0,80	0,40
XI	Г-37	3,50	0,90	0,50
XI	Г-30	1,80	0,80	0,30
XI	З-119	0,70	0,40	0,10
Среднее	n = 14	3,20	0,96	0,44
Ноябрь 1974 г.				
I	З-83	2,50	1,50	0,30
IV	З-87	3,00	1,80	0,40
VI	Г-16	5,00	2,00	0,30
VI	З-105	3,00	1,50	0,40
VI-IX	Р-164		Не отбиралась	
VII	З-104		То же	
VII	З-79	5,00	0,90	0,25
VII-IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	З-75		То же	
VIII, IX	З-111	4,60	1,20	0,50
VIII	Г-40		Не отбиралась	
VIII	Г-48	6,00	1,50	0,50
IX	З-110	4,60	1,10	0,50
IX	Р-152	5,20	1,50	0,40
X	З-116	4,60	0,70	0,25
XI	Г-37	3,20	1,00	0,25
XI	Г-30		Не отбиралась	
XI	З-119	0,50	0,40	0,16
Среднее	n = 12	3,93	1,26	0,35
Декабрь 1974 г.				
I	З-83	2,10	0,90	0,06
IV	З-87	2,90	1,50	0,28
IV, VII	Г-18	3,80	2,00	0,28
VI	Г-16	3,50	15,00	0,70
VI	З-105	3,00	1,25	0,50
VI-IX	Р-164	1,50	1,80	0,24
VII	З-104	3,00	1,10	0,20
VII	З-79	4,40	0,80	0,14
VII-IX	Г-49	4,00	0,50	0,30
VIII	Г-48	4,00	2,00	0,26
VIII	Г-40	3,50	1,80	0,20
VIII	З-75	—	—	—
VIII, IX	З-111	3,00	5,60	0,65
IX	З-110	3,00	2,20	0,10
IX	Р-152	3,00	1,50	0,40
X	З-116	3,00	1,50	0,20
XI	Г-30	1,50	1,25	0,26
XI	Г-37	2,30	1,25	0,26
XI	З-119	0,60	5,00	0,28
Среднее	n = 18	2,90	2,60	0,30

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
Январь 1975 г.				
I	З-83	1,83	0,58	0,12
IV	З-87	2,53	1,50	0,28
IV, VII	Г-18	3,80	2,73	0,37
VI	Г-16	3,77	11,33	0,52
VI	З-105	2,50	2,32	0,28
VI-IX	P-164	1,70	1,57	0,21
VII	З-104	2,90	1,07	0,32
VII	З-79	3,60	6,37	0,33
VII-IX	Г-49	3,50	1,23	0,36
VIII	Г-48	3,47	1,77	0,36
VIII	Г-40	2,93	2,00	0,29
VIII	З-75	—	—	—
VIII-IX	З-111	3,40	2,95	0,40
IX	З-110	3,00	2,43	0,37
IX	P-152	3,27	0,92	0,36
X	З-116	—	—	—
XI	Г-30	2,47	0,72	0,17
XI	Г-35	2,10	1,35	0,40
XI	Г-37	2,30	3,47	0,28
XI	З-119	1,57	0,58	0,17
Среднее	n = 18	2,80	2,50	0,30
Февраль 1975 г.				
I	З-83	2,20	0,80	0,09
IV	З-87	3,00	2,15	0,23
IV, VII	Г-18	5,00	1,60	0,30
VI	З-105	3,33	0,82	0,39
VI	Г-16	4,47	20,00	0,67
VI-IX	P-164	2,10	0,98	0,15
VII	З-104	3,73	0,56	0,21
VII	З-79	4,40	1,57	0,20
VII-IX	Г-49	5,00	0,80	0,16
VIII	Г-48	4,80	2,10	0,27
VIII	Г-40	4,20	2,73	0,24
VIII	З-75	4,60	3,80	0,40
VIII-IX	З-111	3,97	6,50	0,31
IX	З-110	4,46	1,87	0,34
X	P-152	3,20	1,35	0,30
XI	З-116	—	—	—
XI	Г-30	2,00	1,17	0,13
XI	Г-35	2,57	2,50	0,21
XI	Г-37	2,30	1,60	0,34
XI	З-119	0,51	0,38	0,14
Среднее	n = 19	3,46	2,80	0,27
Март 1975 г.				
I	З-83	2,20	0,80	0,16
IV	З-87	3,85	1,40	0,22
IV, VII	Г-18	5,10	0,68	0,28
VI	З-105	3,25	0,44	0,35
VI	Г-16	4,25	5,90	0,40
VI-IX	P-164	—	—	—
VII	З-104	3,00	0,90	0,32

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
М а р т 1975 г.				
VII	Э-79	4,30	0,35	0,21
VII-IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	Г-48	4,20	0,70	0,50
VIII	Г-40	3,00	1,80	0,40
VIII	Э-75	4,70	2,80	0,37
VIII-IX	Э-111	4,40	1,72	0,45
IX	Э-110	4,50	2,20	0,32
X	P-152	2,90	0,88	0,28
XI	Э-116	—	—	—
XI	Г-30	1,95	0,82	0,30
XI	Г-35	2,65	0,65	0,28
XI	Г-37	2,20	0,97	0,32
XI	Э-119	0,58	0,18	0,07
Среднее	n = 17	3,35	1,36	0,31
А п р е л ь 1975 г.				
I	Э-83	3,20	0,27	0,07
IV	Э-87	4,30	1,48	0,22
IV-VII	Г-18	4,67	2,93	0,32
VI	Э-105	3,47	17,83	0,26
VI	Г-16	4,50	2,20	0,35
VI-VII	Э-104		Не отбиралась	
VII	Э-79	4,00	2,32	0,18
VII-IX	Г-49	4,60	2,50	0,50
VIII	Г-48	4,70	10,50	0,41
VIII	Г-40	3,70	3,20	0,04
VIII	Э-75	4,67	2,02	0,35
VIII-IX	Э-111	3,85	3,15	0,30
IX	Э-110	3,83	3,33	0,32
X	P-152	2,73	2,17	0,17
XI	Э-116		Не отбиралась	
XI	Г-30	2,07	1,93	0,14
XI	Г-35	2,67	1,05	0,18
XI	Г-37	2,18	1,53	0,27
XI	Э-119	0,75	0,28	0,12
XI				
Среднее	n = 17	3,52	3,45	0,25
М а й 1975 г.				
I	Э-83	2,15	4,98	0,18
IV	Э-87	2,63	1,62	0,26
IV, VII	Г-18	4,40	11,68	0,52
VI	Э-105	2,53	0,83	0,25
VI	Г-16	3,80	5,15	0,28
VI-IX	P-164		Не отбиралась	
VII	Э-79	3,80	0,62	0,27
VII	Э-104		Не отбиралась	
VII-IX	Г-49	3,87	10,70	0,41
VIII	Г-48	3,67	22,25	0,48
VIII	Г-40		Не отбиралась	
VIII	Э-75	3,60	0,75	0,46
VIII-IX	Э-111	3,40	2,83	0,47

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
М а й 1975 г				
IX	Э-110	3,10	0,81	0,45
X	P-152	2,50	1,13	0,33
XI	Э-116		Не отбиралась	
XI	Г-30	1,60	1,07	0,16
XI	Г-35	2,33	0,68	0,23
XI	Г-37	1,73	0,82	0,31
XI	Э-119	0,57	0,57	0,09
Среднее	n = 16	2,79	4,16	0,32
И ю н ь 1975 г.				
I	Э-83	2,40	0,35	0,07
IV	Э-87	3,50	2,30	0,22
IV, VII	Г-18	4,70	9,00	0,50
VI	Э-105	3,10	0,95	0,17
VI	Г-16	4,10	2,15	0,34
VII	Э-79	3,45	1,00	0,32
VII	Э-104		Не отбиралась	
VII-IX	Г-49	4,10	6,75	0,20
VIII	Г-48	3,90	1,90	0,22
VIII	Г-40		Не отбиралась	
VIII	Э-75	3,50	0,20	0,42
VIII-IX	Э-111	3,20	1,50	0,38
IX	Э-110	3,70	1,25	0,41
X	P-152	3,10	2,00	0,27
XI	Э-116		Не отбиралась	
XI	Г-30	1,80	1,65	0,16
XI	Г-35	2,80	0,70	0,30
XI	Г-37	2,40	1,20	0,32
XI	Э-119	0,61	0,20	0,04
Среднее	n = 16	3,15	2,07	0,27
И ю л ь 1975 г.				
I	Э-83	2,00	0,50	0,10
IV	Э-87	4,10	1,30	0,38
IV-VII	Г-18	5,10	1,40	0,66
VI	Э-105	5,75	0,80	0,30
VI	Г-16	5,28	1,20	0,52
VII	Э-79	4,80	1,85	0,32
VII-IX	Г-49	5,00	2,50	0,25
VIII	Г-48	5,00	2,25	0,24
VIII	Г-40	4,00	1,10	0,50
VIII	Э-75	4,30	4,75	0,50
VIII-IX	Э-111	3,85	1,60	0,45
IX	Э-110	4,30	0,40	0,84
X	P-152	3,20	3,35	0,31
XI	Г-30	2,05	0,50	0,18
XI	Г-35	3,00	0,22	0,18
XI	Г-37	2,40	3,65	0,55
XI	Э-116		Не отбиралась	
XI	Э-119	0,62	0,18	0,04
Среднее	n = 17	3,81	1,62	0,37

