

DK  $\frac{12-4}{609}$

Министерство высшего и среднего специального образования  
РСФСР

Ленинградский ордена Ленина и ордена Трудового Красного  
Знамени горный институт им. Г.В.Плеханова

Беленицкая Г.А.

ПАЛЕОГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕРЫ ГАУРДАК-КУГИТАНГСКОГО РАЙОНА

Д и с с е р т а ц и я

на соискание ученой степени кандидата геолого-  
-минералогических наук

Научный руководитель  
чл.-корр. АН СССР  
П.М.Татаринов

№ 84387

Ленинград

1972

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

ВВЕДЕНИЕ .....	5
Глава I. СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА, ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ	
Краткий обзор представлений о генезисе Гаурдакского месторождения .....	8
Состояние вопроса и задачи исследования .....	14
Методы исследования и некоторые вопросы терминологии .....	20
Глава II. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ГАУРДАК-КУГИТАНГСКОГО РАЙОНА И ГАУРДАКСКОГО СЕРНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ .....	26
Геологическое строение района .....	28
Общая стратиграфическая характеристика разреза .....	28
Основные элементы тектоники .....	35
Некоторые черты геоморфологии .....	37
Важнейшие особенности строения Гаурдакского месторождения .....	38
Глава III. ОСНОВНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СУЛЬФАТОНОСНЫХ ПОРОД, СВЯЗАННЫЕ С ВОЗНИКНОВЕНИЕМ СЕРНЫХ РУД (Данные литологических исследований) .....	48
Некоторые литологические особенности гиссарских известняков .....	50
Разрез ангидритовой толщи вне серных залежей .....	55
Общая литологическая характеристика разреза .....	55
Замещение известняка ангидритом .....	65
О генетической природе сульфатно-карбонатных брекчий .....	67
Распространение гипса .....	68
О некоторых аутигенных акцессорных минералах .....	69
Пористость пород .....	71
Битуминозность пород .....	72
Гипергенные преобразования карбонатно-сульфатных пород в связи с возникновением серных руд .....	73
Общая характеристика минерального состава руд .....	73
Преобразования минералов сульфата кальция, предшествующие их замещению минералами парагенезиса серы .....	77
О зоне перехода от вмещающих пород к серным рудам .....	83

Пути распространения минерало- (рудо) образующих растворов .....	85
Генезис серно-кальцитовых агрегатов .....	90
О взаимоотношении между минералами исходных пород и серных руд .....	108
Основные типы серных руд Гаурдакского месторождения	112
Признаки метасоматического образования серных залежей (обобщение) .....	132
Генезис флюорит-барит-делестиновой минерализации ..	135
Два типа гипергенных преобразований сульфатосных пород .....	140
Баланс вещества в процессе серообразования .....	147
Основные преобразования серных руд в зоне окисления	154
Обобщение результатов литологических исследований и некоторые выводы о химизме и динамике серообразующих растворов .....	155
Глава IV. СОВРЕМЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ ГАУРДАКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (по гидрогеохимическим и микробиологическим данным) .....	161
Некоторые сведения по гидрогеологии Гаурдак-Кузитагского района .....	161
Биогидрохимическая зональность на Гаурдакском месторождении .....	164
Современные гидрогеохимические и микробиологические процессы на Гаурдакском месторождении .....	168
Об оценке микробиологических показателей .....	171
Анализ гидрохимических данных .....	173
Зональность подземных вод по сумме гидрогеохимических и микробиологических данных .....	191
Баланс компонентов в составе подземных вод при их взаимодействии с породами .....	192
О возможной роли метасоматоза в осуществлении современных процессов .....	193
Положение гидрогеохимических зон в разрезе .....	194
О роли вод атмосферного происхождения в зональности современных процессов .....	196
Сопоставление результатов био- и гидрогеохимического анализа с литологическими данными .....	201

Глава У. НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РАЙОНА .....	206
Древняя эрозионная система района .....	206
Карстовые системы, их соотношение с эрозионными, возраст	218
Основные этапы развития карстово-эрозионных систем района .....	225
Некоторые выводы .....	227
Глава УІ. ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СЕРНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ ГАУРДАК-КУГИТАНГСКОГО РАЙОНА .....	229
Палеогидрогеологические закономерности формирования зон гипергенеза в ангидритовой толще района .....	229
Основные черты истории геологического развития района	229
Общая последовательность палеогидрогеологического развития района .....	232
Некоторые закономерности формирования зон гипергенеза в ангидритовой толще .....	234
Палеогидрогеологические условия формирования Гаурдакского месторождения .....	237
Основные этапы развития Гаурдакской долины .....	240
Признаки связи формирования серных залежей с развитием Гаурдакской долины .....	241
История палеогидрогеологического развития и последовательность формирования Гаурдакского месторождения ...	244
О роли долины в образовании месторождения .....	254
О более общем характере связи экзогенных месторождений серы с древними долинами и возможностях ее практического использования .....	257
Использование установленных закономерностей при оценке перспектив сероносности Гаурдак-Кугитангского района ...	264
Использование палеогеоморфологических показателей при изучении палеогидрогеологических условий образования некоторых других месторождений зоны гипергенеза и при их оценке .....	268
ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ .....	275
Таблицы фотографий шлифов и штуфов (табл. I-XV, фиг. I-109) .	291
ЛИТЕРАТУРА .....	330



## В В Е Д Е Н И Е

Многочисленные исследования экзогенных месторождений серы, и в частности Гаурдакского, позволили решить ряд основных проблем генезиса серных руд таких месторождений. Однако еще многие принципиальные вопросы генезиса до последних лет остаются спорными, а комплекс условий формирования в значительной степени неясным.

Ценность серы как химического сырья, ее важнейшая роль в химической промышленности и особенно в бурно развивающейся промышленности Туркмении, растущий дефицит запасов <sup>серы</sup> в мировом масштабе — все это определяет актуальность решения таких вопросов не только с научной точки зрения, но и с позиций их народнохозяйственной значимости.

Большие возможности для решения этих вопросов на Гаурдакском серном месторождении открыло проведение здесь с 1962 по 1968 гг. комплексных исследований, включавших гидрогеологические, микробиологические, геолого-литологические, геоморфологические и палеогеоморфологические исследования и позволивших осветить проблему в разных аспектах. Работы проводились отделом Гидрогеохимии и поисковой гидрогеологии ВСЕГЕИ в содружестве с Управлением Геологии Туркменской ССР. Организовал исследования, руководил ими и непосредственно в них участвовал ст. научн. сотрудник ВСЕГЕИ М.С. Гуревич, объединивший группу специалистов разного профиля.

Будучи с 1965 по 1969 гг. геологом Кугитангской геолого-разведочной экспедиции, автор работала в составе указанной группы, выполняя литологические, геоморфологические (палеогеоморфологические) и гидрогеохимические исследования по тематике, совпадающей с темой настоящей работы.

На основании проведенных исследований и литературных материалов уже в 1966 году была произведена реконструкция основных этапов палеогеоморфологического развития района, палеогидродинамических и палеогидрогеохимических условий <sup>образования</sup> месторождений серы и разработана схема последовательности формирования серных залежей. Эти данные впервые были доложены в 1966 г. на I научной конференции по палеогидрогеологии в г. Ашхабаде в двух коллективных сообщениях. В том же году построения автора были изложены и обсуждались на рабочем совещании по прогнозу месторождений самородной серы в г. Казани.

С 1968 по 1969 гг., продолжая исследования по перечисленным вопросам, автор выполнила работу по специальным литологическим темам, предложенным Кугитангской ГРЭ: "Изучение типов серных руд Гаурдакского месторождения серы" и "Выяснение основных закономерностей размещения целестина и барита в разрезе Гаурдакского месторождения".

Результаты всех этих исследований отражены в ряде отчетов, опубликованных и находящихся в печати работ<sup>х)</sup> и послужили основой настоящей диссертационной работы. Работа завершена при прохождении с 1969 по 1971 гг. аспирантуры в Ленинградском горном институте под руководством чл.корр. АН СССР П.М. Татарина.

---

х) В приводимых ссылках отчеты помечены годом их сдачи в фонды с буквой Ф (например, 1966Ф); для работ, находящихся в печати, показан год их приема к печати с буквой П (например, 1969П), а для опубликованных - год издания (например, 1968).

Помимо названных совещаний, основные положения работы докладывались автором: на УШ Всесоюзном литологическом совещании в г.Москве (1968 г.); на Совещании по геохимии и минералогии серы в г.Москве (1969 г.); на I научной конференции аспирантов геологических специальностей г.Ленинграда (1970 г.); на заседаниях отдела Гидрогеохимии и поисковой гидрогеологии ВСЕГЕИ (1966, 1967); на заседаниях НТО Кугитангской ГРЭ в Гаурдаке (1966, 1967, 1968, 1969 гг.), а также на заседании кафедры Геологии месторождений полезных ископаемых Ленинградского горного института (1972).

Автор выражает глубокую благодарность П.М.Татаринову и М.С.Гуревичу за научное руководство выполненными исследованиями, а также Я.К.Писарчик за советы и важные указания на всех этапах работы. Автор сердечно благодарит Г.В.Ильвиеву и А.Б.Липина за ценные консультации при выполнении физико-химических расчетов и просмотр соответствующего раздела рукописи, Л.Н.Ершову и И.И.Иванову, любезно выполнивших по нашей просьбе ряд специальных анализов, Л.Б.Померанц, Н.П.Малинскую и З.Ф.Алексееву за дружескую помощь в работе. Автор признательна руководству Туркменского Управления Геологии и Ленинградского горного института, создавшим условия для выполнения и завершения работы.

## Глава I. СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА, ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

### Краткий обзор представлений о генезисе Гаурдакского месторождения

Гаурдак-Кугитангский район входит в состав Среднеазиатской сероносной провинции с характерным для нее развитием экзогенных месторождений самородной серы и выделяется либо как самостоятельный сероносный бассейн, либо как часть сероносного района Юго-Западных отрогов Гиссара (Соколов, 1958; Ушкин, 1968<sub>2</sub>). В работе рассматривается большая часть территории этого района, включая три его крупнейшие и основные сероносные структуры - Гаурдакскую, Кугитангскую, Тубегатанскую.

На площади района в настоящее время известно, помимо ряда участков непромышленного осернения, лишь одно крупное - Гаурдакское - месторождение самородной серы. Многолетняя (с 1927 г.) история изучения этого месторождения является ярким отражением тех острых дискуссий и борьбы мнений, которые характеризуют развитие представлений о генезисе экзогенных месторождений серы вообще, и прежде всего двух ведущих принципиально отличающихся точек зрения - о сингенетичной или эпигенетичной с вмещающими породами природе оруденения. Согласно первой из них, образование серы происходило одновременно с накоплением вмещающих преимущественно карбонатных осадков в бассейне седиментации, зараженном сероводородным брожением. В СССР эта теория развивалась Д.В.Дробышевым (1930), А.В.Дановым (1936), В.П.Мирошниченко (1933), П.М.Мурзаевым (Murgaiev, 1937) и др., а в применении к некоторым экзогенным серным месторождениям отстаивается и в настоящее время (Иванов, 1964; Мерлич, Даденко, 1969). Согласно второй точке зрения, образование серы связывается с процессами, накладываемыми на первично неосерненные карбонатно-сульфатные породы. Их осуществление рассматривается как результат воздействия углеводо-

родов нефти на сульфаты кальция или сульфат-ион растворов. Теория эпигенеза имеет несколько вариантов. Сущность ее в варианте, разработанном в СССР А.С.Уклонским (1928-1964) и лежащем по существу в основе остальных ее разновидностей, сводится к следующему.

Процесс имеет три стадии: 1) образование сероводорода при химическом воздействии углеводородов на сульфатный ион подземных вод в присутствии катализатора; 2) окисление сероводорода до серы в пористых породах, куда он попадает в результате миграции; 3) растворение серы в битумах и нефтяных водах и ее переотложение. Главная масса серных месторождений должна быть связана с тектоническими нарушениями - путями миграции растворов. "Само серное месторождение, как правило, бывает приурочено к пористым породам ... в силу характера своего генезиса оно часто бывает в ближайшем соседстве с гипсами, но это не обязательно" (Уклонский, 1940, с.266). В основе теории лежит представление о тесной генетической связи серы с нефтью. Обосновывается ряд парагенных сере минералов: кальцит, арагонит, целестин и другие, которые рассматриваются как производные нефтяных вод.

Другим вариантом теории эпигенеза является гипотеза метасоматического или инфильтрационно-метасоматического образования серных руд. Согласно этой гипотезе, их образование связано с замещением серой и кальцитом сульфатов кальция исходных пород в основном непосредственно на месте их залегания. Заложены работами Г.Бишофа (Bischof, 1863), этот вариант эпигенетической теории развивался сначала Н.А.Головкинским (1869) и Г.Бергом (Berg, 1877), а позже, главным образом в последние десятилетия - многими исследователями серных месторождений как за рубежом (Taylor, 1938; Goldman, 1952; Guattieri, 1949, 1959; Laszkiewicz, 1956; Pawłowski, 1960; Czerminski, 1960; Pawłowska, 1962 и др.), так и в Советском Союзе (Лучицкий, 1934; Миропольский, 1935<sub>1,2</sub>; Кротов,

1935; Сахаров, 1947<sub>I,2</sub>; Коган, 1959, 1961<sub>I,2</sub>; Яковлева, Юшкин, 1962; Юшкин, 1962-1969; Иванов, 1964; Соколов, 1965, 1969; Колтун, 1965; Писарчик, 1968; Беленицкая, 1968<sub>I,2</sub>; 1971<sub>I</sub>, 1971 П; Саксеев, 1969; Писарчик и др. 1970П; Лазарев, 1970).

Утверждению гипотезы метасоматоза долгое время в значительной степени препятствовал тот факт, что в нормальных условиях, характеризующих приповерхностные участки земной коры, с которыми связаны все такого типа месторождения серы, осуществление процессов сульфат-редукции чисто химическим путем термодинамически невозможно. В связи с этим особую роль сыграли результаты биохимических исследований и данные анализа стабильных изотопов серы и углерода. Проведенные М.В.Ивановым (1964) специальные биохимические исследования на конкретном материале месторождений серы убедительно показали, что в подземных водах этих месторождений процессы сульфатредукции происходят, и достаточно интенсивно, благодаря участию микроорганизмов.