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
Август 1975 г.				
I	З-83	1,90	0,52	0,15
IV	З-87	3,45	1,13	0,30
IV-IX	Г-18	4,45	1,40	0,40
VI	Г-16	4,30	2,00	0,35
VII	З-79	3,90	1,20	0,30
VII-IX	Г-49	4,30	4,20	0,40
VIII	Г-48	3,80	2,00	0,44
VIII	Г-40		Не отбиралась	
VIII	З-75	3,80	6,20	0,32
VIII-IX	З-111	3,20	1,50	0,40
IX	З-110	3,40	0,85	0,37
X	P-152	2,50	1,60	0,40
XI	З-116		Не отбиралась	
X	Э		То же	
XI	Г-30	1,85	1,05	0,25
XI	Г-35	2,50	0,35	0,26
XI	Г-37	2,95	2,25	0,33
XI	З-119	0,48	0,15	0,13
Среднее	n = 15	3,12	1,76	0,32
Сентябрь 1975 г.				
I	З-83	2,90	0,90	0,10
IV	З-87	3,80	0,95	0,26
IV-VII	Г-18	4,93	0,83	0,48
VI	З-105		Не отбиралась	
VI	Г-16	5,53	0,82	0,40
VII	З-79	5,07	2,10	0,31
VII-IX	Г-49	4,80	1,60	0,30
VIII	Г-48	4,50	1,30	0,35
VIII	Г-40	4,25	0,95	0,33
VIII	З-75	3,27	0,73	0,23
VIII-IX	З-111	3,75	6,24	0,51
IX	З-110	4,50	0,70	0,36
X	P-152	3,40	0,90	0,30
XI	З-116		Не отбиралась	
XI	Г-30	2,35	1,32	0,20
XI	Г-35	3,20	0,60	0,33
XI	Г-37	2,87	1,27	0,32
XI	З-119	0,75	0,12	0,09
Среднее	n = 16	3,74	1,33	0,31
Октябрь 1975 г.				
I	З-83	2,90	0,60	0,22
IV	З-87	3,80	0,97	0,26
IV-VII	Г-18	3,35	7,80	0,58
VI	З-105	5,00	1,17	0,27
VI	Г-16	4,50	0,45	0,37
VI-IX	P-164		Не отбиралась	
VII	З-79	3,80	1,10	0,33
VII-IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	Г-48		То же	
VIII	Г-40	3,80	1,35	0,28
VIII	З-75	3,00	0,95	0,47

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
О к т я б р ь 1975 г.				
VIII-IX	З-111	4,25	1,67	0,46
IX	З-110	5,50	0,87	0,42
X	P-152	4,00	0,58	0,32
XI	З-116	4,25	1,50	0,42
XI	Г-30	2,80	0,97	0,15
XI	Г-35	3,00	0,40	0,35
XI	Г-37	3,00	1,40	0,28
XI	З-119	—	0,13	0,18
Среднее	n = 15; 16	3,80	1,37	0,34
Д е к а б р ь 1975 г.				
I	З-83		Не отбиралась	
IV	З-87	4,50	0,42	0,25
IV-VII	Г-18	5,25	4,30	0,55
VI	З-105		Не отбиралась	
VI	Г-16	5,40	5,10	0,45
VII	З-79	4,00	1,85	0,45
VII-IX	Г-49	5,05	13,75	0,75
VIII	Г-48		Не отбиралась	
VIII	Г-40	—	1,50	0,25
VIII	З-75	3,00	0,86	0,50
VIII-IX	З-111	—	0,70	0,60
IX	З-110	—	1,10	0,42
X	P-152		Не отбиралась	
XI	З-116	4,00	0,78	0,60
XI	P-30		Не отбиралась	
XI	Г-35	—	0,49	0,22
XI	Г-37	—	0,75	0,25
XI	З-119	—	0,27	0,14
Среднее	n = 7; 13	4,46	2,45	0,42
Я н в а р ь 1976 г.				
I	З-83	6,50	3,75	0,30
IV	З-87	4,85	1,00	0,40
IV, VII	Г-18	—	0,60	0,67
VI	З-105	3,70	1,30	0,42
VI	Г-16	3,00	0,57	0,65
VII	З-79	3,50	0,67	0,42
VII-IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	Г-48	3,00	0,70	0,60
VIII	Г-40	3,50	2,00	0,75
VIII	З-75	—	0,42	0,42
VIII-IX	З-111	4,00	2,75	0,52
IX	З-110	—	0,83	0,57
IX	P-152	3,25	1,15	0,52
X	З-116	—	1,02	0,47
XI	Г-30	—	0,58	0,38
XI	Г-35	5,60	8,20	0,45
XI	Г-37	3,00	1,32	0,43
XI	З-119	0,60	0,20	0,16
Среднее	n = 12; 17	3,71	1,59	0,48

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
Февраль 1976 г.				
I	З-83	—	0,70	0,15
IV	З-87	—	—	—
IV, VII	Г-18	4,50	8,00	0,55
VI	З-105	—	0,45	0,40
VI	Г-16	—	0,60	0,60
VII	З-79	—	—	—
VII—IX	Г-49	—	0,80	0,60
VIII	Г-48	—	0,90	0,55
VIII	Г-40	—	Не отбиралась	—
VIII	З-75	2,80	1,80	0,45
VIII—IX	З-111	—	0,90	0,55
IX	З-110	—	0,65	0,65
X	P-152	3,00	1,40	0,35
X	З-116	—	0,60	0,55
XI	Г-30	—	1,40	0,35
XI	Г-35	—	0,25	0,35
XI	Г-37	—	0,80	0,50
XI	З-119	—	0,34	0,22
Среднее	n = 3; 15	3,43	1,31	0,45
Март 1976 г.				
I	З-83	—	1,82	0,18
IV	З-87	4,60	1,70	0,52
IV, VII	Г-18	4,70	3,30	0,60
VI	З-105	—	0,40	0,30
VI	Г-16	5,50	1,85	0,47
VII	З-79	—	Не отбиралась	—
VII—IX	Г-49	4,50	0,90	0,52
VIII	Г-48	—	Не отбиралась	—
VIII	Г-40	—	0,50	0,35
VIII	З-75	3,50	1,72	0,42
VIII—IX	З-111	4,50	2,60	0,52
IX	З-110	—	Не отбиралась	—
IX	P-152	5,00	2,20	0,42
X	З-116	—	2,60	0,65
XI	Г-30	—	0,55	0,20
XI	Г-35	—	0,10	0,20
XI	Г-37	—	0,37	0,50
XI	З-119	—	0,23	0,20
Среднее	n = 7; 15	4,61	1,40	0,40
Апрель 1976 г.				
I	З-83	3,75	2,27	0,23
IV	З-87	4,60	3,80	0,48
IV—VII	Г-18	5,00	5,37	0,68
VI	З-105	5,00	3,27	0,58
VI	Г-16	5,40	3,10	0,65
VII	З-79	—	Не отбиралась	—
VII—IX	Г-49	4,70	4,10	0,55
VIII	Г-48	4,60	6,50	0,75
VIII	Г-40	5,20	4,00	0,52
VIII	З-75	—	1,40	0,60
VIII, IX	З-111	4,80	2,40	0,65

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
Апрель 1976 г.				
IX	Э-110		Не отбиралась	
IX	P-152	4,00	6,35	0,52
X	Э-116	4,40	2,47	0,58
XI	Г-30	3,50	1,93	0,36
XI	Г-35	3,50	1,80	0,23
XI	Г-37	—	1,50	0,53
XI	Э-119	—	1,10	0,20
Среднее	n = 13; 16	4,50	3,21	0,51
Май 1976 г.				
I	Э-83	2,50	0,35	0,27
IV	Э-87	4,60	0,80	0,40
IV-VII	Г-18	6,00	0,70	0,60
VI	Э-105	4,40	0,60	0,25
VI	Г-16	3,75	0,40	0,43
VII	Э-79		Не отбиралась	
VII-IX	Г-49	4,00	1,10	0,55
VIII	Г-48		Не отбиралась	
VIII	Г-40	4,20	0,50	0,45
VIII	Э-75	4,00	0,80	0,40
VIII-IX	Э-111	3,40	1,75	0,48
IX	Э-110	3,90	1,60	0,45
IX	P-152	3,40	0,67	0,50
X	Э-116	4,20	0,50	0,40
XI	Г-30	2,20	0,50	0,25
XI	Г-35	3,60	0,30	0,40
XI	Г-37	2,20	0,80	0,30
XI	Э-119	—	0,15	0,15
Среднее	n = 15; 16	3,76	0,72	0,42
Июнь 1976 г.				
I	Э-83	4,00	0,70	0,22
IV	Э-87	6,00	1,10	0,50
IV-VII	Г-18	7,00	0,65	0,86
VI	Э-105	6,00	0,85	0,65
VI	Г-16	6,00	0,55	0,75
VII	Э-79	5,60	2,20	0,27
VII-IX	Г-49	5,00	1,10	0,60
VIII	Г-48		Не отбиралась	
VIII	Г-40	6,00	1,30	0,47
VIII	Э-75	6,00	3,20	0,47
VIII-IX	Э-111	6,00	1,55	0,77
IX	Э-110	6,00	1,30	0,65
IX	P-152	4,00	2,40	0,45
X	Э-116	5,00	0,40	0,60
XI	Г-30	2,80	0,70	0,30
XI	Г-35	4,00	2,60	0,35
XI	Г-37	2,00	0,75	0,40
XI	Э-119	1,00	0,25	0,20
Среднее	n = 17	5,44	1,27	0,50

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
Июль 1976 г.				
I	З-83	4,00	0,78	0,20
IV	З-87	4,80	5,50	0,45
IV-VII	Г-18	8,00	0,90	0,50
VI	З-105	5,00	1,50	0,50
VI	Г-16		Не отбиралась	
VII	З-79	5,60	1,30	0,40
VII-IX	Г-49	5,60	1,70	0,50
VIII	Г-48		Не отбиралась	
VIII	Г-40	5,60	0,70	0,50
VIII	З-75	6,00	2,47	0,48
VIII, IX	З-111	5,70	2,07	0,50
IX	З-110	4,80	1,70	0,50
IX	P-152	3,80	1,25	0,45
X	З-116	5,60	0,30	0,50
XI	Г-30	2,60	0,80	0,25
XI	Г-35	3,60	0,30	0,40
XI	Г-37	2,30	0,70	0,50
XI	З-119	0,66	0,20	0,20
Среднее	n = 16	4,60	1,38	0,43
Август 1976 г.				
I	З-83	2,80	1,05	0,23
IV	З-87	4,90	5,05	0,53
IV, VII	Г-18		Не отбиралась	
VI	З-105	5,40	3,40	0,60
VI	Г-16	6,10	5,30	0,40
VII	З-79	5,20	2,10	0,46
VII-IX	Г-49	4,90	3,10	0,60
VIII	Г-48	7,00	5,00	0,70
VIII	Г-40	4,40	0,75	0,30
VIII	З-75	5,70	3,20	0,70
VIII, IX	З-111	4,70	2,20	0,47
IX	З-110	5,60	2,40	0,58
IX	P-152	4,60	1,60	0,55
X	З-116	5,60	1,90	0,60
XI	Г-30	2,90	0,85	0,35
XI	Г-35	3,50	1,30	0,45
XI	Г-37	2,40	1,30	0,48
XI	З-119	0,60	0,40	0,23
Среднее	n = 17	4,50	2,40	0,48
Сентябрь 1976 г.				
I	З-83	3,00	1,35	0,25
IV	З-87	5,00	1,45	0,50
IV-VII	Г-18		Не отбиралась	
VI	З-105	5,00	1,90	0,50
VI	Г-16	6,00	2,20	0,55
VII	З-79	5,60	2,00	0,30
VII-IX	Г-49	6,40	2,50	0,65
VIII	Г-48		Не отбиралась	
VIII	Г-40	4,40	1,75	0,45
VIII	З-75		Не отбиралась	
VIII-IX	З-111	5,60	2,40	0,75
IX	З-110	5,60	2,10	0,55