Анализ соотношений стабильных изотопов серы и углерода в серно-кальцитовых рудах и вмещающих их сульфатно-карбонатных породах показал относительное обогащение первых легкими изотопами этих элементов на всех крупнейших экзогенных серных месторождениях мира (Thode a. ocs, 1954; Lones a. ocs, 1956; Feely, Kulp, 1957; Zlotowski, 1960; Виноградов и др. 1961, 1964; Dessau, Jensen, Nakai, 1962; Гриненко и др. 1967; Grinenko, 1967; Галимов, 1968; Мамчур, 1970 и др.). Фракционирование изотопов серы с обогащением ее в рудах легким изотопом  $S^{32}$  рассматривается всеми исследователями как определенный показатель участия в процессах сульфатредукции микроорганизмов. Одновременное обогащение "остаточных" сульфатов кальция тяжелым изотопом серы подтверждает, что сульфатредукция осуществляется за счет сульфатов кальция исходных пород. Изотопный состав углерода вторичного парагенного сере кальцита руд, облегченный по сравнению с углеродом седиментационных карбонатов вмещающих пород и близкий органи-

ческому углероду нефти (или природного газа), говорит о генетической связи вторичного кальцита с углеводородами нефти и о том, что последние служили источником энергии при осуществлении микроорганизмами сульфатредукции. В сумме эти данные указывают на биохимический путь осуществления процессов сульфатредукции, подтверждают возможность их прохождения в близповерхностных условиях за счет ангидридов вмещающих пород непосредственно на месте отложения серы и кальцита.

Теория сингенеза, эпигенетическая в варианте А.С.Уклонского и метасоматическая последовательно находили свое преломление на Гаурдакском месторождении. Подтверждению и признанию представления об эпигенетичности месторождения способствовало накопление и изучение фактических данных в процессе проведения здесь разведочных и эксплуатационных работ (Соколов, 1945ф, 1949ф, 1957ф; Соколов, Зверев, 1946ф; Петров, 1949-1957; Иванов с соавторами, 1956ф; Парникель с соавторами, 1958ф, 1965ф; Коган, 1958-1962; Парникель, 1963ф, 1966ф, 1969; Панин, 1969; Лазарев, 1963-1970; Седлецкий, Скосырский, 1964ф и др.). Особенно существенным для обоснования эпигенетического характера серных руд Гаурдака оказалось установление двух закономерностей: 1) приуроченности месторождения к региональной зоне разлома с четкой локализацией серных залежей вдоль сопряженных с этим разломом зон тектонических нарушений (Петров, 1955; Коган, 1958, 1961<sub>2</sub>, 1961ф, 1962; Парникель, 1963ф, 1969; Лазарев, 1963<sub>1,2</sub>, 1969, 1970; Панин, 1969); 2) связи формирования месторождения с развитием древней долины (Петров, 1955; Беленицкая, 1967ф, 1968<sub>2</sub>, 1969<sub>1,2</sub>; Гуревич, Беленицкая, Померанц, 1970). Существенно, что закономерная связь сероносности с верхнеэоценовыми долинами размыва установлена для всей Восточноевропейской сероносной провинции А.И.Отрешко (1960<sub>1,2</sub>, 1969).

Вопросы литологии серных руд месторождения в разное время освещались в работах многих исследователей (Мирошниченко, Лаптиева,

1941Ф; Мамедов, 1945; Соколов, Зверев, 1946Ф; Баталина, 1948Ф; Трухачева и др., 1955Ф; 1956Ф; Трухачева, 1958Ф; Иванов и др., 1956Ф; Соколов, 1957Ф; Парникель и др., 1958Ф, 1965Ф; Парникель, 1963Ф; Седлецкий, Скосырский, 1964Ф). Особое значение имели работы В.Д.Когана (1959-1962). Этот исследователь пришел к обоснованному выводу о метасоматической преимущественно по сульфатам природе основной массы серных руд Гаурдакского месторождения и дал последовательную и убедительную аргументацию такой точки зрения.

Важным подтверждением многих генетических построений для Гаурдакского месторождения явились результаты анализа стабильных изотопов углерода (Мамчур, Лазарев, 1968) и серы (Г.М.Вдовиченко, В.И.Виноградов - устное сообщение) из серных руд этого месторождения и вмещающих их пород.

Постоянное влияние на развитие точек зрения о генезисе серных руд Гаурдака имели параллельные исследования на однотипных серных месторождениях и прежде всего важные обобщающие работы, способствовавшие решению проблемы генезиса руд экзогенных месторождений серы в целом. Установленные А.С.Соколовым основные закономерности строения и размещения экзогенных месторождений серы послужили базой при выявлении суммы факторов, играющих определяющую роль в их локализации и при определении условий, оптимальных для серонакопления (Соколов, 1953-1968).

Ряд оригинальных исследований и обобщающая их сводная работа Н.П.Юшкина (1968<sub>I</sub>) по минералогии самородной серы и парагенных ей минералов внесли ясность во многие вопросы истории минералогенезиса на месторождениях самородной серы и оказали большое влияние на решение ряда общих и локальных проблем образования самих месторождений.

Большую роль в развитии представлений о генезисе месторождений серы сыграло изучение связанных с ними подземных вод. А.С.Уклонский (1940) показал генетическую связь минерального парагенезиса самород-



ной серы с нефтью и нефтяными водами, рассмотрел зависимость между составом подземных вод и характером этого парагенезиса и наметил последовательную схему гидрогеохимических процессов, ведущих к его формированию. Все это привлекло внимание исследователей серных месторождений к изучению не только сероносных пород, но и связанных с ними подземных вод, их динамики, особенностей химизма, а несколько позже - и биохимических показателей.

Важный вклад в изучение гидрохимических особенностей серных месторождений и в оценку роли подземных вод в их формировании внесли работы А.С.Соколова (1957Ф, 1959). На основании тщательного анализа материалов по подземным водам некоторых серных месторождений А.С.Соколов показал, что формирование серных залежей осуществляется в зоне смешения "нефтяных" вод с кислородсодержащими инфильтрационными. Эта точка зрения в настоящее время подтверждена на новом материале ряда месторождений (Иванов, 1964; Юшкин, 1968<sub>I</sub>; Гуревич и др., 1967; Алексенко, 1967; Померанц, 1968; Беленицкая, 1967Ф, 1968<sub>I</sub>) и получила почти общее признание.

Упомянутые биохимические исследования М.В.Иванова (1964) осветили вопросы геохимической деятельности микроорганизмов в подземных водах серных месторождений. На основании изучения газожидких включений в кристаллах самородной серы и характера растворов на участках современного серообразования Н.П.Юшкин (1962<sub>I</sub>, 1968<sub>I</sub> и др.) обосновал вероятный комплекс физико-химических показателей среды минералообразования на экзогенных месторождениях.

Для Гаурдакского месторождения первая развернутая характеристика гидрогеохимических условий дана А.С.Соколовым (1957Ф, 1959). Она была основана на обобщении и анализе материала всех гидрогеологических и гидрохимических исследований, проводившихся на месторождении в предшествующие годы (Калугин, 1934Ф; Фрейберг, 1941Ф; Коноплянцев, 1947Ф; Рабчинский, 1951Ф, Соколов, 1945Ф; Соколов, Зверев, 1964Ф)

В дальнейшем изучении динамики и химизма подземных вод Гаурдакского месторождения большое значение имели работы Д.И.Пересунько (1959, 1960), Н.П.Жданова (1963Ф), В.Ф.Казакова, В.И.Седлецкого, Л.Г.Соколовского (1963); М.В.Иванова (1964).

В результате уже упоминавшихся комплексных исследований, проведенных под руководством М.С.Гуревича, был собран и проанализирован большой фактический материал по гидрогеохимии, гидродинамике, микробиологии, литологии, геоморфологии и палеогеоморфологии (Гуревич и др., 1964Ф, 1967, 1970; Пospelов и др., 1966Ф; Озябин и др., 1967Ф; Померанц, 1968, 1969; Беленицкая, 1968<sub>I</sub> - 1971П; Беленицкая и др., 1970; Померанц, Беленицкая, 1969). Этот материал, как отмечалось, послужил исходным для данной работы.

#### Состояние вопроса и задачи исследования

В настоящее время эпигенетической точки зрения на генезис серных руд наиболее крупных экзогенных месторождений серы придерживается преобладающее большинство исследователей. Эпигенетичность Гаурдакского месторождения по существу общепризнана. Все большее подтверждение и признание находит представление о преобладающе метасоматическом образовании серных руд большинства экзогенных месторождений в сульфатносных толщах. В классификациях серных месторождений последних лет выделена особая промышленно наиболее важная группа месторождений метасоматических по гипсу (Джкин, 1963, 1968<sub>I</sub>) или инфильтрационно-метасоматических (Соколов, 1965, 1969; Капитонов, Соколов, 1969). К этой группе отнесено и Гаурдакское месторождение.

Однако многие моменты проблемы генезиса серных руд экзогенных месторождений все еще остаются дискуссионными. Прежде всего это касается вопросов о том, совмещены или разъединены в пространстве и во времени три группы процессов: 1) растворение сульфатных минералов, 2) образование сероводорода в процессе сульфатредукции, 3) окисление

сероводорода до серы (отложение серы) и образование других парагенных ей минералов. Решение этих вопросов тесно взаимосвязано с рядом других, в частности, о способе образования руд - выполнение полостей или метасоматическое замещение - и о соотношении этих процессов в масштабах каждого месторождения; об участии микроорганизмов в образовании сероводорода; об источнике рудного вещества (либо внешний источник, обычно сероводород, образующийся на больших глубинах, либо сами сульфатные породы) и т.п. Нет единства мнений и в решении вопроса о замещаемых (или выщелачиваемых) минеральных составляющих исходных сульфатно-карбонатных пород: карбонаты это или сульфаты кальция или и те и другие. До последнего времени именно с растворением карбонатных составляющих пород, развитием кавернозности и последующим отложением серы в полостях рядом исследователей связывается образование руд. В настоящее время вопрос о роли карбонатов исходных пород в процессах рудообразования часто вообще не рассматривается. Расходятся мнения и по вопросу о способе замещения: путем редукции гипсов в твердом состоянии под воздействием углеводородов (Сахаров, 1947<sub>I,2</sub> и др.) или с предварительным растворением и редукцией сульфат-иона. Критика первой точки зрения и убедительное обоснование второй имеется в работах Н.А.Яковлевой и Н.П.Юшкина (1962) и Н.П.Юшкина (1968<sub>I</sub>; 1969). В этих и в других работах Н.П.Юшкин приводит ряд веских доводов в пользу метасоматического по гипсу образования серных руд. Одновременно Н.П.Юшкин рассматривает признаки, свидетельствующие, что часто растворение гипса опережает процесс сероотложения и образование руд связано с процессами выполнения полостей. Само по себе участие процессов выполнения в общем метасоматическом минералообразовании не противоречит теории метасоматоза, и не препятствует отнесению залежей в целом к образованиям метасоматическим и на данном вопросе можно было бы не останавливаться. Однако поскольку Н.П.Юшкин не разграничивает эти два процесса, относя все руды к метасоматичес-

ким, и при этом значительная часть его построений и важных теоретических выводов, призванных характеризовать процесс как метасоматический, основана на наблюдениях над отложением минералов именно в полостях, то такую неточность, учитывая теоретическое значение работ этого исследователя, надо отметить. Это тем более важно, что относительно свободное пользование термином метасоматоз встречается и в работах других исследователей серных месторождений.

Все отмеченные нерешенные и спорные моменты проблемы генезиса серных руд экзогенных месторождений в целом почти в равной мере касаются и Гаурдакского месторождения. Характерно в этом отношении, что Е.С.Парникель, многие годы принимавший участие, а затем руководивший разведочными работами на Гаурдаке, безусловно высказываясь за эпигенетический характер залежей, в то же время отмечает, что "образование самородной серы вообще (и Гаурдакского месторождения, в частности) остается, к сожалению, в области предположений, общеизвестных гипотез и догадок" (Парникель, 1969, с.296).

Даже после выхода из печати работ В.Д.Когана (1959-1962) с убедительной аргументацией в пользу метасоматической природы серных руд, предложенный ранее Н.П.Петровым (1955) вариант их образования путем выполнения карстовых полостей продолжал существовать (Петров, 1964) и нашел новых сторонников (Лазарев, 1963, 1969). В трактовке И.С.Лазарева образование серных залежей связывалось с процессами "седиментогенеза" в "эпигенетических условиях" - в водных условиях карстовых полостей. Позже И.С.Лазарев изменил свои представления по отношению к рудам залежи "F". Гаурдака и в настоящее время поддерживает точку зрения об их метасоматическом образовании, но в то же время все руды залежи "D" считает результатом выполнения, называя их "водородными" (Лазарев, 1970).

Нет также ясности в вопросах о взаимоотношении минералов серных руд Гаурдакского месторождения с минералами вмещающих пород, об

участии последних и, прежде всего кальцита, в процессах, связанных с серообразованием и т.д. Требуют уточнения или подтверждения многие вопросы генезиса второстепенных минералов серных руд, в частности целестина, барита, флюорита; дискутируется вопрос о природе кальцита в развитых на Гаурдакском месторождении неосерненных или слабоосерненных кальцитовых телах, а также многие другие относительно более мелкие вопросы, однако весьма важные с точки зрения выяснения химизма процессов, сопутствующих образованию серы.

Относительно решения вопросов формирования Гаурдакского месторождения надо сказать следующее. Впервые предложенный Н.П.Петровым (1955), тогда еще в значительной степени априорный вариант схемы последовательности формирования серных залежей, был разработан с критическим пересмотром некоторых его положений и обоснован в ходе последующих комплексных исследований (Беленицкая, 1967Ф, 1968<sub>1,2</sub>; Гуревич и др., 1970) и в настоящее время у исследователей Гаурдакского месторождения не вызывает возражений. В частности он принят и использован в работе И.С.Лазарева (1970), хотя и без указаний на авторов соответствующих построений.

Проведенные на Гаурдакском месторождении комплексные исследования в целом и настоящая работа в частности имели целью выяснение нерешенных или спорных вопросов генезиса серных руд и условий формирования залежей путем разностороннего анализа фактического материала, характеризующего природную систему "горные породы - подземные воды - микроорганизмы", и рассмотрения этой системы в историческом развитии.

Необходимость комплексного подхода к изучению взаимосвязей,

существующих в природных системах между горными породами и подземными водами, неоднократно подчеркивалась еще В.И.Вернадским (1933-1936, 1934). Изучение таких взаимосвязей выделено в качестве одной из основных задач гидрогеохимии - молодой отрасли геохимии и гидрогеологии, решающей вопросы геохимии подземных вод (Овчинников, 1970, с.4-6). Существенное развитие это направление получает при изучении месторождений полезных ископаемых и, прежде всего, тех из них, которые продолжают формироваться и в настоящее время, причем на глубинах и в условиях, доступных для изучения. Среди последних месторождения серы занимают даже несколько особое положение, поскольку для них связь рудогенеза с деятельностью подземных вод, в том числе современной, наиболее четко выражена и по существу общепризнана. Поэтому закономерно, что вопрос о влиянии состава вод на развитие процессов образования серных руд является одним из основных во многих упоминавшихся исследованиях, посвященных изучению генезиса месторождений серы (Уклонский, 1940; Соколов, 1957Ф, 1959; Иванов, 1964; Дикин, 1968<sub>I</sub>; Беленицкая, 1968<sub>I</sub>, 1970<sub>I</sub>; Гуревич и др., 1970 и др.).