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
Сентябрь 1976 г.				
IX	P-152	4,00	1,90	0,40
X	З-116	5,60	1,50	0,50
XI	Г-30	5,40	0,85	0,20
XI	Г-35	4,00	1,50	0,40
XI	Г-37	—	1,80	0,60
XI	З-119	7,00	0,20	0,20
Среднее	n = 14	5,18	1,69	0,45
Октябрь 1976 г.				
I	З-83	3,50	1,50	0,40
IV	З-87	4,50	2,70	0,75
IV-VII	Г-18	6,20	5,20	0,60
VI	З-105	4,50	3,50	0,50
VI	Г-16	5,20	2,80	0,50
VII	З-79	4,90	4,50	0,60
VII-IX	Г-49	5,20	6,00	0,75
VIII	Г-48		Не отбиралась	
VIII	Г-40	3,50	1,70	0,25
VIII	З-75	5,50	3,90	0,40
VIII, IX	З-111	6,00	3,80	0,80
IX	З-110	5,70	3,50	0,60
IX	P-152	4,50	2,90	0,40
X	З-116	6,50	4,70	0,48
XI	Г-30	3,80	1,70	0,25
XI	Г-35		Не отбиралась	
XI	З-119		"	
Среднее	n = 14	4,96	3,46	0,52
Ноябрь 1976 г.				
I	З-83	4,50	2,50	0,45
IV	З-87	8,00	3,40	0,60
IV, VII	Г-18	6,50	8,50	0,75
VI	З-105	4,50	4,80	0,65
VI	Г-16	5,50	3,20	0,60
VII	З-79	6,50	4,25	0,55
VII-IX	Г-49	5,50	7,00	0,70
VIII	Г-48		Не отбиралась	
VIII	Г-40	4,80	2,80	0,45
VIII	З-75	7,00	4,80	0,40
VIII, IX	З-111	6,50	4,60	0,65
IX	З-110	6,25	4,25	0,50
IX	P-152	4,00	3,60	0,35
X	З-116	6,00	5,20	0,75
XI	Г-30		Не отбиралась	
XI	Г-35	4,50	2,00	0,50
XI	З-119		Не отбиралась	
Среднее	n = 14	5,72	4,35	0,57
Январь 1977 г.				
I	З-83	5,10	3,10	0,35
IV	З-87	3,55	7,35	0,60
IV, VII	Г-18	5,30	7,50	0,65
VI	З-105	3,45	3,90	0,55
VI	Г-16	5,10	7,70	0,75

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
Январь 1977 г.				
VII	З-79		Не отбиралась	
VII, IX	Г-49	5,10	8,70	0,80
VIII	Г-48	6,00	9,00	0,80
VIII	Г-40		Не отбиралась	
VIII	З-75		То же	
VIII-IX	З-111	3,00	3,70	0,65
IX	З-110	5,30	5,10	0,65
IX	P-152	4,40	3,60	0,65
X	З-116	5,50	4,20	0,70
XI	Г-30	3,20	3,80	0,55
XI	Г-35	3,60	3,30	0,60
XI	Г-37	2,60	2,60	0,65
XI	З-119	0,65	2,85	0,30
Среднее	n = 15	4,12	5,09	0,62
Февраль 1977 г.				
I	З-83	2,90	2,60	0,30
IV	З-87	—	2,70	0,60
IV, VII	Г-18	5,95	6,70	0,70
VI	З-105	3,80	3,35	0,60
VI	Г-16	6,15	6,20	0,65
VII	З-79	5,00	4,40	0,70
VII, IX	Г-49	4,90	11,50	0,80
VIII	Г-48	5,50	9,00	0,80
VIII	Г-40	4,60	3,30	0,60
VIII	З-75		Не отбиралась	
VIII, IX	З-111	4,60	3,20	0,60
IX	З-110	5,30	4,00	0,60
IX	P-152	3,60	3,80	0,70
X	З-116	5,80	4,80	0,70
XI	Г-30	2,60	2,90	0,45
XI	Г-35	—	2,80	0,55
XI	Г-37	2,60	2,90	0,70
XI	З-119	2,60	1,25	0,40
Среднее	n = 15; 17	4,40	4,44	0,61
Март 1977 г.				
I	З-83	3,20	2,10	0,28
IV	З-87	4,40	3,90	0,55
IV, VII	Г-18	5,55	13,85	0,67
VI	З-105	—	2,60	0,65
VI	Г-16	6,45	5,90	0,70
VII	З-79	4,80	2,75	0,55
VII, IX	Г-49	6,15	6,50	0,75
VIII	Г-48		Не отбиралась	
VIII	Г-40	4,60	3,30	0,60
VIII	З-75		Не отбиралась	
VIII, IX	З-111		То же	
IX	З-110	4,90	3,00	0,63
IX	P-152	3,60	3,50	0,58
X	З-116	4,40	2,80	0,68
XI	Г-30	2,60	2,15	0,35
XI	Г-35	3,20	1,85	0,53
XI	Г-37	3,60	1,60	0,08
XI	З-119	0,65	1,65	0,34
Среднее	n = 14; 15	4,15	3,83	0,53

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
Апрель 1977 г.				
I	З-83	4,00	1,20	0,28
IV	З-87	3,00	3,60	0,62
IV, VII	Г-18	5,00	1,55	0,50
VI	З-105	—	0,75	0,43
VI	Г-16	4,90	2,47	0,57
VII	З-79	—	1,25	0,42
VII, IX	Г-49	5,75	6,05	0,50
VIII	Г-48		Не отбиралась	
VIII	Г-40	4,60	0,60	0,40
VIII	З-75		Не отбиралась	
VIII, IX	З-111	4,00	2,30	0,62
XI	З-110	4,00	1,80	0,50
IX	Р-152	3,00	1,20	0,45
X	З-116	4,80	0,62	0,58
XI	Г-30	2,40	0,68	0,25
XI	Г-35	—	0,30	0,40
XI	Г-37		Не отбиралась	
XI	З-119	1,00	0,12	0,10
Среднее	n = 12; 15	3,87	1,63	0,44
Май 1977 г.				
I	З-83	3,60	1,93	0,35
IV	З-87	4,10	3,20	0,80
IV—VII	Г-18	6,20	7,00	0,75
VI	З-105	4,00	3,15	0,67
VI	Г-16	5,60	9,85	0,83
VII	З-79	4,50	3,73	0,75
VII, IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	Г-48	—	2,80	0,85
VIII	Г-40	—	3,20	0,65
VIII	З-75		Не отбиралась	
VIII, IX	З-111	4,90	4,70	0,78
IX	З-110	4,25	4,40	0,75
IX	Р-152	3,65	3,35	0,55
X	З-116	4,15	2,90	0,82
XI	Г-30	3,00	2,30	0,55
XI	Г-35	4,00	2,95	0,65
XI	Г-37		Не отбиралась	
XI	З-119	0,80	1,35	0,28
Среднее	n = 13, 15	4,06	3,79	0,67
Июнь 1977 г.				
I	З-83	3,40	2,35	0,28
IV	З-87	4,70	3,90	0,78
IV—VII	Г-18	5,55	4,67	1,05
VI	З-105	4,20	2,47	0,65
VI	Г-16	4,50	6,50	0,80
VII	З-79	4,70	3,40	0,65
VII, IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	Г-48	5,55	6,75	0,72
VIII	Г-40	4,50	3,60	0,70
VIII	З-75		Не отбиралась	
VIII, IX	З-111	4,95	4,75	0,80

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
И ю н ь 1977 г.				
IX	З-110	5,00	5,00	0,65
IX	P-152	3,70	2,73	0,45
X	З-116	5,20	3,20	0,83
XI	Г-30	3,20	3,15	0,58
XI	Г-35	3,20	2,67	0,70
XI	Г-37		Не отбиралась	
XI	З-119	0,70	1,30	0,28
Среднее	n = 15	4,20	3,76	0,66
И ю л ь 1977 г.				
I	З-83	3,20	2,55	0,24
IV	З-87	4,70	3,30	0,55
IV-VII	Г-18	5,90	5,10	0,65
VI	З-105	4,40	2,10	0,60
VI	Г-16	6,60	2,50	0,50
VIII	З-79	5,00	9,20	0,50
VII-IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	Г-48	5,00	1,30	0,50
VIII	Г-40	—	3,60	0,70
VIII	З-75		Не отбиралась	
VIII-IX	З-111	4,75	7,80	0,70
IX	З-110		Не отбиралась	
IX	P-152	3,80	5,70	0,50
X	З-116		Не отбиралась	
XI	Г-30	2,50	3,05	0,47
XI	Г-35	3,70	3,20	0,55
XI	Г-37		Не отбиралась	
XI	З-119	0,70	0,85	0,23
Среднее	n = 12; 13	4,20	3,86	0,51
А в г у с т 1977 г.				
I	З-83	2,77	6,10	0,18
IV	З-87	4,90	4,33	0,40
IV, VII	Г-18	5,03	2,47	0,40
VI	З-105	4,53	17,35	0,45
VI	Г-16	7,00	5,83	0,50
VII	З-79	5,30	26,70	0,33
VII, IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	Г-48	7,45	2,50	0,55
VIII	Г-40		Не отбиралась	
VIII	З-75		То же	
VIII, IX	З-111	4,90	12,55	0,50
IX	З-110	4,80	17,50	0,50
IX	P-152	4,10	6,57	0,45
X	З-116	6,07	11,80	0,50
XI	Г-30	2,60	5,60	0,20
XI	Г-35	3,67	10,00	0,45
XI	Г-37		Не отбиралась	
XI	З-119	0,90	1,30	0,20
Среднее	n = 14	4,57	9,33	0,40