Неустойчивость равновесия между породами, особенно галогенными и карбонатными, и подземными водами в ходе геологической истории определяет важность при изучении природных систем учитывать исторический фактор. Это в настоящее время постоянно отмечают с одной стороны гидрогеологи, с другой - исследователи горных пород (литологи, геохимики, минералоги).

А.М.Овчинников, в разное время касаясь вопросов формирования различных типов природных вод, писал: "Вода такова, какова геологическая история района, в котором она находится" (Овчинников, 1947, 1970). Именно необходимостью учета исторического фактора при выявлении истинной картины процессов формирования ионно-солевого состава природных вод в значительной степени обусловлено обособление и интенсивное развитие в последние годы палеогидрогеологии - новой отрасли

гидрогеологии и гидрогеохимии, изучающей "историю развития водонапорных систем земной коры с целью выяснения закономерностей миграции и концентрации химических элементов" и требующей "глубокого анализа гидрогеохимических процессов и умения воссоздать эти процессы для прошлых эпох, особенно для периодов формирования полезных ископаемых (нефти, газа, рудных залежей)" (Овчинников, 1970<sub>2</sub>, с.13, 1970<sub>1</sub>, с.11).

Требование проведения исторического анализа по существу заложено в самом понятии литологии - в широком смысле этого термина - и его необходимость и актуальность в последнее время неоднократно подчеркивалась. В частности, в статье "Развитие литологии в СССР и ее ближайшие задачи", опубликованной редакцией журнала "Литология и полезные ископаемые", среди основных пробелов современных литологических исследований отмечается "недостаточное внимание к подземным водам в разрезах осадочных толщ, составу их жидкой и газовой фаз, генезису и взаимодействию с вмещающими породами" (Развитие литологии ..., 1967, с.24). При этом важнейшей задачей современного этапа развития литологии в СССР редакция журнала считает изучение и учет "истории подземных вод и взаимодействия твердой, жидкой и газообразной фаз" (там же).

Настоящая работа представляет собой опыт комплексного литолого-палеогидрогеохимического анализа, проведенного на конкретном материале месторождений самородной серы Гаурдак-Кугитангского района и строго подчиненного решению вопросов их генезиса. Особое внимание уделялось изучению характера процессов взаимодействия между горными породами и подземными водами и роли подземных вод в миграции и концентрации химических элементов при образовании серных руд; выделению важнейших геологических факторов, определяющих характер взаимодействия; изучению эволюции самих факторов на протяжении истории формирования залежей; выяснению влияния их эволюции на результаты взаимо-

действия. Освещение такого круга вопросов, в некоторой мере условно объединенных названием работы, и являлось ее основной задачей.

Методы исследования и некоторые вопросы терминологии

В работе использованы методы литологических, гидрогеохимических, геоморфологических и палеогеоморфологических исследований.

Основой литологических и частично палеогеоморфологических исследований являлось полевое и последующее камеральное детальное послойное изучение разрезов по керну скважин, горным выработкам, а также в естественных обнажениях (рис. I, 2). Кроме того, автором была обработана коллекция образцов Я.К. Писарчик, отобранная ею в 1963 г. по разрезу ангидритовой толщи в одной из наиболее глубоких скважин и частично по рудным залежам Гаурдакского месторождения и любезно предоставленная в наше распоряжение.

Объектом детальных литологических исследований являлись серные руды, вмещающие их породы ангидритовой толщи гаурдакской свиты, а также подстилающие известняки гиссарской свиты (главным образом ее верхние 40-50 метров). Разрезы этих отложений послойно изучались как на сероносных участках Гаурдакского месторождения (по всей его площади и на всех гипсометрических уровнях) и частично на других серопроявлениях района, так и вне контуров осернения на трех крупных сероносных структурах района.

В процессе камеральной обработки собранный материал исследовался обычным комплексом методов минералого-петрографического анализа в шлифах (1800 штук), пришлифовках и иммерсионных препаратах. Для выявления взаимоотношений кальцита и доломита широко применялось окрашивание непокрытых шлифов ализарином красным по способу, описанному Митчеллом (Mitschell, 1956). Для типовых образцов определялся процент пористости в шлифах (50 определений) и объемный вес методом парафинирования (100 определений). Все перечисленные виды исследова-



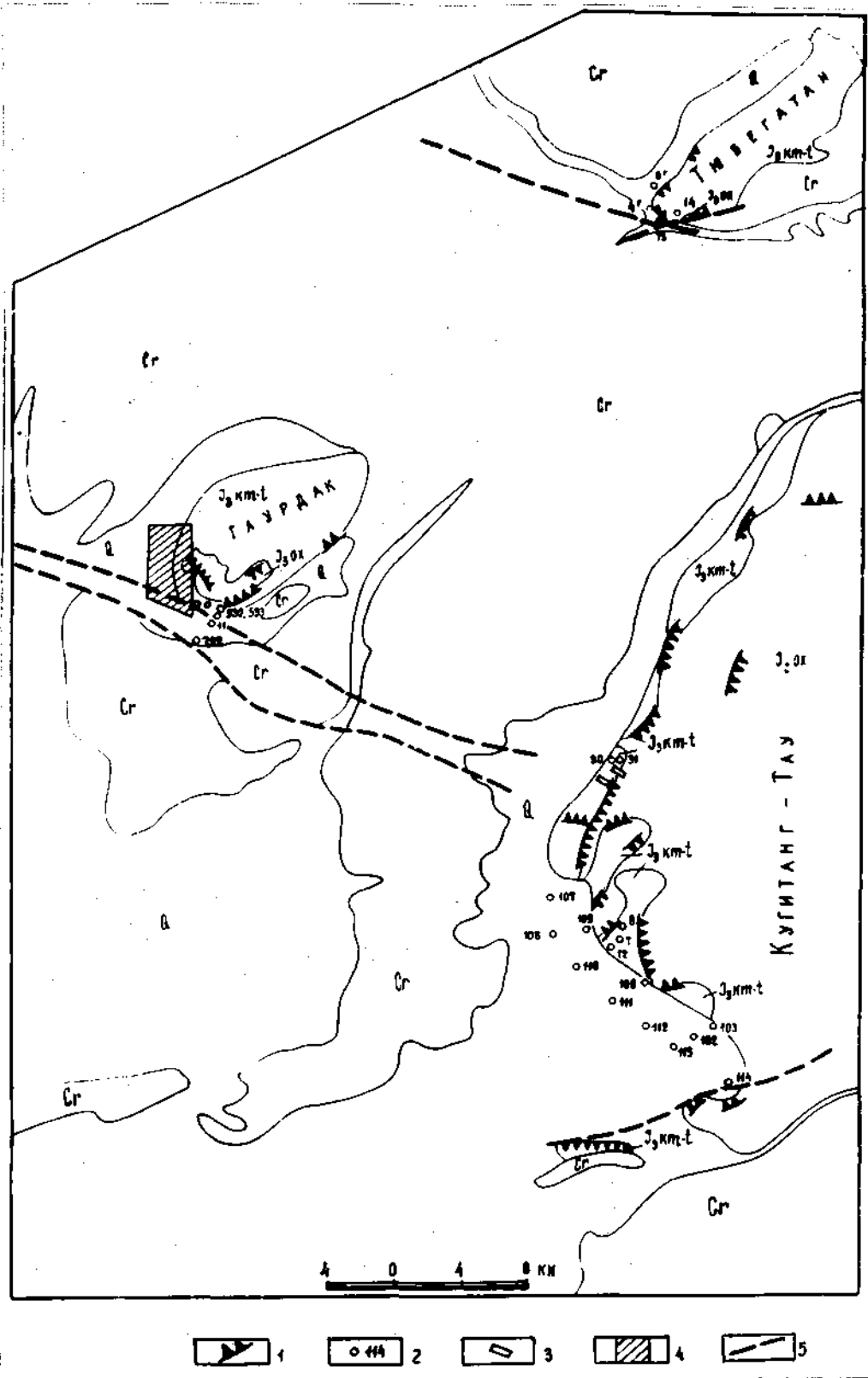


Рис. I. Обзорная схема размещения пунктов детальных литологических исследований автора в Гаурдак-Кугитангском районе.

I - участки сплошного обследования в обнажениях;  
2,3 - изученные разрезы: 2 - по скважинам, 3 - в канавах;  
4 - площадь детальных исследований на Гаурдакском серном месторождении (см.рис.2); 5 - тектонические нарушения.

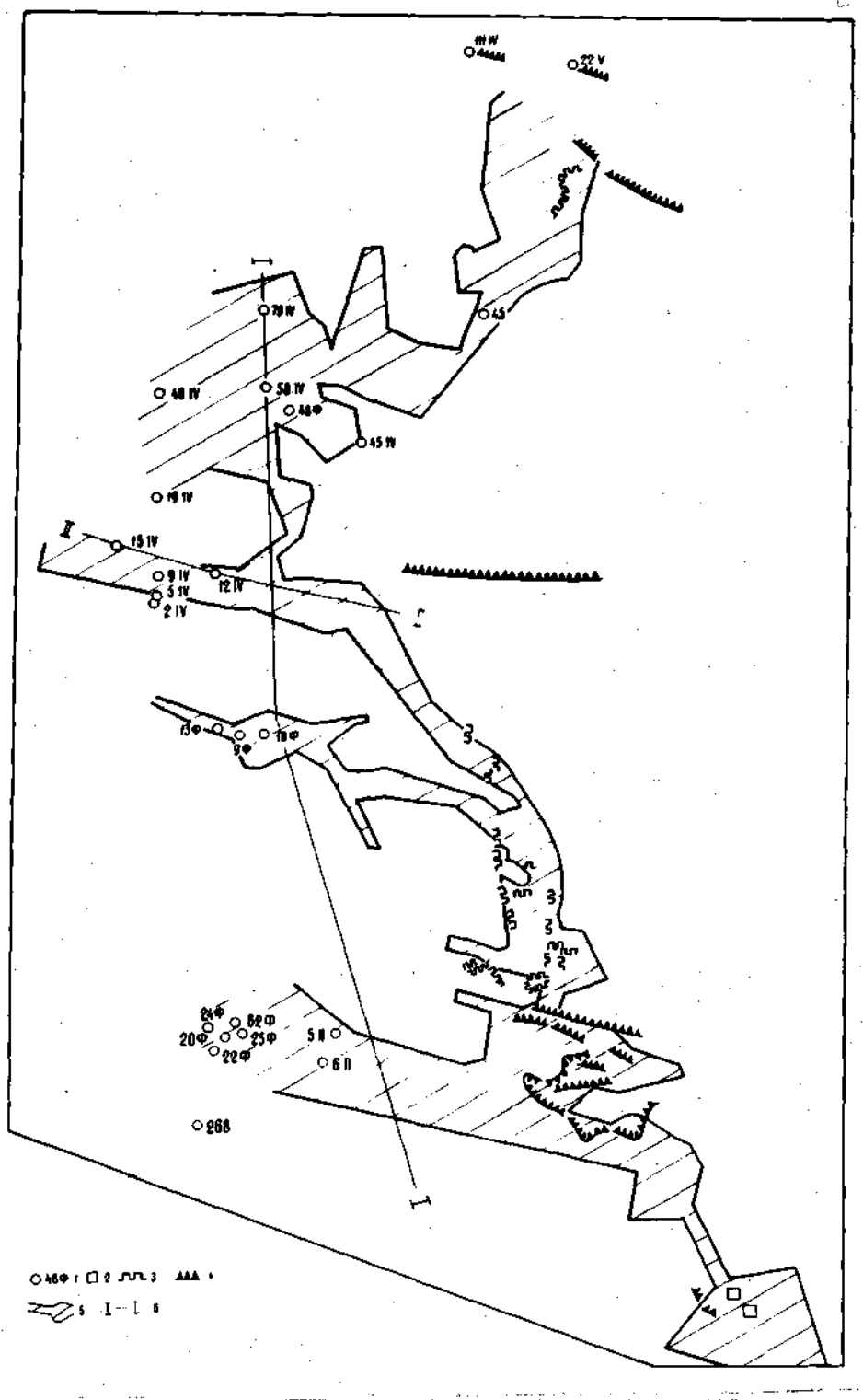


Рис.2. Схема размещения основных пунктов детальных литологических исследований автора на Гаурдакском серном месторождении (врезка к рис.1).  
1,2 - изученные разрезы: 1 - по скважинам, 2 - в шурфах;  
3,4 - участки сплошного обследования: 3 - в шахтах;  
4 - в обнажениях и карьерах; 5 - положение серных залежей;  
6 - линии разрезов.

ний выполнена автором лично.

Параллельно для большей части изучавшихся образцов выполнены различные виды химических анализов: определение  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ , нерастворимого в 5%  $\text{HCl}$  (с кипячением) остатка,  $\text{H}_2\text{O}$  (гигроскопической при  $70^\circ$  и при  $200-300^\circ$ ), серы элементарной. Для типовых образцов выполнены полные химические, спектральные, термические анализы, а также лабораторные определения пористости. Стронций и барий определялись химическим, спектральным и рентгено-радиометрическим методами. Аналитические работы выполнены в лабораториях ВСЕГЕИ, Управления Геологии ТССР, частично Ленинградского горного института и ВИРГ.

В процессе палеогеоморфологических исследований дополнительно изучены разрезы по 35 скважинам, вскрывшим отложения, выполняющие глубокие врезы Гаурдакской, Кугитангской и Тюбегатанской древних долин. Исследование этих отложений сопровождалось анализами: гранулометрическим (25 определений, выполнены И.И.Ивановой, ВСЕГЕИ) и спорово-пыльцевым (16 определений по трем скважинам, выполнены Л.Н.Ершовой, Таджикское ГУ).

Для сопоставлений и обобщений широко использованы описания разрезов по материалам Кугитангской ГРЭ. В качестве основы при геоморфологических и палеогеоморфологических построениях использованы геологические и геоморфологические карты масштабов 1:25000 и 1:50000 для всего района и 1:2000 и 1:5000 для отдельных участков.

В основу количественного анализа гидрогеохимических данных положены выполненные автором физико-химические расчеты, методика которых приведена в соответствующем разделе.