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
Сентябрь 1977 г.				
I	З-83	3,25	3,75	0,16
IV	З-87	5,00	10,00	0,40
IV-VII	Г-18	4,50	0,90	0,45
VI	З-105	4,00	2,70	0,34
VI	Г-16	6,00	0,93	0,34
VII	З-79	4,80	6,20	0,28
VII-IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	Г-48	6,40	2,20	0,51
VIII	Г-40		Не отбиралась	
VIII	З-75		То же	
VIII-IX	З-111	5,40	7,35	0,55
IX	З-110	4,55	5,30	0,55
IX	P-152	4,00	15,40	0,50
X	З-116	5,60	1,53	0,42
XI	Г-30	2,50	2,90	0,25
XI	Г-35	4,00	8,70	0,30
XI	Г-37		Не отбиралась	
XI	З-119	0,80	0,43	0,13
Среднее	n = 14	4,34	4,88	0,37
Октябрь 1977 г.				
I	З-83	2,50	1,05	0,17
IV	З-87	5,10	2,15	0,32
IV-VII	Г-18	4,90	1,60	0,30
VI	З-105	3,27	0,60	0,33
VI	Г-16	5,50	2,70	0,47
VII	З-79	5,20	3,22	0,37
VII-IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	Г-48		То же	
VIII	Г-40	4,40	8,00	0,40
VIII	З-75		Не отбиралась	
VIII-IX	З-111	5,20	3,10	0,54
IX	З-110	4,90	1,97	0,42
IX	P-152	—	0,65	0,30
X	З-116	5,00	3,87	0,50
XI	Г-30	2,80	0,80	0,25
XI	Г-35	3,80	0,90	0,33
XI	Г-37		Не отбиралась	
XI	З-119	0,70	0,09	0,14
Среднее	n = 13; 14	4,10	2,19	0,35
Ноябрь 1977 г.				
I	З-83	3,15	3,00	0,25
IV	З-87	7,50	5,00	0,50
IV-VII	Г-18		Не отбиралась	
VI	З-105	4,00	2,75	0,38
VI	Г-16	6,25	6,00	0,37
VII	З-79	5,00	10,00	0,50
VII-IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	Г-49	5,50	—	0,25
VIII	Г-40	4,00	—	0,25
VIII	З-75	5,50	5,00	0,25

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
Н о я б р ь 1977 г.				
VIII-IX	З-111	4,75	4,00	0,38
IX	З-110	5,50	5,00	0,50
IX	P-152	5,00	2,00	0,25
X	З-116	4,20	2,50	0,38
XI	Г-30	2,75	2,00	0,25
XI	Г-35	3,25	2,75	0,25
XI	З-119	0,75	0,75	0,25
Среднее	n = 15,13	4,47	3,90	0,38
Д е к а б р ь 1977 г.				
I	З-83	2,80	1,30	0,40
IV	З-87	—	3,20	0,60
IV, VII	Г-18	6,90	14,00	0,95
VI	З-105	4,80	3,60	0,75
VI	Г-16	4,80	4,70	0,65
VII	З-79	—	3,20	0,75
VII-IX	Г-49	6,10	7,00	0,75
VIII	Г-48	—	Не отбиралась	—
VIII	Г-40	5,20	4,40	0,70
VIII	З-75	—	Не отбиралась	—
VIII-IX	З-111	—	3,60	0,75
IX	З-1110	5,80	4,30	0,75
IX	P-152	5,00	3,60	0,75
X	З-116	—	3,60	0,70
XI	Г-30	—	2,90	0,35
XI	Г-35	2,80	3,00	0,60
XI	Г-37	—	2,70	0,55
XI	З-119	—	0,85	0,30
Среднее	n = 9; 16	4,90	4,12	0,64
Я н в а р ь 1978 г.				
I	З-83	4,50	2,70	0,15
IV	З-87	5,50	2,00	0,25
IV-VII	Г-18	6,50	4,70	0,31
VI	З-105	5,00	2,25	0,27
VI	Г-16	7,00	3,05	0,33
VII	З-79	—	2,00	0,25
VII-IX	Г-49	—	Не отбиралась	—
VIII	Г-48	—	То же	—
VIII	Г-40	6,00	1,20	0,25
VIII	З-75	7,00	2,00	0,30
VIII, IX	З-111	6,00	3,90	0,30
IX	З-110	5,50	2,60	0,37
IX	P-152	5,00	2,00	0,25
X	З-116	6,00	3,80	0,30
XI	Г-30	3,50	1,80	0,17
XI	Г-35	—	3,00	0,25
XI	З-119	1,05	0,20	0,05
Среднее	n = 13; 15	5,27	2,48	0,25

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
Февраль 1978 г.				
I	З-83	4,00	1,83	0,12
IV	З-87	5,50	2,00	0,25
IV-VII	Г-18	3,28	4,33	0,25
VI	З-105	5,50	2,25	0,31
VI	Г-16	5,80	2,00	0,30
VII	З-79	7,00	2,60	0,25
VII-IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	Г-48		То же	*
VIII	Г-40	7,00	3,00	0,40
VIII	З-75	7,50	2,20	0,30
VII-IX	З-111	6,80	4,10	0,32
IX	З-110	2,20	3,20	0,37
IX	P-152	4,20	1,80	0,25
X	З-116	6,50	2,30	0,37
XI	Г-30	2,80	1,10	0,20
XI	Г-35	4,50	2,30	0,25
XI	З-119	1,00	0,30	0,14
Среднее	n = 15	4,90	2,35	0,25
Март 1978 г.				
I	З-83	4,00	3,50	0,17
IV	З-87	5,50	2,50	0,20
IV-VII	Г-18	3,25	4,70	0,32
VI	З-105	5,50	3,50	0,30
VI	Г-16	6,50	2,80	0,42
VII	З-79	7,00	3,50	0,31
VII-IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	Г-48		То же	
VIII	Г-40	6,00	2,10	0,37
VIII	З-75	7,50	3,20	0,41
VIII-IX	З-111	6,50	3,90	0,45
IX	З-110	6,50	3,10	0,37
IX	P-152	5,00	2,80	0,21
X	З-116	5,50	1,80	0,37
XI	Г-30	3,50	1,80	0,13
XI	Г-35	4,50	2,40	0,30
XI	З-119	0,75	0,15	0,10
Среднее	n = 15	5,17	2,78	0,30
Апрель 1978 г.				
I	З-83	3,50	2,80	0,17
IV	З-87	5,50	3,60	0,37
IV-VII	Г-18	4,00	6,20	0,25
VI	З-105	5,50	2,80	0,25
VI	Г-16	7,50	2,80	0,50
VII	З-79	7,00	1,30	0,25
VII, IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	Г-48	8,00	1,50	0,50
VIII	Г-40	6,20	1,70	0,25
VIII	З-75	7,50	1,60	0,45
VIII, IX	З-111	5,60	2,00	0,40
IX	З-110	7,00	1,80	0,47

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
Апрель 1978 г.				
IX	P-152	4,50	2,70	0,25
X	З-16	5,80	2,00	0,40
XI	Г-30	3,25	1,70	0,15
XI	Г-35	4,50	1,60	0,22
XI	З-119	0,95	0,30	0,10
Среднее	n = 16	5,39	2,27	0,31
Май 1978 г.				
I	З-83	2,80	1,40	0,10
IV	З-87	4,50	2,00	0,25
IV, VII	Г-18	—	6,00	0,25
VI	З-105	5,50	3,40	0,25
VI	Г-16	—	3,00	0,25
VII	З-79	5,50	1,80	0,35
VII, IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	Г-48	7,50	3,50	0,47
VIII	Г-40	5,50	3,00	0,20
VIII	З-75	4,00	3,40	0,25
VIII-IX	З-111	7,00	3,10	0,49
IX	З-110	4,00	1,25	0,50
IX	P-152	5,00	2,30	0,37
X	З-116	6,00	2,30	0,31
XI	Г-30	3,00	1,40	0,17
XI	Г-35	—	2,90	0,37
XI	З-119	0,75	0,25	0,08
Среднее	n = 13; 16	4,70	2,56	0,28
Июнь 1978 г.				
I	З-83	3,20	1,60	0,20
IV	З-87	5,25	2,10	0,25
IV, VII	Г-18	5,40	7,00	0,30
VI	З-105	4,50	4,50	0,25
VI	Г-16	6,80	1,40	0,35
VII	З-79	6,50	1,70	0,30
VII, IX	Г-49	6,50	2,30	0,31
VIII	Г-48		Не отбиралась	
VIII	Г-40	4,80	1,30	0,21
VIII	З-75	7,15	2,00	0,50
VIII-IX	З-111	5,00	2,15	0,30
IX	З-110	5,75	3,90	0,43
IX	P-152	4,50	2,00	0,32
X	З-116	5,50	1,75	0,38
XI	Г-30	1,20	0,92	0,20
XI	Г-35	4,40	1,60	0,16
XI	З-119	0,15	0,35	0,10
Среднее	n = 16	4,78	2,28	0,29
Июль 1978 г.				
I	З-83	3,50	1,00	0,14
IV	З-87	6,20	1,30	0,29
IV, VII	Г-18	7,50	2,50	0,30
VI	З-105	—	4,90	0,50

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
Июль 1978 г.				
VI	Г-16	8,00	2,50	0,33
VII	З-79	7,50	1,40	0,42
VII-IX	Г-49	7,50	4,50	0,33
VIII	Г-48		Не отбиралась	
VIII	Г-40	6,00	2,80	0,46
VIII	З-75	7,50	2,00	0,50
VIII-IX	З-111	—	5,00	0,37
IX	З-110		Не отбиралась	
IX	P-152	7,50	5,75	0,37
X	З-116	3,20	2,25	0,30
XI	Г-30	2,50	1,70	0,20
XI	Г-35	5,50	1,20	0,20
XI	З-119	0,75	0,20	0,07
Среднее	$n = 13; 15$	5,63	2,60	0,32
Август 1978 г.				
I	З-83	4,00	1,20	0,10
IV	З-87	6,00	3,80	0,17
IV, VII	Г-18	—	3,50	0,25
VI	З-105	5,80	2,20	0,25
VI	Г-16	7,50	2,50	0,25
VII	З-79	—	6,00	0,40
VII-IX	Г-49	7,50	3,30	0,41
VIII	Г-48		Не отбиралась	
VIII	Г-40	4,50	4,20	0,32
VIII	З-75		Не отбиралась	
VIII-IX	З-111	6,00	4,00	0,41
IX	З-110	5,00	6,20	0,42
IX	P-152	7,50	3,10	0,37
X	З-116	6,50	1,90	0,40
XI	Г-30	3,00	3,00	0,25
XI	Г-35	4,00	1,00	0,20
XI	З-119	0,80	0,40	0,08
Среднее	$n = 13; 15$	5,24	3,10	0,30
Сентябрь 1978 г.				
I	З-83	3,50	2,83	0,21
IV	З-87	6,00	2,30	0,16
IV, VII	Г-18		Не отбиралась	
VI	З-105	5,50	4,20	0,29
VI	Г-16	7,50	3,80	0,25
VII	З-79	6,00	3,70	0,21
VII-IX	Г-49	6,00	4,00	0,42
VIII	Г-48	6,00	3,00	0,50
VIII	Г-40		Не отбиралась	
VIII	З-75		То же	
VIII, IX	З-111	5,00	11,80	0,34
IX	З-110	4,00	4,00	0,31
IX	P-152	4,00	3,20	0,33
X	З-116	—	4,00	0,45
XI	Г-30	2,50	2,00	0,26
XI	Г-35	—	2,20	0,20
XI	З-119	0,70	0,40	0,08
Среднее	$n = 12; 14$	4,72	3,70	0,29