В работе использованы также результаты проведенного автором совместно с Л.Б.Померанц сопоставления данных литологического и микробиологического анализов образцов пород и руд. Микробиологическая часть исследования выполнена Л.Б.Померанц.

Графические приложения (кроме рис.3 и 4) составлены автором.

Данные по изотопному анализу углерода и серы, приводимые в тексте без ссылок, заимствованы из работ Г.П.Мамчура и И.С.Лазарева (1968) и Г.М.Вдовиченко и В.И.Виноградова (устное сообщение). Данные о содержании в породах и водах битумов, при отсутствии специальных указаний, взяты из работ О.В.Барташевич (Барташевич, 1964; Гуревич и др., 1964ф).

В основу принятой в работе классификации структур карбонатов по размеру их зерен положена схема В.Б.Татарского (1959), согласно которой различаются структуры: пелитоморфная (размер зерен  $\leq 0,001$  мм), тонкозернистая (0,01-0,001 мм), мелкозернистая (0,01-0,05 мм), среднезернистая (0,05-0,25 мм), крупнозернистая (0,25-1,0 мм), грубозернистая ( $> 1,0$  мм). Определения структур ангидрита и гипса даны по "Справочному руководству ..." (Писарчик, 1958<sub>I</sub>). Классификация их по размеру зерен аналогична принятой для карбонатов.

Уточним значение ряда используемых в тексте терминов, не определившихся достаточно однозначно в геологической литературе.

Термин "гипергенез" и "катагенез" применяются в том значении, в каком их употребляют в настоящее время Н.Б.Вассоевич (Вассоевич, Амосов, 1953; Вассоевич, 1957, 1962), Я.К.Писарчик (1963) и др. В соответствии с этим, к гипергенным относятся те процессы, в осуществлении которых обязательным является влияние, хотя бы минимальное, агентов поверхностного происхождения, осуществляемое через подземные воды. К катагенетическим относятся преобразования, осуществляемые с момента образования горной породы как в процессе ее погружения до начала метаморфизма (если он проявился), так и при последующем восходящем движении до начала гипергенеза.

Термины "сингенез", "эпигенез" и "прогенез" используются для характеристики неопределенных стадий литогенеза, а лишь последовательности процессов (Вассоевич, 1957, 1962; Страхов, Логвиненко,

1959; Страхов, 1960; Холодов, 1970 и др.).

Термин "битум" употребляется в широком "геологическом" его понимании для обозначения природных органических компонентов, генетически связанных с нефтью, т.е. самой нефти и всех продуктов ее природного преобразования (Справочное руководство, 1958, с.409).

## Глава II. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ГАУРДАК-КУГИТАНГСКОГО РАЙОНА И ГАУРДАКСКОГО СЕРНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Гаурдак-Кугитангский район расположен в пределах южной части Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта, в зоне правобережья р. Аму-Дарья (рис. 3, 35). Большая северо-восточная часть района горная, южная и юго-западная - равнинная. Характерно общее понижение рельефа на юг и запад.

В наиболее возвышенной восточной части района расположен вытянутый в юго-западном направлении хребет Кугитанг-Тау с максимальной абс. отметкой 3139 м при абс. отметках подножья 800-900 м на севере и 350-400 м на юге. Горы Тибегатан на северо-востоке района и Гаурдак к юго-западу от Тибегатана представляют собой эллипсоидальные возвышенности юго-западного простирания длиной до 16 км, шириной 7-8 км, с максимальными абс. отметками соответственно 1943,5 и 1067 м и превращениями над долинами до 400-500 м. В южной и юго-западной частях района возвышенности сменяются почти плоской, полого понижающейся к югу Приамударьинской равниной с абс. отн. от 250 до 300-320 м.

Самые крупные реки и ручьи района - водотоки системы Аму-Дарья: Кугитанг-Дарья, Сайхала и Камсай (рис. 4). В северной части района небольшая река Дарья относится к бассейну р. Камка-Дарья.

Климат района типично аридный, отличается резкой континентальностью и засушливостью. За счет атмосферных осадков питание подземных вод осуществляется главным образом весной и, в меньшей степени, зимой, а в летний период не происходит.

Отметим, наконец, что спорово-пыльцевые комплексы неоген-четвертичных отложений, выполненных древние долины (см. ниже),

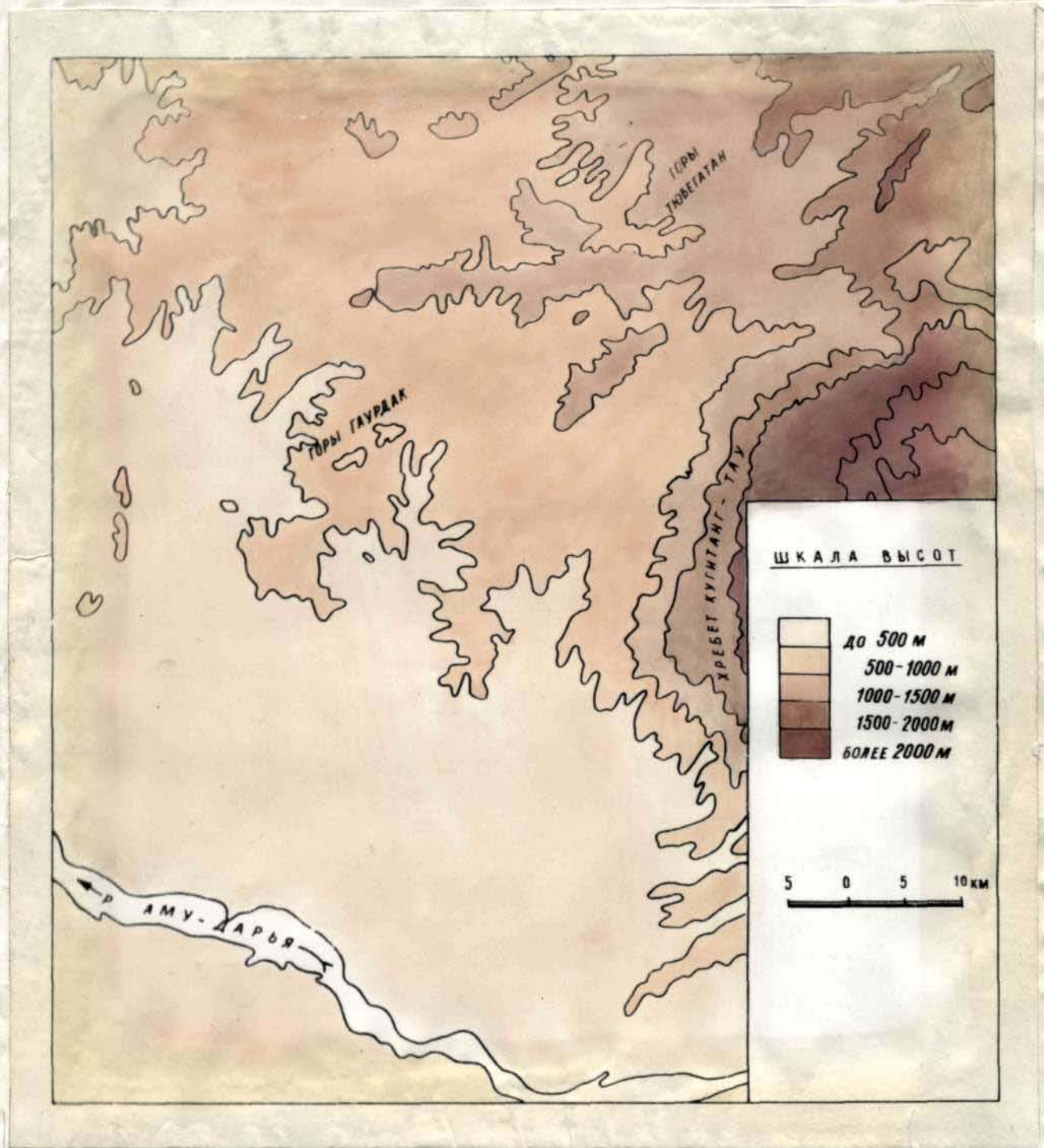


Рис. 3. Схематическая гипсометрическая карта Гаурдак-Кугитангского района.



свидетельствуют, по мнению Л.Н.Ершовой, что жаркий сухой климат, по существу аналогичный современному, установился на рассматриваемой территории уже в среднечетвертичное время. В конце неогена-начале четвертичного периода, по этим же данным климат был несколько более мягкий и влажный.

### Геологическое строение района

Излагаемые ниже необходимые общие сведения по стратиграфии и тектонике района приведены в основном по материалам наиболее поздних работ по этим вопросам (Дуннов, 1957; Мирошниченко, 1957; Петров, 1957; Ляшенко и др., 1958Ф; Решения..., 1959; Каминев и др., 1960Ф; Петров, Чистяков, 1964; Седлецкий, 1964, 1965<sub>1,2</sub>, 1970; Тектоника..., 1966; Байков, 1970 и др.) с привлечением данных личных наблюдений автора.

### Общая стратиграфическая характеристика разреза

В геологическом строении Гаурдак-Кугитангского района принимают участие протерозойские, нижнекаменноугольные, верхнетриасовые, юрские, меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные образования. Все отложения древнее верхнеюрских келловей-оксфордских обнаруживаются только на восточном склоне хребта Кугитанг-Тау, т.е. за пределами рассматриваемой площади. Поскольку все они на процесс серообразования непосредственного влияния не оказывают, их характеристика здесь не приводится.

Мощная серия верхнеюрских карбонатных и галогенных отложений включает образования верхнего келловей, оксфорда, кимериджа и титона. Эта серия, имеющая очень широкое распространение на юге Средней Азии, подразделяется (Бабаев и др., 1960; Троицкий, 1961, 1967 и др.) на две формации: нижнюю карбонатную, соответствующую



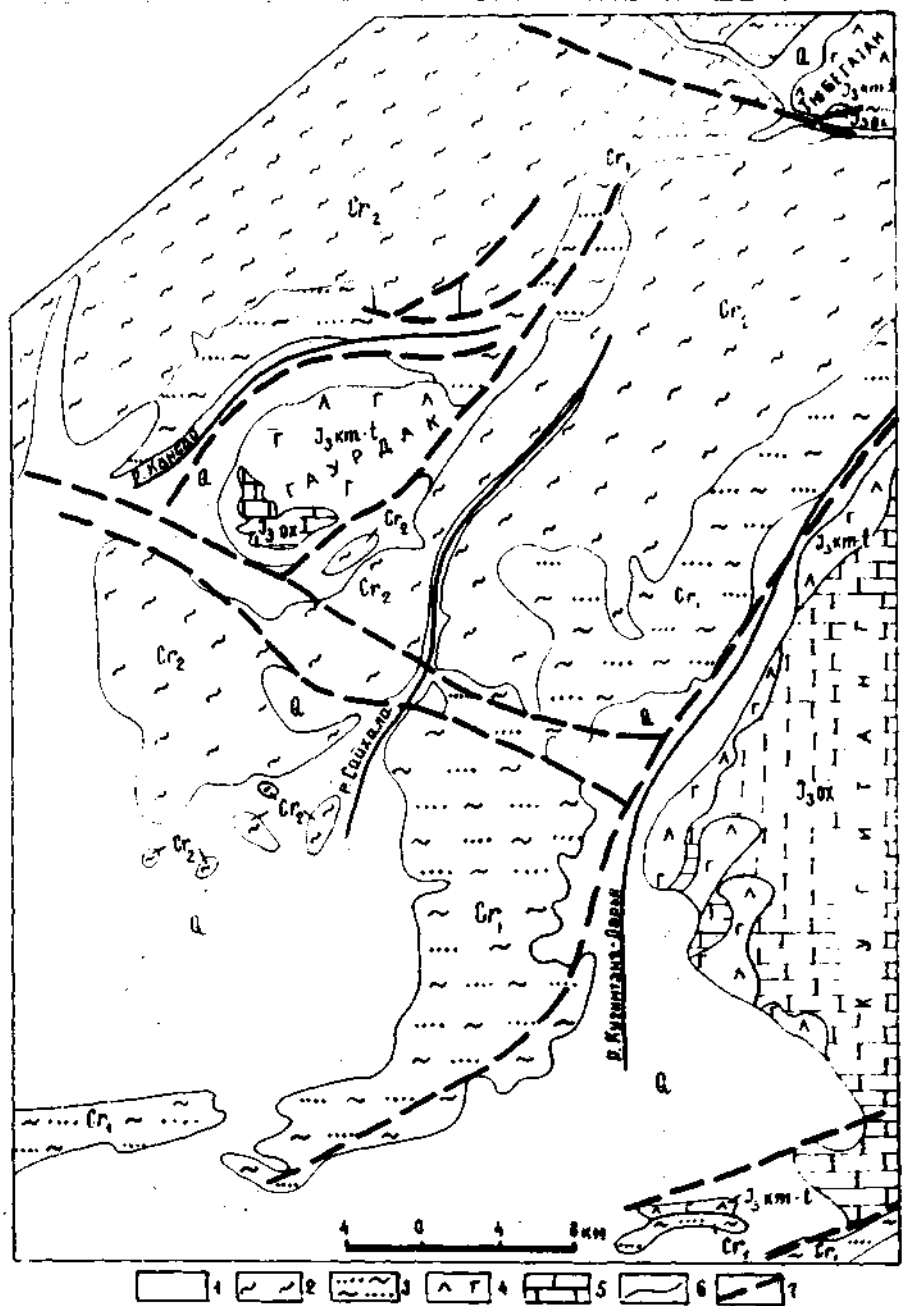


Рис. 4 . Схематическая геологическая карта Гаурдак-Кугитангского района (по Ляшенко и др., 1958Ф, сильно упрощено).  
 1 - четвертичные песчано-глинистые и гравийно-галечниковые отложения ( $Q$ ); 2 - верхнемеловые преимущественно глинистые отложения с прослоями песчаников и карбонатных пород ( $Cr_2$ ); 3 - нижнемеловые отложения, преимущественно песчаники и алевролиты с пачками глины и гипсов ( $Cr_1$ ); 4, 5 - верхнеюрские отложения: 4 - гаурдакская свита, ангидриты и гипсы ( $J_3 \text{ km-t}$ ), 5 - гиссарская свита, известняки ( $J_3 \text{ ox}$ ); 6 - границы стратиграфических подразделений; 7 - наиболее крупные тектонические нарушения (по данным В.И.Седлецкого, 1964).

гиссарской свите, и верхнюю эвалеритовую - гаурдакской.