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
О к т я б р ь 1978 г.				
I	З-83	4,00	2,30	0,27
IV	З-87	5,00	3,00	0,16
IV, VII	Г-18		Не отбиралась	
VI	З-105	5,50	15,30	0,25
VI	Г-16	8,50	4,00	0,25
VII	З-79	8,00	3,30	0,25
VII, IX	Г-49	4,50	4,70	0,39
VIII	Г-48		Не отбиралась	
VIII	Г-40	6,50	3,00	0,29
VIII	З-75		Не отбиралась	
VIII, IX	З-111	7,50	6,30	0,41
IX	З-110	—	8,20	0,37
IX	P-152	5,50	4,00	0,21
X	З-116	7,00	3,20	0,37
XI	Г-30	3,50	1,20	0,10
XI	Г-35	5,00	1,00	0,15
XI	З-119	1,00	0,30	0,05
Среднее	n = 13; 14	5,50	4,27	0,25
Н о я б р ь 1978 г.				
I	З-83	8,00	1,50	0,12
IV	З-87	6,00	2,20	0,22
IV, VII	Г-18		Не отбиралась	
VI	З-105	4,00	2,40	0,29
VI	Г-16	8,70	3,50	0,29
VII	З-79	8,00	1,30	0,25
VII, IX	Г-49	6,00	3,80	0,37
VIII	Г-48		Не отбиралась	
VIII	Г-40	7,50	2,10	0,34
VIII	З-75		Не отбиралась	
VIII, IX	З-111	7,50	3,50	0,44
IX	З-110	—	6,80	0,44
IX	P-152	5,00	1,90	0,25
X	З-116	7,00	2,00	0,37
XI	Г-30	4,00	1,70	0,12
XI	Г-35	5,00	2,00	0,25
XI	З-119	1,00	0,25	0,10
Среднее	n = 13; 14	5,98	2,50	0,28
Д е к а б р ь 1978 г.				
I	З-83	4,00	2,00	0,12
IV	З-87	4,50	4,30	0,25
IV, VII	Г-18		Не отбиралась	
VI	З-105	4,50	5,20	0,37
VI	Г-16	5,00	1,80	0,25
VII	З-79	6,50	6,40	0,50
VII, IX	Г-49	6,00	4,50	0,37
VIII	Г-48		Не отбиралась	
VIII	Г-40	4,60	3,50	0,50
VIII	З-75		Не отбиралась	
VIII—IX	З-111	2,50	7,50	0,37
IX	З-110	6,00	2,50	0,50
IX	P-152	4,00	3,70	0,40

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
Декабрь 1978 г.				
X	З-116	4,80	4,80	0,50
XI	Г-30		Не отбиралась	
XI	Г-35	4,00	1,00	0,25
XI	З-119		Не отбиралась	
Среднее	n = 12	4,70	3,93	0,37
Январь 1979 г.				
I	З-83	3,20	5,20	0,45
IV	З-87	4,50	4,30	0,58
IV, VII	Г-18		Не отбиралась	
V	З-93	7,00	14,90	0,60
VI	З-105	7,50	6,50	0,63
VI	Г-16	5,50	5,00	0,50
VII	З-79	5,00	4,00	0,45
VII, IX	Г-49		Не отбиралась	
VIII	Г-48	6,50	6,00	0,60
VIII	Г-40	5,00	4,70	0,75
VIII	З-75		Не отбиралась	
VIII-IX	З-111	7,00	22,50	0,70
IX	З-110	6,50	18,30	0,95
IX	P-152		Не отбиралась	
X	З-116	4,50	4,50	0,85
XI	Г-30	3,00	3,80	0,45
XI	Г-35	3,50	2,50	0,35
XI	З-119	1,00	0,50	0,22
Среднее	n = 14	5,00	7,30	0,58
Февраль 1979 г.				
I	З-83	3,50	7,00	0,35
VI	З-87		Не отбиралась	
VI, VII	Г-18		То же	
V	З-93	5,20	7,50	0,55
VI	З-105	4,20	14,50	0,55
VI	Г-16	4,50	5,80	0,66
VII	З-79	5,80	14,00	0,70
VII, IX	Г-49	5,50	7,50	0,40
VIII	Г-48	4,50	8,20	0,55
VIII	Г-40		Не отбиралась	
VIII	З-75		То же	
VIII-IX	З-111	6,00	8,20	0,75
IX	З-110	7,00	11,20	0,70
IX	P-152	5,60	7,00	0,45
X	З-116	6,50	6,00	0,65
XI	Г-30	4,00	3,00	0,50
XI	Г-35	4,00	3,00	0,55
XI	З-119	1,50	1,00	0,25
Среднее	n = 14	4,80	7,40	0,55
Март 1979 г.				
I	З-83	4,00	4,20	0,55
IV	З-87	4,50	15,00	1,05
IV, VII	Г-18		Не отбиралась	
V	З-93		То же	

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
М а р т 1979 г.				
VI	З-105	4,80	5,50	0,70
VI	Г-16	4,00	2,80	0,45
VII	З-79		Не отбиралась	
VII, IX	Г-49	6,00	4,10	0,70
VIII	Г-48	5,20	3,80	0,65
VIII	Г-40		Не отбиралась	
VIII	З-75		То же	
VIII-IX	З-111		"	
IX	З-110	7,50	18,50	0,45
IX	P-152	5,00	6,00	0,50
X	З-116	6,20	5,80	0,70
XI	Г-30	4,00	4,80	0,37
XI	Г-35	3,50	2,80	0,35
XI	З-119	1,00	0,50	0,20
Среднее	n = 12	4,70	6,20	0,56
А п р е л ь 1979 г.				
I	З-83	2,90	4,30	0,35
IV	З-87	4,70	4,80	0,40
IV, VII	Г-18		Не отбиралась	
V	З-93	4,50	4,60	0,60
VI	З-105	4,50	4,50	0,70
VI	Г-16	4,00	4,20	0,30
VII	З-79	5,00	8,40	0,50
VII, IX	Г-49	4,20	4,50	0,40
VIII	Г-48	5,00	4,40	0,40
VIII	Г-40		Не отбиралась	
VIII	З-75		То же	
VIII, IX	З-111	5,20	15,50	1,00
IX	З-110	5,50	6,80	1,00
IX	P-152	4,00	3,00	0,50
X	З-116	4,00	4,20	0,60
XI	Г-30	2,50	3,20	0,30
XI	Г-35	2,50	1,10	0,35
XI	З-119	1,00	0,50	0,10
Среднее	n = 15	4,00	4,90	0,50
М а и 1979 г.				
I	З-83	2,50	1,75	0,24
IV	З-87	4,00	1,25	0,35
IV, VII	Г-18		Не отбиралась	
V	З-93		То же	
VI	З-105	4,00	1,70	0,40
VI	Г-16	4,50	0,80	0,55
VII	З-79	4,70	2,10	0,22
VII, IX	Г-49	4,40	1,90	0,45
VIII	Г-48	5,60	0,70	0,50
VIII	Г-40		Не отбиралась	
VIII	З-75		То же	
VIII, IX	З-111	4,70	3,30	0,45
IX	З-110	4,90	3,00	0,35
IX	P-152	2,90	1,70	0,30

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
М а й 1979 г.				
X	З-116	3,60	1,50	0,40
XI	Г-30	2,40	1,50	0,20
XI	Г-35	2,70	0,40	0,30
XI	З-119	1,00	0,40	0,20
Среднее	n = 14	3,70	1,60	0,35
И ю н ь 1979 г.				
I	З-83	2,00	1,70	0,27
IV	З-87	3,50	3,00	0,40
IV, VII	Г-18		Не отбиралась	
V	З-93	5,50	2,20	0,44
VI	З-105	3,50	2,30	0,45
VI	Г-16	3,80	6,00	0,50
VII	З-79	4,20	3,80	0,50
VII, IX	Г-49	4,50	3,80	0,60
VIII	Г-48		Не отбиралась	
VIII	Г-40	5,00	2,50	0,40
VIII	З-75		Не отбиралась	
VIII, IX	З-111	6,50	11,70	0,75
IX	З-110	6,00	4,50	0,55
IX	P-152	3,80	7,00	0,65
X	З-116	4,60	2,30	0,70
XI	Г-30	2,00	1,10	0,16
XI	Г-35	2,20	1,80	0,17
XI	З-119	1,00	0,50	0,10
Среднее	n = 15	3,90	3,60	0,44
И ю л ь 1979 г.				
I	З-83	2,50	2,80	0,28
IV	З-87	3,00	3,80	0,43
IV, VII	Г-18		Не отбиралась	
V	З-93	5,20	2,90	0,52
VI	З-105	4,70	2,80	0,28
VI	Г-16		Не отбиралась	
VII	З-79	4,50	4,10	0,43
VII, IX	Г-49	3,60	3,50	0,47
VIII	Г-40	3,80	4,00	0,43
VIII	Г-48		Не отбиралась	
VIII	З-75		То же	
VIII, IX	З-111	5,50	9,20	1,05
IX	З-110	5,50	5,60	0,95
IX	P-152	3,90	3,80	0,55
X	З-116	4,70	2,10	0,28
XI	Г-30	2,00	0,90	0,20
XI	Г-35	2,00	1,80	0,22
XI	З-119	1,00	0,50	0,10
Среднее	n = 14	3,60	3,40	0,44
А в г у с т 1979 г.				
I	З-83	2,00	0,90	0,27
IV	З-87	2,50	1,80	0,35
IV, VII	Г-18		Не отбиралась	
V	З-93	6,00	4,10	0,50