Г и с с а р с к а я свита (верхняя часть келловеев и оксфорд  $J_3 cl - ox qs$ ) представлена толщей известняков мощностью около 500 м, обнажающихся на обширных площадях западного склона Кугитангского хребта, а также в сводах Гаурдакской и, локально, Тибетганской антиклиналей. В пределах прилегающих синклиналей - Малинской и Мукринской - известняки погружаются на значительную глубину - до 2 - 3 км и более.

Карбонатная формация на юге Средней Азии является регионально битуминозной. С ней связаны здесь многие нефте- и газопрооявления, причем ряд из них расположен на площадях, соприкасающихся с Гаурдакско-Кугитангским районом. Литологическая характеристика пород свиты приводится в главе II.

Отложения г а у р д а к с к о й свиты (нерасчленившиеся киммериджский и титонский ярусы верхней юры  $J_3 km - t gr$ ) согласно залегают на известняках гиссарской свиты. Свита подразделяется на две толщи: нижнюю ангидритовую и верхнюю соляную.

Ангидритовая толща обнажается вдоль подножий западного склона хр. Кугитанг-Тау, на значительных площадях Гаурдакского поднятия, включая и его сводовые части, и почти на всей площади Тибетганского купола. Мощность толщи достигает 400 м в районе Гаурдака и Кугитанга и 220 м в районе Тибетганана.

Разрез ангидритовой толщи обычно подразделяется на две части, условно именуемые подсвитами: нижнюю ангидритовую - сероносную ( $J_3 km - t gr_1$ ) и верхнюю ангидритовую бороносную ( $J_3 km - t gr_2$ ). В сероносной подсвите по составу выделяются два неравных по мощности горизонта: нижний ангидритовый "А", значительно больший по мощности и верхний "В", соответствующий пачке карбонатно-сульфатных пород. По кровле последней проводится граница между под-

свитами. Мощности толщи и всех ее подразделений убывает в целом от зоны погружения толщи вверх по восстанию пластов в направлении присводовых участков структур. Такое сокращение большинство исследователей объясняет выдавливанием пластичных ангидритов при образовании иликативных и дизъюнктивных нарушений и процессами выщелачивания (Седлецкий и др., 1964ф; Петров, Чистяков, 1964). Другие исследователи (Коган, 1961ф и др.) связывают это явление с конседиментационными поднятиями купола.

Преобладающие и максимальные мощности всех подразделений толщи на Гаурдакской структуре приведены на рис. 6. На Кугитанге общий характер изменения мощностей примерно аналогичен, но мощность горизонта "R" обычно не превышает 5-6 м. На Твбегатакской структуре горизонт "R" четко не прослеживается. Здесь на разных участках в разрезах толщи устанавливается разное (до четырех, по данным Д. Иниязова и др., 1962) количество карбонатных прослоев мощностью от нескольких см до 2,0 м, чередующихся с разделяющими их сульфатными слоями.

С ангидритовой толщей, обычно с нижней ее частью, связаны серно-кальцитовые тела, образующие промышленные залежи Гаурдакского месторождения и более мелких серопроявлений района (рис. 23).

Литологическая характеристика пород толщи и серных залежей подробно рассматривается в специальном разделе (глава II).

Выше ангидритовой согласно залегает соляная толща ( $3 \text{ км} - t_{gr_{3,4}}$ ) мощностью около 400 м. На Твбегатаке переход от ангидритов к солям постепенный через <sup>толщу</sup> переслаивающихся пластов ангидрита и каменной соли общей мощностью 182,0 м (Иниязов и др., 1962). Зоны неглубокого залегания соляной толщи с отдельными мелкими выходами на поверхность протягиваются преимущественно

вдоль пологих западных и северо-западных крыльев Кугитангской, Гаурдакской и Тубегатанской структур. С этой толщей на обширной территории Гиссарского каменносолевого бассейна, в том числе и на площади рассматриваемого района, связан ряд месторождений калийных и каменной солей (рис. 23).

Заканчивается разрез гаурдакской свиты пластом покровного ангидрита мощностью от 2 до 35 м.

На галогенных отложениях гаурдакской свиты залегает толща красноцветных песчано-глинистых отложений мощностью до 200 м, выделяемая в карабильскую свиту. Литолого-фациальные данные (Петров, Чистяков, 1964) свидетельствуют о согласном ее залегании на соляной толще. Устанавливаемые в ряде случаев следы выщелачивания в верхах соляной толщи, которые принимались за следы перерыва, связаны в действительности с выведением этих пород в зону гипергенеза уже в неоген-четвертичное время.

Вопрос о возрасте нижней части карабильской свиты - о принадлежности ее к титону или балакуну спорный (Н. П. Луинов, 1959). На разрезах (рис. 7, 24) она индексирована  $J_3t - C_{1, v} kb$ , а в тексте породы свиты для краткости условно именуется нижнемеловыми.

Существенно, что нижняя преимущественно глинистая <sup>часть</sup> карабильской свиты мощностью 90 м представляет собой водонепроницаемое покрытие над галогенными отложениями гаурдакской свиты.

Вышеуказанные отложения меловой системы имеют наибольшее, почти повсеместное распространение на территории района. Они выполняют синклинальные погружения и слагают обширные площади в обрамлении размытых положительных структур. Меловые отложения представляют собой непрерывный разрез морских и в подчиненном количестве континентально-лагунных образований общей мощностью около 2500 м.

Разрез характеризуется чередованием песчаных и глинистых красноцветных, нестробчатых и серобчатых отложений с отдельными пачками карбонатных и иногда сульфатных пород.

Терригенно-карбонатные отложения палеогена на рассматриваемой площади развиты лишь локально. Мощность их 250-300 м.

Отложения от три до палеогена образуют практически единую серию преимущественно морских и лагунных осадков.

Неогеновые отложения, среди которых преобладают молассы, ложатся с разрывом на разные горизонты более древних пород, образуя новый структурный этаж, и характеризуют новый - континентальный этап развития района. Благодаря интенсивному последующему развитию образования неогена на рассматриваемой площади практически не сохранились. По нашему мнению, к верхнему неогену здесь следует относить песчанико-конгломератовые отложения аллювиально-пролювиального типа, спорадически развитые преимущественно на возвышенных участках структур. До сих пор они условно относились к нижнечетвертичным (Пославская, 1958г и др.). Хотя распространенность этих отложений на площади района в настоящее время незначительна, но различия в датировке важны, поскольку влияют на определение возраста ряда геологических явлений и, в частности, новейших дислокаций. Ошибочное, по нашему мнению, отнесение всех отложений такого типа к нижнечетвертичным сдвигает вверх многие возрастные границы и нарушает возрастное соотношение некоторых геологических событий.

В залегании этих отложений намечается в целом покровный характер при отсутствии признаков связи их накопления с развитием как современных долин, так и древних (среднепалеоценовых) их врезов (см. гл.У). В то же время характерно наличие признаков врезания

последних в эти отложения. Вероятно, рассматриваемые отложения являются остатками широко развитого на площади района и за его пределами плащеобразного покрова, возникшего из слившихся конусов выноса водных потоков, позже расчлененного глубокими среднемиоценовыми врезами. По характеру залегания, соотношению с эрозийными врезами, составу отложений (преобладанию грубозернистых песчаников и конгломератов, наличие в составе обломков изверженных и метаморфических пород) и некоторым другим признакам эти образования можно считать возрастным аналогом аллювиально-пролювиальных отложений, выделяемых на смежных территориях Приамударьинской полосы Каракумов и Кизилкумов в саятскую впадину и датруемых началом среднего миоцена (Айнемер и др., 1967; Айнемер, 1968). Таким образом, наиболее вероятным временем образования рассмотренных отложений в районе также является начало среднего миоцена.

Видимо к верхнему неогену относятся и нижние горизонты отложений, выполняющих среднемиоценовые погребенные вези (см. гл. V).

Четвертичные отложения развиты в долинах всех рек района. В северной его части они образуют сравнительно узкие (до I км) полосы, постепенно расширяющиеся в центральной части и сливающиеся на юге в сплошной аллювиальный покров долины р. Аму-Дарья. Представлены эти отложения комплексом песчано-глинистых и гравийно-галечниковых осадков. Для долины основных рек установлено наличие древних (среднемиоценовых) погребенных везов. Мощность выполняющих их отложения достигает 420 м. Характеристика этих отложений и вопросы их возрастного расчленения рассматриваются при описании древних долин района (гл. V).

### Основные элементы тектоники

Гаурдак-Кугитангский район относится к области новейшей активизации - к мегантиклинали Юго-Западного Гиссара, расположенной в пределах Южно-Тяньшанской эпиплатформенной орогенической области, в зоне ее сочленения с юго-восточной оконечностью эригерцинской платформы Юга СССР.

Разновозрастные комплексы отложений, принимающих участие в строении района, образуют три структурных этажа. Нижний представлен породами докембрия и палеозоя, образующими складчатое основание платформы. Средний охватывает отложения от триаса до эоцена - периода платформенного развития территории. Верхний включает породы неоген-четвертичного возраста, сформировавшиеся в обстановке эпиплатформенного орогенического развития при резкой активизации тектонического режима.

Основные тектонические структуры мезо-кайнозойского покрова района и в целом современный структурный план мегантиклинали созданы в альпийскую горообразовательную эпоху. Эти структуры общего юго-западного близкого к меридиональному простирания наложены почти под прямым углом на субширотные структуры герцинского заложения.

В районе выделяется ряд параллельных складчатых систем юго-западного простирания. Наиболее крупными из них являются (с востока на запад): Кугитангская антиклиналь, Чаликская синклиналь, Гаурдак-Тибегатанская антиклинальная система и Нукуринская синклиналь (ее юго-восточное крыло).

Антиклинальные складки характеризуются рядом общих черт строения. Контуры их близки к изометричным (соотношение длин осей не превышает один к трем). Обычно они асимметричны: наклон юго-восточных крыльев  $35-80^{\circ}$ , северо-западных -  $10-50^{\circ}$ . Характерно ос-

лохнения крыльев дизъюнктивными нарушениями субпараллельными их простиранию, что позволяет рассматривать складки как горст-антиклинали (Седлецкий, 1964). Приведем некоторые характерные черты лишь крупнейших сероносных структур.

Кугитангская антиклинальная структура юго-юго-западного простирания, протяженность свыше 60 км. В ее глубоко размитом ядре вдоль обрывистого восточного склона хребта Кугитанг-Тау обнажаются сложноскладчатые породы протерозоя и палеозоя. Западное крыло антиклинали пологое, сложено преимущественно верхними горизонтами гиссарских известняков. Вдоль подножья хребта здесь на значительном протяжении сохранились перекрывающие известняки ангидриты гаурдакской свиты.

Гаурдак-Тобегаганская антиклинальная система представлена рядом отдельных брахантиклинальных поднятий, крупнейшими из которых являются Гаурдакское и Тобегаганское.

Гаурдакская горст-антиклиналь имеет площадью выходов верхневюрских отложений свыше 100 км<sup>2</sup>. Юго-восточное и северо-западное ее крылья осложнены дизъюнктивными нарушениями с амплитудой смещения до 200 м и наклоном плоскостей смещения к северо-западу. Юго-западное пологое крыло Гаурдакского поднятия осложнено кроме того серией более мелких сбросов, контролирующей серию оруженение Гаурдакского месторождения.

Тобегаганская горст-антиклиналь сходна с Гаурдакской по строению, но более закрытая. Известняки гиссарской свиты обнажаются здесь лишь на небольшой площади в южной части складки вдоль тектонического нарушения типа надвига, амплитудой до 150 м.

Среди дизъюнктивных нарушений в районе наиболее крупными являются элементы субширотной системы глубинных разломов: Аму-Дарьинская зона разломов на юге района, Узун-Кудукская в центральной



его части и Северо-Кугитангский сброс на севере.

Узун-Кудукская зона разломов прослеживается в западно-северо-западном направлении через весь район: от долины р. Кугитанг-Дарья на востоке до поднежий Гаурдакского поднятия и далее на запад за пределы района. Представлена она двумя основными субпараллельными сбросами, отстоящими друг от друга на 2-3 км и ограничивающими Узун-Кудукский грабен. Амплитуда перемещения вдоль сбросов сильно варьирует, достигая 1000 м и несколько более.

Все основные структурные элементы района связаны с дислокациями подселевого комплекса. Рельеф соляной тектоники большинство исследователей оценивает как второстепенную.

#### Некоторые черты геоморфологии

Тектоническое положение района в зоне сочленения платформы и молодой эоиплатформенной складчатой области четко отразилось и в его геоморфологических особенностях. В северо-восточной горной части территории эрографическую основу рельефа создали альпийские складчатые процессы, сопровождавшиеся неравномерным поднятием отдельных структур и их групп. Основные положительные формы рельефа, в том числе три крупнейшие сероносные структуры, совпадают здесь с системами горст-антиклиналей.

Юго-западная часть района представляет собой плоскую предгорную проливнально-аллювиальную равнину, окаймляющую горную часть района и сливающуюся на юге с прибрежной равниной р. Аму-Дарья. Поверхность равнины имеет небольшой общий уклон в сторону р. Аму-Дарья - абс. отметки ее понижаются от 320 м до 250 м на расстоянии 25-35 км. Она соответствует поверхности I (верхнечетвертичной) террасы рр. Кугитанг-Дарья, Сайхала, Касая, сливающейся с поверхностью II надпойменной террасы р. Аму-Дарья.

Долины района в основном продольного типа имеют преимущественно юго-западное (субмеридиальное) направление. Их эрозионные

врезы морфологически выражены лишь в горной части района. Строе-  
ние их закономерно изменяется от узких (100-1000 м), глубоких V  
и U - образных в верховьях до более широких (1-2 км), чаще ко-  
рытообразных в средней части и все более расширяющихся и выгла-  
живающихся в нижней (впадине) их части. Поперечные профили долины  
часто асимметричны. Глубина вреза русел достигает 8-10 м.

В комплексе террасовых поверхностей наиболее широко развита  
I надпойменная (верхнечетвертичная), образующая днища долины почти  
на всем их протяжении. Поверхности II и III террас (среднечетвер-  
тичных) развиты спорадически главным образом в средних и верхних  
частях долины. Их абс. отметки довольно близки между собой и в об-  
щем понижаются с севера на юг. В низовьях они, по-видимому, погребены  
под верхнечетвертичными отложениями.

Древние (среднемиоценовые) глубокие врезы этих долины выпол-  
нены аккумулятивным материалом и в настоящее время в рельефе не  
проявляются (см. гл. V).

#### Важнейшие особенности строения Гаурдакского месторождения

Месторождение приурочено к юго-западному склону Гаурдакской  
возвышенности и, соответственно, к юго-западной периклинальной  
части одноименной брахантиклинальной структуры (рис. 5). Оно  
находится в зоне сочленения тектонических нарушений, ограничи-  
вающих северо-западное крыло брахантиклинали, с Узун-Кудукской  
зоной разломов. При этом площадь месторождения представляет се-  
бой практически единую обширную зону дробления (Парикель, 1969).

Серные залежи связаны с ангидритовой толщей гаурдакской сви-  
ты (рис. 6, 8). Мощность толщи на месторождении составляет в сред-  
нем около 200 м при колебаниях от 400 м в зонах погружения тол-  
щи до первых десятков м (и до полного размыва) в присводовых  
участках структуры. Толща слагает восточный склон и частично ложе

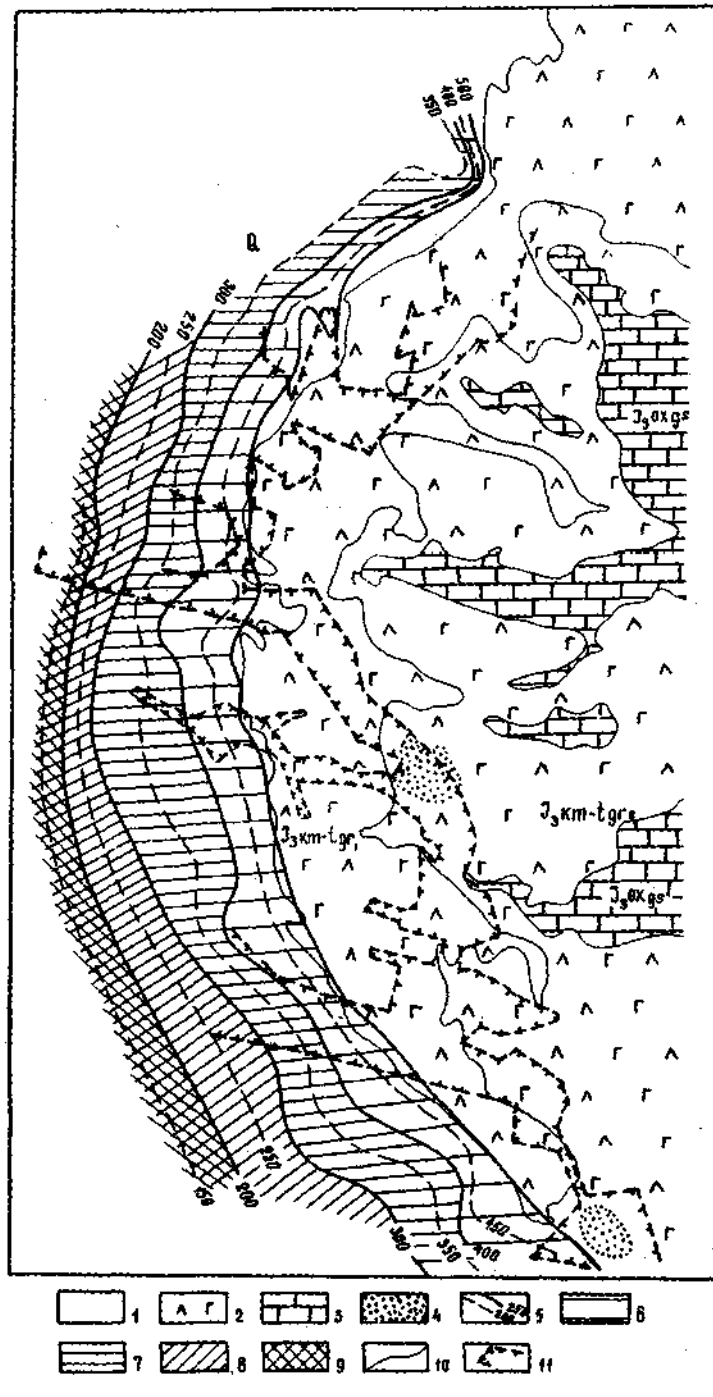


Рис.5. Схематическая геологическая карта Гаурдакского серного месторождения (по материалам Кугитангской ГРЭ) с элементами строения древней долины.  
 I - четвертичные пролювиально-аллювиальные отложения и обрушенные нижнемеловые породы ( I ); 2 - ангидритовая толща гаурдакской свиты, ангидриты, гипсы ( J<sub>3</sub> km-t gr<sub>1,2</sub> ); 3 - известняки гиссарской свиты ( J<sub>3</sub> ox gs ); 4 - участки развития на поверхности окисленных серных руд; 5-9 - строение поверхности погребенного эрозионного вреза Гаурдакской пра-долины (в абс. отметках): 5 - изолинии, 6 - от 500 до 400 м, 7 - от 400 до 300 м, 8 - от 300 до 200 м, 9 - менее 200 м; 10 - границы литолого-стратиграфических подразделений; II - контуры серных залежей.

погребенного вреза древней долины р. Кансай, обрамляющей с запада и северо-запада Гаурдакскую структуру (см. рис. 5 и гл. V). Дальше к западу сульфатные породы погружаются под толщу солей, которая в пределах месторождения полностью размита (рис. 7).

Подстилающие ангидритовую толщу гиссарские известняки обнажаются в своде Гаурдакской структуры, преимущественно в его юго-западной части на площади около  $12 \text{ км}^2$ . Направление падения пород на месторождении от западного до южного под углом в среднем  $10-15^\circ$ .

Площадь месторождения вытянута в виде полосы длиной 7-8 км, шириной около 1,5 км вдоль юго-западной периклинали Гаурдакской брахискладки. Общая площадь месторождения около  $10 \text{ км}^2$ .

Серные залежи месторождения обычно связаны с породами нижней сероносной - подсвечи ангидритовой толщи. В разрезе выделяются две промышленные залежи, располагающиеся одна над другой. Нижняя залежь "F" приурочена к низам толщи; чаще всего она развита непосредственно выше кровли гиссарских известняков. Расположение верхней залежи "D" подчиняется нижнему контакту карбонатно-сульфатных пород горизонта "R" с сульфатными породами ангидритового горизонта. При этом нижняя, нередко большая часть залежи "D" находится ниже этого контакта (внутри "чистых" сульфатных пород), а верхняя - выше него на уровне горизонта "R", развиваясь по слоям, линзам и включениям сульфатов в его породах. На некоторых участках в глубоких зонах руды верхней залежи установлены и выше верхнего контакта горизонта "R" - в ангидритах бо-роносной подсвечи.

Бедное осернение, связанное с сульфатно-карбонатными породами верхней части горизонта "R", иногда рассматривается как третий продуктивный горизонт очень ограниченного промышленного значения (Парникель и др., 1965ф).

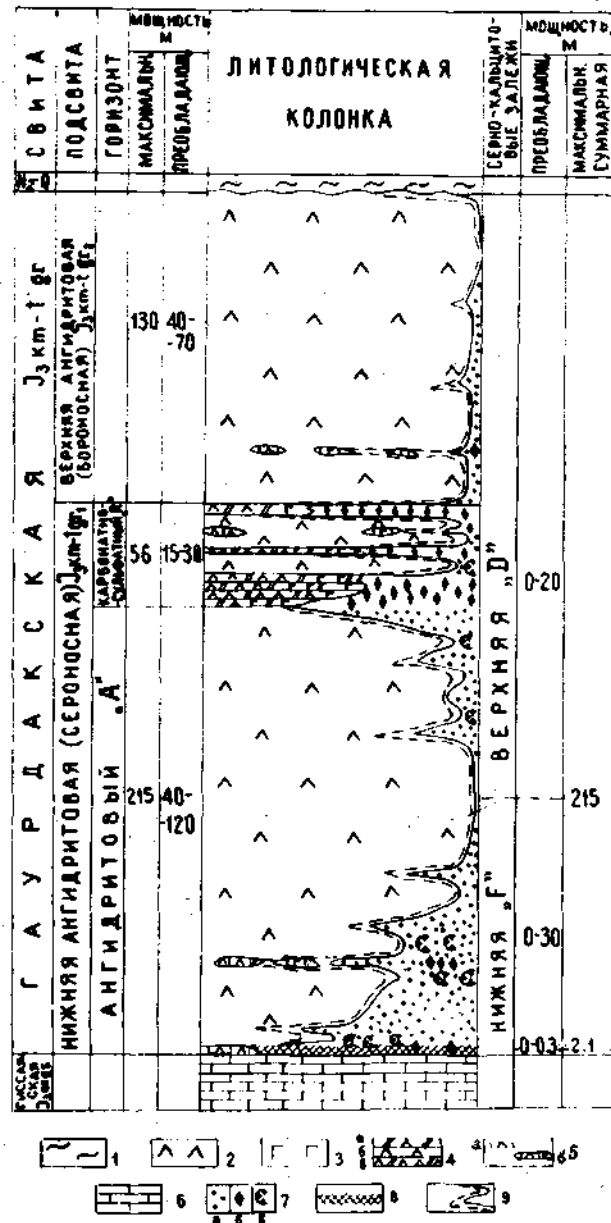


Рис.6. Сводная литологическая колонка ангидритовой толщи гаурдакской свиты. Гаурдакское серное месторождение.

- 1 - глинистые отложения, выполняющие древний врез р.Кансай;
- 2 - ангидрит; 3 - гипс; 4 - переслаивание сульфатно-карбонатных (а), сульфатных (б) и карбонатно-сульфатных (в) пород;
- 5 - маломощные прослои (а) и линзы (б) сульфатно-карбонатных пород, показанные не в масштабе;
- 6 - известняки; 7 - вторичные серно-кальцитовые породы (руды) по типам: а, б - замещения (а - дисперсный, б - вкрапления), в - выполнения;
- 8 - целестиноносный "горизонт" (показан не в масштабе);
- 9 - зоны интенсивной гидратации ангидрита до гипса.

ГОСУДАРСТВЕННАЯ  
БИБЛИОТЕКА  
СССР  
ИЗД. В. 1954

Исследованиями Н.П.Петрова, В.Д.Когана, Е.С.Нарникея и И.С.Лазарева установлено, что положение серных залежей в плане контролируется зоной дробления — системами нарушений сбросового и сбросо-сдвигового типа, примыкающей к региональной Узун-Кудукской зоне разломов. Эти нарушения четко проявляются в гиссарских известняках и затухают в толще ангидритов. Прослежены две основные системы нарушений: субмеридиональные, близкие к простиранию пород, и радиально расходящиеся с простиранием  $260-280^{\circ}$  и  $300-320^{\circ}$ , близким к направлению падения пород. Амплитуда смещения вдоль нарушений изменяется от 1 до 80 м, чаще всего составляет 5-20 м. Падение плоскости сбрасывателя обычно близко к вертикальному. Характерно преимущественное развитие нарушений блоковых, горст-грабенового типа. Ширина тектонических блоков изменяется от 30-50 м до 250 м. Мощность залежей, как правило, находится в прямой зависимости от амплитуды нарушений. Наиболее мощные залежи обычно расположены в опущенных частях тектонических блоков, а на приподнятых участках по мере удаления от нарушений мощность рудных тел быстро уменьшается вплоть до полного, часто тугого выклинивания.

На западном фланге месторождения залежи, локализуясь вдоль зон нарушений преимущественно субширотного простирания, образуют удлиненные рудные тела, погружающиеся к западу вместе с погружением пород толщи. По их числу на месторождении с юга на север выделяется пять (I-V) рудных участков. Рудные тела имеют различную форму, изменяющуюся от пласто-линзовидной до линзовидной и трубообразной. Длина их составляет от нескольких сот м до 1500-2000 м, ширина от нескольких м до 100-200 м. На локальных участках в раздувах рудные тела по форме приближаются к столбам. На восточном фланге месторождения — в зоне сечения субширотных нарушений с зоной разлома субмеридионального простирания —

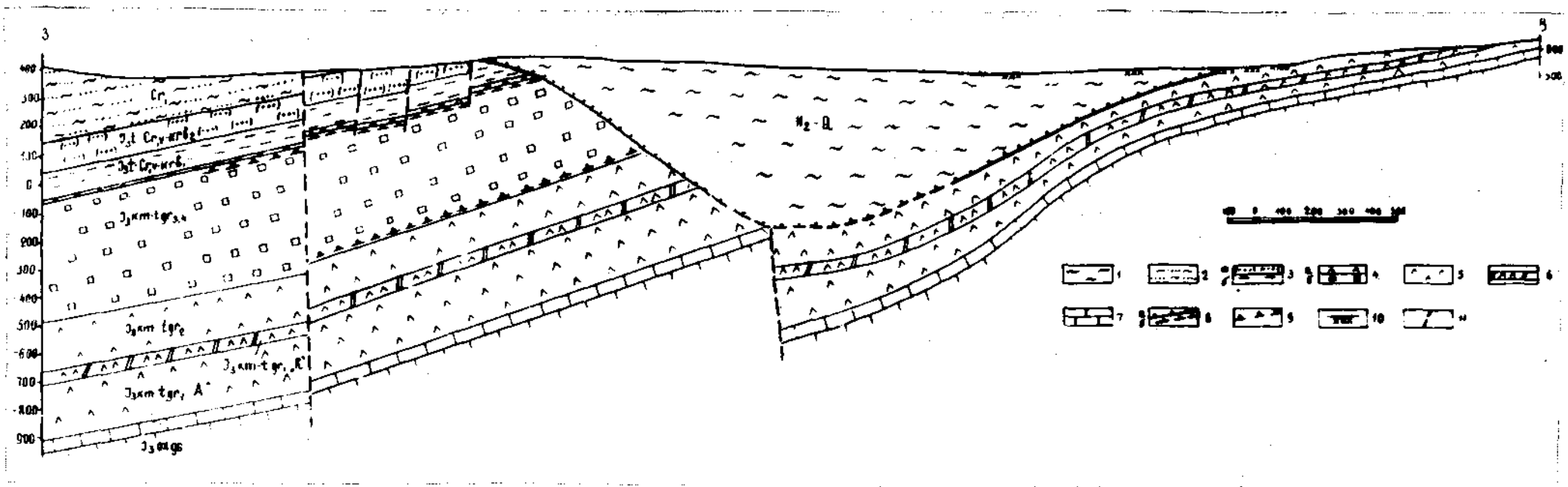


Рис. 7. Схема строения западного склона Гаурдакского купола между рудными участками серного месторождения. I - пролювиально-аллювиальные преимущественно песчано-глинистые отложения и обрушенные нижнемеловые породы ( $N_2-Q$ ); 2 - нижнемеловые отложения, преимущественно красцветные песчаники, алевролиты, глины ( $Cz_1$ ); 3 - отложения карабийской свиты; преимущественно красцветные: а - песчаники, алевролиты ( $J_3 t - Cz_1, v kv b_2$ ), б - глины, аргиллиты ( $J_3 t - Cz_1, v kv b_1$ ); 4-6 - отложения гаурдакской свиты: 4 - соляная толща (б), вверху - пласт покровного ангидрита (а) ( $J_3 km-tgr_{3,4}$ ); 5, 6 - ангидритовая толща ( $J_3 km-tgr_{1,2}$ ): 5 - ангидриты, 6 - карбонатно-сульфатные породы горизонта "R"; 7 - известняки гиссарской свиты ( $J_3 ox qs$ ); 8 - поверхность погребенного эрозионного вреза Гаурдакской пра-долины: а - вскрытая скважинами, б - предполагаемая; 9 - поверхности выщелачивания; 10 - террасы; II - тектонические и экзотектонические нарушения.