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
А в г у с т 1979 г.				
VI	Э-105	3,50	2,20	0,25
VI	Г-16		Не отбиралась	
VII	Э-79	3,80	3,00	0,40
VII, IX	Г-49	4,00	4,20	0,35
VIII	Г-48		Не отбиралась	
VIII	Г-40		То же	
VIII	Э-75		"	
VIII-IX	Э-111	5,70	7,60	0,65
IX	Э-110	6,00	5,80	0,55
IX	P-152	4,50	3,70	0,40
X	Э-116	4,50	2,20	0,32
XI	Г-30	2,00	1,70	0,20
XI	Г-35	2,50	1,80	0,22
XI	Э-119	1,00	0,40	0,10
Среднее	n = 13	3,70	3,00	0,35
С е н т я б р ь 1979 г.				
I	Э-83	2,20	1,90	0,22
IV	Э-87	2,50	2,80	0,25
IV, VII	Г-18		Не отбиралась	
V	Э-93	5,50	3,90	0,42
VI	Э-105	4,00	3,20	0,32
VI	Г-16		Не отбиралась	
VII	Э-79	4,50	3,60	0,30
VII, IX	Г-49	4,20	6,30	0,65
VIII	Г-48	4,50	3,10	0,32
VIII	Г-40		Не отбиралась	
VIII	Э-75		То же	
VIII-IX	Э-111	5,70	4,80	0,52
IX	Э-110	5,50	5,20	0,60
IX	P-152	4,40	3,30	0,38
X	Э-116	—	3,50	0,40
XI	Г-30	1,80	1,80	0,20
XI	Г-35	2,00	1,80	0,22
XI	Э-119	0,70	0,50	0,08
Среднее	n = 13	3,65	3,50	0,38
О к т я б р ь 1979 г.				
I	Э-83	2,50	2,00	0,25
IV	Э-87	3,00	3,00	0,30
IV, VII	Г-18		Не отбиралась	
V	Э-93		То же	
VI	Э-105	3,50	1,00	0,30
VI	Г-16		Не отбиралась	
VII	Э-79	4,00	2,00	0,35
VII-IX	Г-49	5,00	3,60	0,45
VIII	Г-48	5,50	2,00	1,00
VIII	Г-40		Не отбиралась	
VIII	Э-75		То же	
VIII-IX	Э-111	4,20	7,00	0,66
IX	Э-110	5,50	3,50	0,50
IX	P-152	4,80	30,00	0,60

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
Октябрь 1979 г.				
X	З-116		Не отбиралась	
XI	Г-30	3,60	2,00	0,25
XI	Г-35	2,50	1,00	0,20
XI	З-119	0,50	0,50	0,05
Среднее	n = 12	3,80	4,88	0,41
Ноябрь 1979 г.				
I	З-83	—	2,50	0,20
IV	З-87	3,50	3,50	0,27
IV, VII	Г-18		Не отбиралась	
V	З-93	5,00	4,80	0,55
VI	З-105	—	3,80	0,40
VI	Г-16		Не отбиралась	
VII	З-79	5,50	5,80	0,52
VII, IX	Г-49	4,50	3,50	0,52
VIII	Г-48	4,00	3,30	0,70
VIII	Г-40		Не отбиралась	
VIII	З-75		То же	
VIII-IX	З-111	6,20	6,10	0,77
IX	З-110	6,00	6,90	0,65
IX	P-152	4,50	4,80	0,45
X	З-116	5,50	5,20	0,63
XI	Г-30	3,00	1,90	0,27
XI	Г-35	—	2,50	0,20
XI	З-119	1,00	3,50	0,20
Среднее	n = 11; 14	4,42	4,20	0,45
Декабрь 1979 г.				
I	З-83	2,50	1,25	0,22
IV	З-87	3,00	3,25	0,32
IV, VII	Г-18		Не отбиралась	
V	З-93	5,50	6,80	0,35
VI	З-105	5,00	2,00	0,40
VI	Г-16	3,50	1,60	0,30
VII	З-79	4,00	4,00	0,45
VII, IX	Г-49	—	3,50	0,40
VIII	Г-48	4,50	2,80	0,25
VIII	Г-40	—	4,00	0,45
VIII	З-75	—	3,50	0,55
VIII, IX	З-111	—	5,00	0,60
IX	З-110	6,00	6,00	0,26
IX	P-152	4,50	4,90	0,40
X	З-116	5,50	4,50	0,47
XI	Г-30	2,80	2,00	0,22
XI	Г-35	2,00	1,40	0,20
XI	З-119	1,00	0,90	0,17
Среднее	n = 13; 17	3,80	3,40	0,35
Январь 1980 г.				
I	З-83	3,50	4,00	0,27
IV	З-87	5,20	8,80	0,60
IV, VII	Г-18		Не отбиралась	
V	З-93	6,50	10,00	0,52
VI	З-105	4,00	6,00	0,55
VI	Г-16	4,50	1,85	0,35

Таблица 27 (продолжение)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
Январь 1980 г.				
VII	Э-79	6,20	5,00	0,47
VII, IX	Г-49	5,50	4,70	0,40
VIII	Г-48		Не отбиралась	
VIII	Г-40	4,70	4,20	0,47
VIII	Э-75		Не отбиралась	
VIII, IX	Э-111	6,50	6,10	0,78
IX	Э-100	6,50	5,50	0,62
IX	P-152	4,50	4,50	0,45
X	Э-116		Не отбиралась	
XI	Г-30	3,00	1,60	0,35
XI	Г-35	3,00	1,50	0,55
XI	Э-119	0,80	0,05	0,10
Среднее	n = 14	4,60	4,60	0,46
Февраль 1980 г.				
I	Э-83	—	2,75	0,20
IV	Э-87	5,20	7,80	0,38
IV, VII	Г-18		Не отбиралась	
V	Э-93	6,50	15,90	0,78
VI	Э-105	5,00	2,80	0,42
VI	Г-16	4,00	1,60	0,52
VII	Э-79	6,00	5,00	0,70
VII, IX	Г-49	5,50	5,50	0,55
VIII	Г-48	5,00	45,50	1,10
VIII	Г-40		Не отбиралась	
VIII	Э-75		То же	
VIII, IX	Э-111	6,50	6,50	0,75
IX	Э-110	—	7,20	0,75
IX	P-152	5,00	6,10	0,52
X	Э-116	3,80	2,30	0,40
XI	Г-30	3,00	2,30	0,20
XI	Г-35	3,50	3,00	0,23
XI	Э-119	1,50	1,10	0,12
Среднее	n = 13; 15	4,65	7,70	0,52
Март 1980 г.				
I	Э-83		Не отбиралась	
IV	Э-87	6,00	19,00	0,58
IV, VII	Г-18		Не отбиралась	
V	Э-93	6,50	16,00	0,45
VI	Э-105	4,50	3,80	0,32
VI	Г-16	3,00	1,50	0,20
VII	Э-79	—	3,80	0,40
VII, IX	Г-49	4,50	3,30	0,47
VIII	Г-48	7,00	83,00	1,10
VIII	Г-40		Не отбиралась	
VIII	Э-75		То же	
VIII, IX	Э-111	6,00	7,00	0,75
IX	Э-110		Не отбиралась	
IX	P-152	3,80	3,80	0,37
X	Э-116	2,50	2,10	0,30

Таблица 27 (окончание)

Горизонты	Скважины	Zn	Pb	Cd
Март 1980 г.				
XI	Г-30	2,00	2,00	0,25
XI	Г-35	2,00	2,00	0,25
XI	Э-119	1,50	5,00	0,18
Среднее	n = 12; 13	4,10	11,72	0,43
Апрель 1980 г.				
I	Э-83		Не отбиралась	
IV	Э-87	5,50	8,00	0,75
IV, VII	Г-18		Не отбиралась	
V	Э-93	3,00	7,00	0,80
VI	Э-105	5,80	11,00	0,65
VI	Г-16	3,50	2,00	0,25
VII	Э-79	5,00	4,00	0,50
VII, IX	Г-49	4,00	2,00	0,38
VIII	Г-48	5,70	20,00	0,85
VIII	Г-40		Не отбиралась	
VIII	Э-75	4,00	2,00	0,40
VIII, IX	Э-111	6,00	12,00	0,70
IX	Э-110		Не отбиралась	
IX	P-152	4,50	4,00	0,40
X	Э-116	4,00	1,50	0,45
XI	Г-30	2,50	2,00	0,25
XI	Г-35	2,50	2,20	0,25
XI	Э-119	1,00	0,50	0,10
Среднее	n = 14	4,07	5,60	0,48