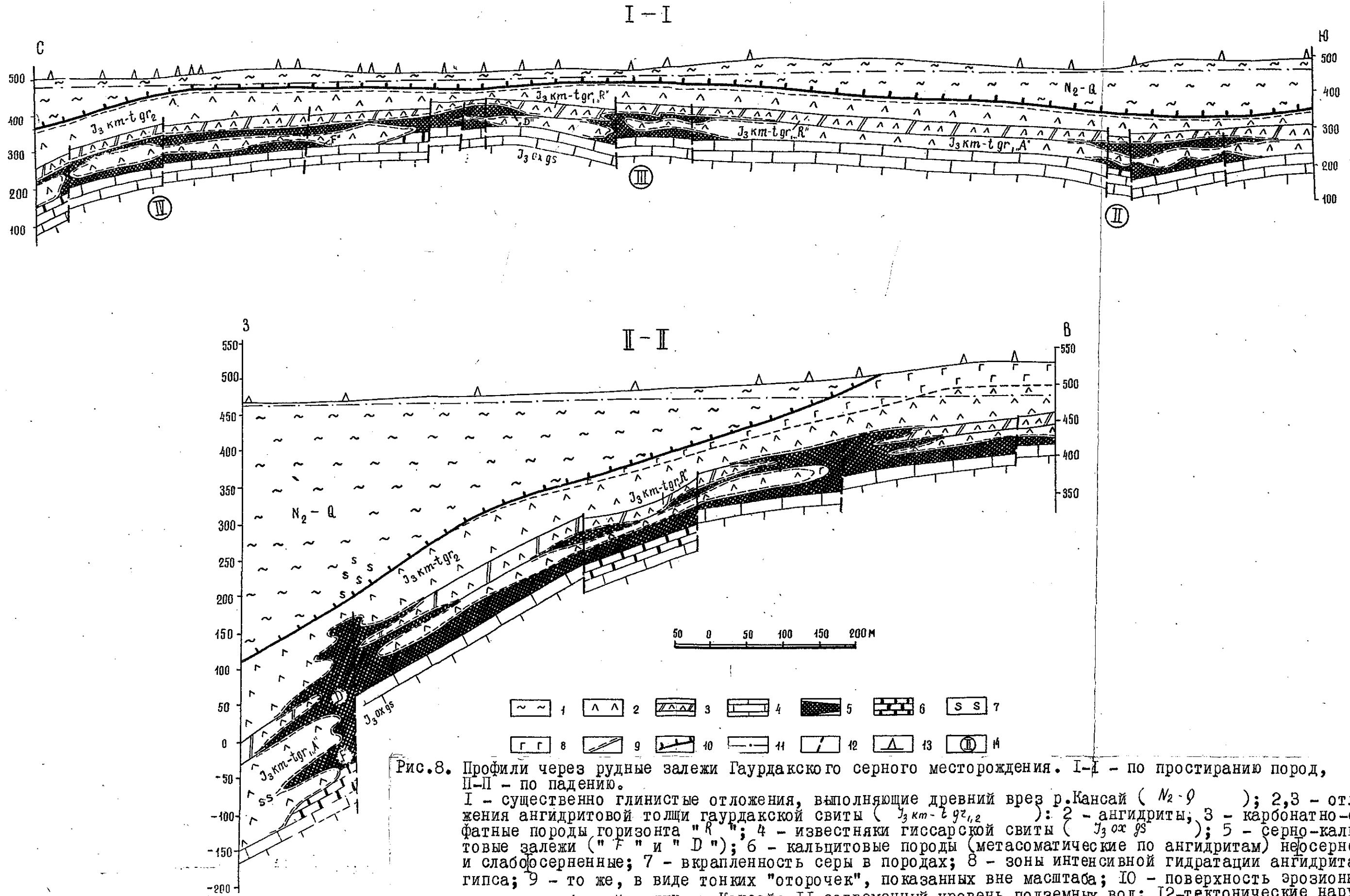


Рис. 8. Профили через рудные залежи Гаурдакского серного месторождения. I-I - по простиранию пород, II-II - по падению. I - существенно глинистые отложения, выполняющие древний врез р. Кансай ( $N_2-Q$ ); 2,3 - отложения ангидритовой толщи гаурдакской свиты ( $J_3 km-t gr_{1,2}$ ): 2 - ангидриты; 3 - карбонатно-сульфатные породы горизонта "R"; 4 - известняки гиссарской свиты ( $J_3 ox gs$ ); 5 - серно-кальциевые залежи ("F" и "D"); 6 - кальцитовые породы (метасоматические по ангидритам) неосерненные и слабоосерненные; 7 - вкрапленность серы в породах; 8 - зоны интенсивной гидратации ангидрита до гипса; 9 - то же, в виде тонких "оторочек", показанных вне масштаба; 10 - поверхность эрозийного вреза погребенной долины р. Кансай; II - современный уровень подземных вод; 12 - тектонические нарушения; 13 - местоположение скважин; 14 - участки месторождения.



эти рудные тела нередко соединяются в единое рудное тело.

На флангах рудных тел имеет место их разветвление, иногда как бы расщепление с образованием разнообразных апофиз, часто примерно согласных с напластованием вмещающих пород, либо подчиненных трещиноватости и секущих напластование. Контуры рудных тел в вертикальном разрезе преимущественно сложные, извилистые, с выступами и зубчатыми очертаниями.

Рудные тела залежи " F " — основной на месторождении — прослеживаются практически по всей его площади. Эта залежь содержит до 85% разведанных запасов руд месторождения (Парникель и др., 1965Ф). Для залежи " D " более характерны изолированные друг от друга линзообразные тела.

Мощности залежей крайне непостоянны. При колебании их от долей метра до 50–60 м, преобладают величины от нескольких до 30 м для залежи " F " и до 20 м для залежи " D ". По вертикали залежи " F " и " D " обычно разобщены слоями ангидрита мощностью от 50 м до единиц м и до полного их "выклинивания". В последнем случае залежи, сливаясь, образуют единое рудное тело мощностью до 60 м, иногда несколько больше, а в единичных случаях до 100–200 м. Соответственно между мощностями залежей " F " + " D " и разделяющих их ангидритов существует обратная зависимость. Внутри обеих залежей имеются того или иного размера безрудные участки, сложенные ангидритом (гипсом) и являющиеся останками пород ангидритовой толщ. Иногда такие "целики" отделяют руды залежи " F " — как правило, ее фланговые участки — от подстилающих гиссарских известняков. Мощность их при этом достигает 10 м, редко больше.

Серные залежи прослежены от абс.отм. 560–580 м сверху до глубины около минус 200 м.

Основными минералами руд являются самородная сера и кальцит. Содержание серы в основной их массе составляет от 20 до 30%.

В основании ангидритовой толщи обычно развит так называемый целестиноносный или барито-целестинный "горизонт" мощностью 0,05 - 0,30 м, иногда <sup>до</sup> 0,5 м и редко более. "Горизонт" развит практически на всей площади месторождения. Он прослежен до значительных (свыше 500 м) глубин, а по простиранию пород его распространение несколько превышает площадь развития осернения.

Местами сера обнаруживается в отложениях, выполняющих глубокий врез Гаурдакской долины, обычно в нижних их горизонтах. Здесь сера образует выделения в цементе (фиг. 109), а также выполняет трещины и каверны в обломках.

Помимо серно-кальцитовых залежей, на месторождении встречаются слабо осерненные или неосерненные кальцитовые тела (рис. 8), в частности мощное тело на I участке, долго служившее предметом споров о его генетической природе. Такие тела отмечены на разных участках (I, II, IV) и разных глубинах. Как и серные залежи, они приурочены к зонам тектонических нарушений и образуются на тех же стратиграфических уровнях разреза толщи, чаще - ее низах, в опущенных тектонических блоках. Мощность их колеблется от единиц до первых десятков м, реже больше. Форма их в целом аналогична форме серных залежей. Сложены эти тела кальцитом, макроскопически нередко почти не отличающимся от первичных известняков. В некоторых случаях там, где эти породы развиты в основании толщи и интенсивно пропитаны битумным веществом, они принимались за гиссарские известняки. Иногда вверх по разрезу неосерненные кальцитовые породы сменяются серно-кальцитовыми рудами.

Выше абс.отм. 480 м (современного уровня подземных вод) руды частично окислены. В зоне окисления находится около 20% запасов руд (Парникель и др., 1965 ф.).

Сереносность на других серопроявлениях района в пределах Кугитангской, Тубегатанской структур и на других участках Гаурдакской антиклинали, хотя и имеет несравненно меньше установленные

масштабы, однако общий ее тип аналогичен гаурдакскому. Геологическая и геоморфологическая ситуация на этих серопроявлениях также сходна с таковой на Гаурдаке.

Глава III. ОСНОВНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СУЛЬФАТОНОСНЫХ ПОРОД,  
СВЯЗАННЫЕ С ВОЗНИКНОВЕНИЕМ СЕРНЫХ РУД  
(Данные литологических исследований)

Данные литологических исследований мы рассматривали как наиболее надежную основу палеогидрогеологических реконструкций и потому на них сделан значительный упор. Главной их задачей было изучение или уточнение характера вторичных преобразований пород, выделение среди них тех, которые обуславливали или сопровождали образование серных руд, установление закономерностей их распространения в пространстве и последовательности проявления. Такие данные, всегда представляющие наиболее достоверный критерий при решении многих важнейших вопросов генезиса руд, в данном случае служат показателями и палеогидрогеохимических условий рудообразования, поскольку рудообразующими растворами являются подземные воды. Особое внимание при решении этих вопросов было уделено изучению вмещающих серные руды пород, поскольку именно "при их изучении с исчерпывающей ясностью прослеживаются все этапы формирования метасоматита от первичной неизменной породы до конечного продукта, часто совсем не сохраняющего следов первичной породы" (Наковник и др., 1954). Большое внимание характеристике первичного разреза уделено и по ряду других причин, в частности, следующих: I. Для района имеется лишь общая литологическая характеристика первичного разреза ангидритовой толщи (Петров, Чистяков, 1964). Детального послойного его описания до сих пор не было. Между тем имеется целый ряд первичных литологических особенностей пород, оказывавших самое непосредственное влияние (положительное или отрицательное, в макро- или микромасштабах) на характер распространения и специфику проявления в разрезе вторичных преобразований, на состав, текстурно-структур-

ные признаки и технологические особенности руд. Особенно существенно почти полное отсутствие данных о строении и составе пачки карбонатно-сульфатных пород - горизонта "R". Вместе с тем, именно с ним связана верхняя залежь "D", причем горизонт "R" не только контролирует ее положение в разрезе толщи, но, как будет показано в дальнейшем, в значительной степени определяет типы руд и их соотношение в разрезе залежи. 2. Во вмещающих породах (и, соответственно, в рудах) проявлялись преобразования, предшествующие гипергенезу. Лишь изучение их вне залежей позволяет затем распознавать и отделять от последующих гипергенных и в серных рудах. 3. В породах имеются различные типы гипергенных преобразований. Проявления некоторых из них, особенно их начальных стадий, можно было относить к гипергенным, лишь убедившись в их отсутствии вне зоны гипергенеза. При этом надо отметить, что разрезов, совершенно не подвергшихся воздействию, хотя бы минимальному, факторов гипергенеза, до изученных нами глубин (минус 300 - минус 500 м), не установлено. Поэтому уже в разрезах толщи, вскрытых вне серных залежей, среди различных эпигенетических преобразований мы пытались выделить те, которые связаны с гипергенезом. При решении этого вопроса основным критерием в ряде случаев являлось выявление признаков наличия или отсутствия зависимости интенсивности этих преобразований, т.е. количественных их изменений, от таких факторов, которые безусловно должны повлиять на интенсивность именно гипергенных изменений (прежде всего факторов геоморфологических и структурных, таких, как общая глубина от поверхности, глубина и расположение ближайшего эрозионного вреза, в том числе погребенного, раскрытость структуры или ее участка, удаленность от серных залежей и др.). Иными словами, устанавливался факт наличия (или отсутствия) гипергенной эпигенетической зональности минералообразования.

Вмещающие породы были изучены нами последовательно на участках, по возможности максимально удаленных от серных залежей, в зонах наиболее глубокого (до 1000 м) залегания пород, на гидрогеологически относительно закрытых участках структур, затем в зоне перехода и, наконец, непосредственного контакта с рудами.

Литологическая характеристика серных руд, учитывая наличие таковой в исследованиях В.Д.Когана (1959-1962), приводится в работе в относительно сжатой форме. Ее рассмотрение подчинено цели проследить, насколько выявленные в зоне перехода от вмещающих пород к рудам закономерности, управлявшие процессами серообразования, были однотипными на протяжении истории формирования залежей. Поскольку работы В.Д.Когана представляют собой наиболее полное и детальное литологическое исследование руд Гаурдакского месторождения и учитывают данные всех предшествующих исследователей по литологии, то они в значительной мере были взяты нами за исходные. Несмотря на то, что некоторые наши выводы принципиально отличаются от сделанных В.Д.Коганом, неизбежен и ряд повторений. Это касается как собственно выводов, так и их аргументации. Часть из них была необходима для обоснования дальнейших заключений автора, других не удалось избежать, не нарушив цельности изложения. Подробно останавливаясь на тех или иных, в том числе ранее уже отмечавшихся фактах, мы стремились лишь дать по возможности последовательное их обоснование, дополняя рядом новых наблюдений, а также показывая масштабы их проявления.

#### Некоторые литологические особенности гиссарских известняков

Литологической характеристике известняков гиссарской свиты, относящихся к мощной регионально битуминозной карбонатной формации, посвящена довольно обширная литература (Томашаев, 1963, 1965;

Абетов, 1965; Троицкий, 1967 и др.). Здесь отметим лишь некоторые их особенности, учитывая, что главное значение карбонатной толщи с точки зрения ее роли в генезисе серных руд связано с ее функцией основного водоносного комплекса и определяется прежде всего коллекторскими свойствами слагающих ее пород.