ЛИТЕРАТУРА

1. *Андреев С.С.* Глубинное строение и сейсмичность Юго-Западной Туркмении: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: ИФИ АН СССР, 1953. 6 с.
2. *Баранова Н.Н., Барсуков В.Л.* О карбонатной форме переноса свинца гидротермальными растворами. — *Геохимия*, 1965, № 9, с. 76—81.
3. *Баранова Н.Н.* Полярографическое исследование бикарбонатных комплексов свинца. — *ЖНХ*, 1967, вып. 12, № 6, с. 112—119.
4. *Баранова Н.Н.* О составе карбонатных комплексов свинца и их константах нестойкости при температурах 25,250—300° С. — *Геохимия*, 1968, № 1, с. 23—28.
5. *Баранова Н.Н.* Физико-химические исследования карбонатных комплексов свинца в связи с изучением условий его переноса и отложения в гидротермальном процессе: Автореф. дис. ... канд. хим. наук. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1968. 22 с.
6. *Баранова Н.Н.* Физико-химические условия переноса свинца в гидротермальном процессе. — В кн.: *Геохимия гидротермального рудообразования*. М.: Наука, 1971, с. 146—169.
7. *Басаргин Н.Н., Телешова Р.Л.* Спектрофотометрический микрометод определения алюминия в силикатных минералах и горных породах. — В кн.: *Методы химического анализа горных пород*. М.: Наука, 1973, с. 15—19.
8. *Басаргин Н.Н., Быкова В.С., Полупанова Л.И.* Фотометрическое определение алюминия в силикатных породах с антразохромом. — В кн.: *Теоретические и практические вопросы применения органических реагентов в анализе минеральных объектов*. М.: Наука, 1976, с. 119—124.
9. *Бескровный Н.С., Гемит С.Д., Шварц Т.В.* Глубинные разломы Западной Туркмении и их роль в формировании нефтяных залежей. Л.: Госстройиздат, 1963. 106 с.
10. *Блюм А.И., Ульянова И.А.* Определение малых содержаний таллия в рудах. — *Завод. лаб.*, 1957, № 3, с. 283—284.
11. *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.
12. *Будько В.М.* К характеристике некоторых продуктов минерализации разрывных нарушений на п-ове Челекен. — В кн.: *Геология Закаспия*. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958, вып. 1, с. 68—78.
13. *Буллард Э.* Происхождение океанов. — В кн.: *Океан*. М.: Мир, 1971, с. 29—43.
14. *Васильев В.П.* О влиянии ионной силы на константы нестойкости комплексных соединений. — *ЖНХ*, 1962, вып. 7, № 8, с. 1788—1794.
15. *Вебер В.В., Калицкий К.К.* Остров Челекен: (Предвар. отчет). — *Изв. Геол. ком.*, 1909, вып. 28, № 3, с. 139—229.
16. *Вебер В., Калицкий К.* Челекен. — *Тр. Геол. ком. Нов. сер.*, 1911, вып. 63, с. 180.
17. *Виноградов А.П.* Закономерности распределения химических элементов в земной коре. — *Геохимия*, 1956, № 1, с. 6—52.
18. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — *Геохимия*, 1962, № 7, с. 555—571.
19. *Виноградов В.И., Чернышев И.В., Шанин Л.П.* Изотопный состав серы в современных металлоносных гидротермах Челекена. — *Геология руд. месторождений*, 1969, вып. 11, № 3, с. 84—88.
20. *Вистелиус А.Б.* Расчленение немых толщ по количественным минералогическим, петрографическим и химическим признакам. — *Зап. Всесоюз. минерал. о-ва*. Сер. 2, 1957, т. 86, № 1, с. 99—115.
21. *Вистелиус А.Б.* Красноцветные отложения полуострова Челекен: (Литология). М.; Л.: Наука, 1966. 304 с.
22. *Вистелиус А.Б., Романова М.А.* Красноцветные отложения полуострова Челекен. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 227 с.
23. *Волин А.В.* Роль пластических пород в структуре Челекенского полуострова на Каспии. — *Изв. АН ТССР*, 1957, № 2, с. 39—49.
24. *Воскресенская Н.Т.* Таллий в некоторых гидротермальных месторождениях Большого Кавказа. — *Геохимия*, 1961, № 8, с. 676—688.

25. Ледекан А.А., Макаренко Ф.А. Опыт глубинной экстраполяции температуры в области Южно-Каспийского тектонического прогибания. — В кн.: Региональная геотермия и распространение термальных вод СССР. М.: Наука, 1967, с. 187—192.
26. Горшков Г.П., Костенко Н.П. К методике изучения неотектонических движений в связи с сейсмичностью. — Вестн. МГУ, 1953, № 10, с. 79—84.
27. Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1961. 284 с.
28. Гусев С.И., Жвакина М.В., Коженикова И.А. Экстракционно-фотометрическое определение кадмия с бензилазолксизосоединениями. — Учен. зап. Перм. геол. ун-та. Химия, 1973, № 289, вып. 13, с. 179—185.
29. Гуцало Л.К., Ветштейн В.Е., Лебедев Л.М. Современные металлоносные рудообразующие гидротермы Челекена по данным изотопного состава водорода и кислорода. — Геохимия, 1978, № 8, с. 1173—1178.
30. Дворов В.И. Термальные воды Челекена и геохимические особенности их формирования. М.: Наука, 1975. 178 с.
31. Досс Б.Н. О третьей буровой скважине природного газа на участке братьев Мельниковых в Самарской губернии. — Ежегодник по геологии и минералогии России, 1911, вып. 12, № 5/6, с. 123—132.
32. Иванов А.П. Тектоника острова Челекен. — Дневник XI съезда русских естествоиспытателей и врачей, 1902, № 8, с. 333—334.
33. Иванов А.П. Минералы о. Челекен. — Изв. ИМП АН СССР, 1909, с. 165—184.
34. Иванов В.В. Закономерности распределения кадмия в рудных месторождениях. — Геохимия, 1964, № 8, с. 766—779.
35. Иванчев Г. Дитизон и его применение. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 450 с.
36. Козаренко С.В. Экспериментальное изучение условий образования сульфидов железа при низкой и повышенной температурах. — В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1971, с. 135—146.
37. Колодий В.В. Некоторые геохимические особенности подземных нефтяных месторождений Западно-Туркменской впадины в связи с ее нефтегазонасностью. — В кн.: Вопросы геологии и эксплуатации нефтяных месторождений Туркмении. М.: Гостехиздат, 1962, вып. 5, с. 78—91.
38. Колонин Г.Р., Аксенова Т.П. Влияние температуры на комплексобразование в хлоридных растворах рудооб-
- разующих металлов. — В кн.: Тез. Междунар. геохим. конгр. М.: Наука, 1971, с. 277—278.
39. Константинов М.М. Экзогенные сульфиды свинца и цинка. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1954, с. 32—48.
40. Коренман И.М. Константа диссоциации сульфата свинца. — Изв. вузов. Сер. хим., 1961, вып. 4, № 4, с. 554—557.
41. Кравчинский З.Я. Иодо-бромные воды Челекена. — Изв. АН СССР, 1957, № 5, с. 126—128.
42. Кузьмина И.П. Экспериментальное изучение образования PbS и ZnS в водных растворах хлористых солей. — Геология руд. месторождений, 1961, вып. 3, № 1, с. 61—68.
43. Кульба Ф.Я., Миронов В.Е., Троицкий Г.С. Комплексообразование двухвалентного свинца с бромистым натрием. — ЖНХ, 1961, вып. 8, № 6, с. 1861—1864.
44. Лебедев Л.М. Метакolloиды в эндогенных месторождениях. М.: Наука, 1965. 310 с.
45. Лебедев Л.М. Современное образование сфалерита. — Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 1, с. 197—200.
46. Лебедев Л.М., Бугельский Ю.Ю. О металлоносности высокоминерализованных термальных вод Челекена. — Геология руд. месторождений, 1967, вып. 9, № 3, с. 82—87.
47. Лебедев Л.М., Бугельский Ю.Ю. Рудоносные термы о. Челекен. — В кн.: Генезис минеральных и термальных вод. М.: Наука, 1968. с. 36—41.
48. Лебедев Л.М., Никитина И.Б. Особенности химического состава термальных рассолов Челекена. — Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 2, с. 439—442.
49. Лебедев Л.М. Современное образование сфалерита на Челекене. — Геология руд. месторождений, 1970, вып. 12, № 4, с. 84—92.
50. Лебедев Л.М. Основные особенности геохимии современных металлоносных гидротерм. — В кн.: Тез. Междунар. геохим. конгр. М.: Наука, 1971, с. 275—276.
51. 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.
52. Лебедев Л.М., Никитина И.Б. О формах миграции свинца в термальных рассолах Челекена в глубинных условиях. — Докл. АН СССР, 1971, вып. 197, № 5, с. 1179—1181.
53. Лебедев Л.М., Полушкина А.П., Сидоренко Г.А. О некоторой особенности современного образования сульфидов железа на Челекене. — Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 6, с. 1413—1416.

54. Лебедев Л.М. Современные рудообразующие гидротермы. М.: Недра, 1975. 261 с.

55. Лебедев Л.М., Шурманов Л.П. Рудопроявления оксихлоридов свинца и меди на Челекене. — В кн.: Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1977, с. 163—174.

56. Мазаровский В.В. К геохимии таллия в зоне окислениясульфидного месторождения Дарайсо (Средняя Азия). — Геохимия, 1961, № 9, с. 771—774.

57. Макаренко Ф.А. Некоторые общие закономерности формирования термальных вод и их распределение на территории СССР. — В кн.: Проблемы геохимии. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 2, с. 3—20.

58. Миронов В.Е., Кульба Ф.Я. Влияние анионного фона на образование хлоридных и нитратных комплексов свинца. — ЖНХ, 1963, вып. 8, № 11, с. 2536—2540.

59. Миронов В.Е., Кульба Ф.Я., Иванов Ю.Е. О комплексных соединениях цинка с хлоридами щелочных металлов. — ЖНХ, 1964, вып. 9, № 7, с. 1633—1637.

60. Миронов В.Е., Рутковский Ю.И., Игнатенко Е.И. Исследование бромистых комплексов цинка. — ЖНХ, 1965, вып. 10, № 12, с. 2670—2674.

61. Миронов В.Е., Фокина А.В., Рутковский Ю.И. Об иодидных комплексах цинка и кадмия. — ЖНХ, 1967, вып. 12, № 8, с. 2056—2062.

62. Овчинников А.М. Гидрогеологические условия гидротермального процесса. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1957, № 5, с. 126—142.

63. Петрушевский Б.А. О структурном положении Большого Балхана. — В кн.: Тр. совещ. по тектонике альпийской геосинклинальной области Юга СССР. Баку: Изд-во АН АзССР, 1956, с. 353—357.

64. Полушкина А.П., Сидоренко Г.А. Мельниковит как минеральный вид. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Сер. 2, 1963, вып. 2, № 92, с. 547—554.

65. Полушкина А.П., Сидоренко Г.А. Мельниковит должен считаться определенным минеральным видом. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Сер. 2, 1968, № 97, вып. 3, с. 321—324.

66. Попов Г.И. Апшеронский ярус Юго-Западной Туркменистана. — Тр. Ин-та геологии АН ТССР, 1956, т. 1, с. 128—162.

67. Порфирьев В.Б. Иодо-бромные месторождения Туркмени. Ташкент: Сов. Азия, 1933, 75 с.

68. Рвфальский Р.П. Перенос и отложения некоторых тяжелых металлов гидрокарбонатными растворами. — Геология руд. месторождений, 1973, вып. 15, № 1, с. 16—31.

69. Резников А.А., Мулиновская Е.П., Соколов И.Ю. Методы анализа природных вод. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 404 с.

70. Резников А.А., Мулиновская Е.П., Соколов И.Ю. Методы анализа природных вод. М.: Недра, 1970. 488 с.

71. Романова М.А. Парагенезисы обломочных минералов красочетвенных отложений п-ва Челекен. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Сер. 2, 1957, т. 86, вып. 1, с. 85—98.

72. Сауков А.А., Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А. Очерки геохимии ртути. М.: Наука, 1972. 335 с.

73. Семенович В.В. Тектоника Челекена и грязевый вулканизм. — Тр. Ин-та геологии АН ТССР, 1956, вып. 1, с. 268—279.

74. Семенович В.В. Подземные воды Челекена. — Изв. АН ТССР, 1957, № 5, с. 31—36.

75. Семенович В.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Челекена. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Юга СССР. Л.: Госгостехиздат, 1960, вып. 5, с. 5—103.

76. Смолко А.И. Возраст сбросов на о. Челекен. — Нефт. хоз-во, 1936, № 1, с. 26—29.

77. Смолко А.И. Боядаг, Монжуклы и Нефтедаг (иодистые источники Западной Туркмени). — Тр. Всесоюз. геол. развед. общин, 1932, вып. 175, с. 72.

78. Селецкий Ю.Б., Поляков В.А., Якубовский А.В. Дейтерий и кислород-18 в подземных водах. М.: Недра, 1973. 143 с.

79. Тагеева Н.В. Геохимические исследования на о. Челекен. — Тр. Ломоносов. ин-та геохимии, кристаллографии и минералогии, 1934, вып. 4, с. 5—68.

80. Трачук В.Г., Ветштейн В.Е., Малюк Г.А. и др. Изотопный состав водорода и кислорода подземных рассолов Припятской впадины и возможности его использования в нефтегазопромысловой гидрогеологии. — Геохимия, 1979, № 7, с. 999—1006.

81. Удодов П.А., Парилон Ю.С. О некоторых закономерностях миграции металлов в природных водах. — Геохимия, 1961, № 8, с. 703—707.

82. Умланд Ф., Янсен, Турит Д. и др. Комплексные соединения в аналитической химии. М.: Мир, 1975. 531 с.

83. Федоров П.В. Стратиграфия Каспийских отложений Прибалхашского района (Туркмения). — Сов. геология, 1946, № 11, с. 33—43.

84. Ферсман А.Е. На о. Челекен. — Природа, 1929, № 7/8, с. 638—643.

85. Флеров Г.Н., Друин В.А., Плева А.А. Синтез и поиск тяжелых трансураниевых элементов. — Природа, 1969, № 11, с. 9—17.

86. Флеров Г.Н. Международная конференция по физике тяжелых ионов. Дубна, февраль 1971. Дубна: ОИЯИ, 1971, Д7-5761, 43 с.

87. Флеров Г.Н., Звара И., Жуikov Б.Л. и др. Опыты по химическому концентрированию спонтанно делящегося нуклида из вещества метеорита Алленде. — Ядер. физика, 1977, вып. 26, № 3, с. 16—24.

88. Флеров Г.Н. Сверхтяжелые элементы. Дубна: ОИЯИ, 1977, P7-11097, 18 с.

89. Флеров Г.Н., Тер-Акопян Г.М. Эксперименты по поиску сверхтяжелых элементов в природе. — Атомки közl, 1979, № 2, с. 93—105.

90. Флеров Г.Н., Короткин Ю.С., Тер-Акопян Г.М. и др. Результаты поисков сверхтяжелых элементов в геотермальных водах полуострова Челекен. Дубна: ОИЯИ, 1978, Д7-11724.

91. Хелгесон Г.К. Комплексообразование в гидротермальных растворах. М.: Мир, 1967. 184 с.

92. Хитаров Н.И., Муликовская Е.П. Некоторые данные о генезисе ярозита. — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, вып. 10, с. 55—58.

93. Хитаров Н.И., Козинцева Т.Н. Об устойчивости галенита в гидротермальных растворах. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М.: Наука, 1962, с. 117—121.

94. Ходаковский И.Л. О гидросульфидной форме переноса тяжелых металлов в гидротермальных растворах. — Геохимия, 1966, № 8, с. 960—971.

95. Чубурков Ю.Т., Маслов О.Л., Лебедев Л.М. и др. Поиск спонтанно делящихся излучателей в термальных рассолах полуострова Челекен. Дубна: ОИЯИ, 1973, Д13-7363.

96. Чухров Ф.В. Мельниковит. — В кн.: Минералы СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1940, с. 10—50.

97. Чухров Ф.В., Звягин Б.Б., Горшков А.И. и др. О ферригидрите. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 4, с. 23—33.

98. Шевченко Л.В., Портретный В.П. Определение таллия в природных водах с предварительным концентрированием соосаждением. — ЖАХ, 1977, вып. 7, с. 1132—1134.

99. Щербаков А.В. О термометаморфизме глубинных минерализованных вод осадочной толщи. — В кн.: Геотермические исследования использования тепла земли. М.: Наука, 1966, с. 200—216.

100. Щербина В.В. Формы переноса химических элементов в процессах мине-

ралообразования и условия их концентрации. — В кн.: Вопросы геохимии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 72—82.

101. 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.

102. Angel F., Scharizer R. Grundriss der Mineralparagenese. Wein, 1952. 2895 S.

103. Berner R.A. Iron sulfides formed from aqueous solution at low temperatures and atmospheric pressure. — J. Geol., 1964, vol. 72, N 3, p. 91—124.

104. Berend F., Berg G. Chem. Geolog. Stuttgart, 1927. 2745 S.

105. 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/Ed. by E.T. Degens, D. Ross. B.; N.Y.: Spring-Verl., 1969, p. 369—395.

106. Izatt R.M., Eatough D., Christensen J.J., Bartolomew C.H. Calorimetrically determined $\log K.H^0$ and S^0 value for the interaction of sulphate ion with several bi and -valent metal ions. — J. Chem. Soc. A, 1969, N 1, p. 45—53.

107. Lepp H. The synthesis and probable geologic significance of melnicovite. — Econ. Geol., 1957, vol. 5, p. 528—535.

108. Lindern W. The colloid chemistry of minerals and ore deposits. — In: Theory and applic colloid behavior, 1926, vol. 2, p. 248.

109. Meyer F.H., Riggs O.L. et al. Corrosion products of mild steel. — Hydrogen Sulfide Environ. corrosion, 1958, vol. 14, N 2, p. 69—75.

110. Mookherjee A. Certain aspects of the geochemistry of cadmium. — Geochim. et cosmochim. acta, 1962, N 26, p. 351—360.

111. Olin A. The hydrolysis of lead (11) in perchlorate medium. — Acta chem. scand., 1960, vol. 14, N 1, p. 611.

112. Perrin D.D. The hydrolysis of metal ions. Pt III. Zinc. — J. Chem. Soc., 1962, vol. 11, p. 887—915.

113. Skinner B.J., Erd R.G., Grimaldi F.L. Gregite the thiospinel of iron: a new mineral. — Amer. Miner., 1964, vol. 49, p. 5—6.

114. 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. — Science, 1963, vol. 139, N 3558, p. 919—922.

обл 19			
Ру, и ны М.	Предисловие		3
	Особенности геологического строения Челекенской структуры		5
та то Ге	Подземные воды апшеронских отложений		16
за нь то ми с.	Металлоносные рассолы		20
	Методы анализа хлоридно-натриевых металлоносных рассолов		17
	Химический состав рассолов		28
	Металлоносность термальных рассолов		41
	О формах нахождения тяжелых металлов в термальных рассолах		51
	Изменение уровней концентрации халькофильных элементов в термальных рассолах Челекена во времени		59
	Изотопный состав водорода и кислорода подземных вод Челекена		62
	К вопросу о сверхтяжелых элементах в термальных рассолах Челекена		64
ни хл св с.	Современное минералообразование, связанное с техногенной разгрузкой термальных рассолов		66
но ци ло 16	Отложение самородных свинца, меди и серебра из металлоносных хлоридных натриево-кальциевых рассолов		67
	Изотропный состав самородного свинца		79
	Отложения цинксодержащего магнетита в скв. Г-37		80
	Осаждение гидроокислов железа из термальных рассолов		81
	Минералы сероводородсодержащих рассолов		82
Из ко №	Образование современных сульфидов железа		85
	Местабильные фазы в датированных отложениях тонкодисперсных суль- фидов железа		88
	Метастабильные минералы		89
	Обсуждение данных по метастабильным сульфидам железа		100
ка са: вы	Стабильные минералы		105
че це №	Минералы, образующиеся при смешивании металлоносных и сероводород- содержащих рассолов		113
	Условия образования сфалерита		113
	Морфологические особенности и состав сфалерита, образующегося в рас- пределительном чане		115
но В ск СС с.	Экспериментальные данные по изучению формирования кор сфалерита в распределительном чане		128
	Морфологические особенности и состав сфалерита, образующегося в трубо- проводе		130
	Обсуждение данных по образованию сфалерита		134
Ме За 19	Подземные воды среднего и нижнего отделов красноцветной толщи		136
	Минералы хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых и сульфатно-натриевых вод скв. Р-151		139
	Образование арагонита в датированных источниках около скв. Р-59		143
М ле Вс №	Особенности минералообразования, связанного с древней разгрузкой термаль- ных вод и рассолов в условиях поверхностного стока		151
Ю И с.	Рудопроявления оксихлоридов свинца, меди и серебра в пределах		153
	Челекенской антиклинальной структуры		153
ме Сс	Особенности строения и минералогия рудопроявлений оксихлоридов свинца и меди		157
ло ги ло №	Особенности минералообразования, связанного с древней разгрузкой тер- мальных вод и рассолов в нарушенных зонах Челекенской структуры		182
	Сульфидная минерализация зон нарушений Мирзабекской системы		182
	Особенности минерализации нарушенных зон Чокрака		193
23	Заключение		197
	Литература		236

Опечатки и исправления

<i>Страница</i>	<i>Строка</i>	<i>Напечатано</i>	<i>Следует читать</i>
29	10 сл.	50 мв	-50 мв
34	7 сл. (табл. 13, 2 гр.)	100 мВ	-100 мВ
34	7 сл. (табл. 13, 5 гр.)	± 170 мВ	170 мВ
138	10 сл.	коровых	кировых
181	2 сл.	куменгита	лавронита
199	8 сл.	т. е. ряду	т. е. в ряду

Зак. 786. Л. М. Лебедев, И. Б. Никитина. Челюкенская рудообразующая система.

Sp. 708

4042