В разрезе толщи резко преобладают известняки. Доломиты присутствуют в виде редких маломощных прослоев.

Среди известняков наиболее распространены однородные плотные пелитоморфные, участками сгустково-комковатые разности с незначительной примесью доломита. Подчиненное развитие имеют прослои и горизонты, сложенные обломочными, органогенно-обломочными, иногда оолитовыми известняками, участками обогащенные доломитовым материалом. Мощность их колеблется от долей до нескольких м. Породы таких горизонтов, отличаясь первичными структурными особенностями, главным образом значительной и часто неодинаковой величиной составляющих их фрагментов, характеризуются и рядом других существенных отличий: повышенной общей пористостью и битуминозностью, нередко обогащенностью некоторыми минеральными новообразованиями. Существенно, что такой горизонт характерен для верхов толщи на контакте ее с ангидритами. На Гаурдакском месторождении этот горизонт имеет невыдержанную мощность, достигающую нескольких м.

Первично осадочное образование основной массы гиссарских известняков, несомненное уже по их литологическим показателям, подтверждается и результатами изотопного анализа углерода ( $\delta C^{13} = -0,1 - +0,3\%$ ),

Пористость плотных пелитоморфных известняков незначительная, в среднем 0,35-0,70%, лишь иногда возрастает до 1-2% (Томашаев, 1963Ф). Площадь открытых пор в них как правило не превышает 0,1-0,2%, а площадь тончайших трещин - 0,2-0,3% от общей площади

шлифа. Увеличение общей пористости в таких известняках происходит в основном за счет роста трещиноватости. В горизонтах с повышенной пористостью средние ее значения колеблются от 2 до 4%, иногда возрастая до 8-10% (Томашаев, 1963Ф). Величина трещинной пористости составляет в них 0,1-0,2%, а остальная часть приходится на долю пористости межгранулярной, выполняющей, таким образом, основные коллекторские функции (Ромашова, 1961).

Характерной особенностью всего разреза известняков является их повышенная битуминозность. Содержание битумов колеблется от 0,05 - 0,1 до 3,6-4,6%, иногда возрастая до 7-8 и более %, и в среднем составляет 0,88% (Абетов, 1965). Максимальные их концентрации характерны для участков и горизонтов пород с повышенной пористостью. Содержание битумов в верхнем горизонте известняков на Гаурдаке составляет 5-8%, иногда больше, а в отдельных образцах до 40-50%. Интенсивной пигментацией битумом определяется часто характерная для известняков черная окраска и нефтяной запах при раскалывании.

Обычно битумы неравномерно пропитывают всю породу, заполняя в ней мельчайшие поры и образуя каплевидные или пленочные скопления в более крупных порах, кавернах, вдоль сутурных поверхностей, по трещинам и т.п. Размер выделений битумов колеблется от сотых и десятых долей мм до единиц мм. Во всех такого рода выделениях четко проявляется их эпигенетичность по отношению к вмещающим породам (например, фиг. 2Iг-2Iе, 28, 55).

Изучение состава битумов в породах карбонатной формации (Худайназаров, Коган, 1958; Гуревич и др., 1964Ф; Барташевич, 1964, 1965; Абетов, 1965) приводит исследователей к выводу о несомненно нефтяной их природе.

Обогащенность пород минеральными новообразованиями неравномерна: она крайне незначительна в частях разреза, сложенных пелитоморф-



ными разностями известняков, и более интенсивна в породах с повышенной пористостью. В частности, в верхнем горизонте известняков на Гаурдакском месторождении характерно обогащение серой (до 1%, иногда до 5-10%), вторичным кальцитом (от единиц до 10-20, реже более %), кремнеземом - кварцем, кварцитом, халцедоном (неравномерное, от следов до единиц %, а иногда до 20-25%), пиритом (до 2-3%), а также флюоритом, баритом и целестином (обычно не свыше сотых-десятых долей процента, но иногда и до нескольких %), реже некоторыми другими новообразованиями.

Ряд литологических признаков показывает, что в известняках была спорадически развита засульфаченность, неравномерной, чаще очень незначительной интенсивности. О ее наличии свидетельствуют редкие реликты зерен ангидрита в минеральных новообразованиях и, значительно чаще, - реликтовые формы их кристаллов и агрегатов, запечатленные в моно- и полиминеральных псевдоморфозах замещения, а также в довольно распространенных "отрицательных" псевдоморфозах (фиг. 15, 21б-21е, 26, 28, 44, 45, 55). Чаще всего на месте ангидрита в настоящее время развит кальцит, почти всегда с примесью битума, и пустоты, иногда флюорит, пирит, барит, целестин, кварц, сера. Особенно характерны и легко распознаваемы псевдоморфозы по длиннопризматическим кристаллам и их группам - наиболее распространенным формам ангидрита в верхнеюрских сульфатно-карбонатных толщах, а также по линзовидным, пятнистым и микропятнистым выделениям его спутанноволокнистых агрегатов среди карбонатной массы.

Судя по реликтовым формам, в известняках проявились процессы вторичной сульфатизации (ангидритизации), морфологически аналогичные наблюдаемым в существенно карбонатных участках пород разреза ангидритовой толщи (см. ниже), но значительно менее интенсивные. Преимущественное их развитие отмечается в тех же наиболее пористых

и проницаемых горизонтах и участках разреза, где максимально проявились и все другие преобразования.

Процессы десульфатизации в гиссарских известняках во всех вскрытых их горизонтах на Гаурдаке и Кугитанге прошли, как правило, почти полностью с сохранением лишь редких зерен ангидрита. На Тубегатане они проявились несколько слабее. Это дает основание предполагать наличие связи этих процессов с наиболее ранними проявлениями гипергенеза, хотя начались они вероятно еще раньше.

В целом устанавливается приуроченность проявлений ряда процессов: доломитизации, сульфатизации и десульфатизации, развития пористости, обогащения битумом, кальцитом, кремнеземом, флюоритом, баритом, целестином и сульфидами, т.е. всего комплекса вторичных преобразований, — к определенным, одним и тем же, горизонтам. Такая приуроченность связана, по нашим наблюдениям, прежде всего с первичными структурными особенностями слагающих эти горизонты разностей пород, определившими уже первоначальную повышенную их проницаемость, унаследованно сохранявшуюся (возможно усиливавшуюся) затем на протяжении всей истории формирования и преобразования пород. Повышенная проницаемость горизонтов обуславливала максимальное влияние на них вод разного генезиса и наибольшую интенсивность в них вторичных преобразований на всех стадиях литогенеза. Характерно, что и процессы выветривания, наиболее развитые в известняках на Кугитангской структуре, имеют максимальное проявление в этих же горизонтах.

Вопрос о соотношении всех преобразований во времени и пространстве требует дополнительного изучения. Важность его не вызывает сомнения уже потому, что ими в значительной степени определяется характер пористости и кавернозности известняков, т.е. их коллекторские свойства.

## Разрез ангидритовой толщи вне серных залежей

### Общая литологическая характеристика разреза

Разрез ангидритовой толщи вне зоны осернения (и вне участков приповерхностной гидратации - см. ниже) представлен однородными плотными светло-серыми и белыми, реже серыми ангидритами. Тонкие (обычно доли мм) темные прожилки и небольшие (чаще менее 0,5-1,0 см) включения глинисто-карбонатного и карбонатного вещества, нередко подчеркнутые примесью органического пигмента, придают породам сетчатый или пятнистый облик (фиг. 72-75 и др.). Примерно в средней части разреза присутствует пачка пород смешанного карбонатно-сульфатного состава (горизонт "А") с характерными для них линзовидно-слоистыми, линзовидно-пятнистыми и т.п. текстурами (фиг. 87, 90, 92 и др.).

Общее представление об исходном - догипергенном - разрезе толщи и литологических особенностях слагающих ее пород дает разрез одной из скважин (№ 702, рис. 9). Эта скважина вскрыла толщу в зоне погружения, вне серных залежей, на участке, где связанные с гипергенезом изменения пород проявились лишь незначительно, хотя и здесь нашли свое отражение, что также показано на разрезе. Последнее обстоятельство - наличие в разрезе этой скважины гипергенных преобразований - важно как показатель наибольших из установленных в районе глубин их развития в ангидритовой толще, а также характера проявления в породах на самых начальных стадиях. Данные о химико-минеральном составе наиболее характерных разновидностей исходных сульфатных и карбонатно-сульфатных пород разреза приведены также в таблице I, и, частично, 2.

Как отмечалось, в разрезе толщи по составу пород выделяются три неравные по мощности части (снизу вверх): 1) ангидритовый горизонт "А", 2) пачка карбонатно-сульфатных пород - горизонт "А" (вместе с ангидритовым горизонтом составляющие нижнюю ангидрито-







ХИМИКО-МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД  
АНГИДРИТОВОЙ ТУЛЩИ ГАУРДАКСКОЙ СНИТЫ  
ГАУРДАК-КУГИТАНГСКИЙ РАЙОН

таблица 1

Место взятия пробы	Подсветка	Наименование породы	Химический состав, вес. %				Пересчет на минеральный состав				
			MgO	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	неизвестный остаток	Ангидрит	Кальцит	Доломит		
ГАУРДАК	остатки известняков	Скв. 48. IV, гл. 336,3	Ангидрит неясносланцеватый	сл.	58,17	0,37	0,10	98,7	0,9	+	
		Скв. 702, гл. 659,1	Ангидрит тонкозерчатый	0,30	57,01	1,10	0,50	96,8	1,0	1,4	
		Скв. 48. IV, гл. 393,4	Ангидрито-доломит с мелкозерчатой текстурой	14,53	19,06	31,75	0,90	32,2	—	66,8	
		Скв. 12. IV, гл. 176,1	Известняковый ангидрито-доломит, неяснозерчатый	13,40	17,35	33,50	0,20	89,4	0,1	61,6	
		Скв. 6. II, гл. 335,0	Известняковый ангидрито-доломит, мелкозерчатый	11,20	23,62	28,00	0,20	40,2	7,7	51,5	
		Скв. 11, гл. 479,5	Известняковый доломит с ангидритом, линзовидно-сланцеватый	9,50	10,72	37,40	0,70	18,2	37,3	43,4	
		Скв. 268, гл. 386,3	Доломитовый известняк с ангидритом, неясно-волокнисто-сланцеватый	2,50	13,10	34,30	0,40	22,3	65,4	11,3	
		Скв. 702, гл. 708,5	Доломитовая ангидрито-известняковая порода, линзовидно-сланцеватая	4,40	23,24	27,10	0,40	39,5	34,5	28,2	
		Скв. 11, гл. 498,5	Доломитовая известняково-ангидритовая порода, мелкозерчатая	1,40	33,36	19,00	0,20	56,8	36,3	6,4	
		Скв. 6. II, гл. 353,0	нижняя ангидритовая, зернистая	Ангидрит зерчатый	—	58,81	сл.	0,55	98,9	+	—
Скв. 111. IV, гл. 358,1	Ангидрит пятнистый	сл.		57,22	1,20	0,20	97,0	2,7	+		
Скв. 268, гл. 440,0	Ангидрит зерчатый	—		58,32	0,20	0,35	99,0	0,5	—		
Скв. 11, гл. 609,0	Ангидрит тонкозерчатый	—		58,40	сл.	0,75	99,1	+	—		
Скв. 702, гл. 747,5	Ангидрит зерчатый	—		58,50	сл.	0,40	99,2	+	—		
Скв. 702, гл. 829,1	Ангидрит тонкозерчатый	—		57,85	0,50	0,30	98,4	1,1	—		
Скв. 48. IV, гл. 438,3	Брекчия из мелких зернистых известняково-ангидритовых пород, в ангидритовом цементе	—		45,71	9,30	0,40	78,0	21,1	—		
Скв. 702, гл. 922,0	Известняково-ангидритовая порода, мелко-линзовидно-сланцеватая	—		50,20	3,90	0,65	85,4	13,4	—		
КУГИТАНГ	верхняя ангидритовая	Скв. 12, гл. 45,1		Ангидрит зерчатый	0,40	57,79	0,95	0,20	98,1	0,2	1,8
		Скв. 12, гл. 56,3		Известняковый доломит-ангидрит, пятнисто-микрозерчатый	7,26	32,31	20,30	0,35	56,0	9,8	33,4
		Скв. 12, гл. 60,6	Известняковый ангидрито-доломит, линзовидно-сланцеватый	17,12	9,32	40,40	0,30	15,8	3,6	78,8	
		Скв. 12, гл. 125,1	Ангидрит пятнистый	сл.	57,65	0,90	0,50	97,8	2,1	+	
ТЯВЕГАТАН	нижняя известняково-ангидритовая порода, мелкозерчатая	Скв. 73, гл. 45,0	Ангидрит массивный	сл.	58,01	сл.	0,20	99,8	—	+	
		Скв. 73, гл. 137,8	Известняково-ангидритовая порода, мелкозерчатая	сл.	31,62	20,00	0,25	53,8	45,5	+	
		Скв. 4', гл. 350,3	Ангидрит зерчатый	сл.	58,12	0,50	0,25	98,4	1,1	+	
		Скв. 73, гл. 159,9	Ангидрит известняковая порода, линзовидно-тонкозерчатая	сл.	20,48	28,60	0,20	34,3	65,1	+	

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОСНОВНЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ИСХОДНЫХ ПОРОД АНГИДРИТОВОЙ ТОЛЩИ И СООТВЕТСТВУЮЩИХ ИМ ТИПОВ РУД. ГАУРДАКСКОЕ СЕРНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ.

Таблица 2

№ ПОРЯДКОВЫЙ	НАИМЕНОВАНИЕ ПОРОДЫ	ТИП СЕРНОЙ РУДЫ			ТЕКСТУРА	ГОРИЗОНТ ЗАЛЕЖИ	МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ, % <sup>*)</sup>											
		ПО СОСТАВУ СЕРЫ	ПО ХАРАКТЕРУ ПРОВОДАНИЯ (В КАЧЕСТВЕ ВТОРИЧНОГО)	ПО ХАРАКТЕРУ ВЫДЕЛЕНИЯ СЕРЫ			АНГИДРИТ	ГИПС	ДОЛОМИТ	КАЛЬЦИТ		СЕРА	ЦЕЛЕСТИН	БАРИТ	ФЕНИКОРИТ	МОДИФИЦИРОВАННАЯ ИЛИ ИМЕЮЩАЯ	БИТУМ	
										ПЕРВИЧНЫЙ	ВТОРИЧНЫЙ							
1 <sup>а</sup>	Ангидрит	—	—	—	тонкосетчатая	гг, А <sup>а</sup>	98,7	—	—	0,7	—	—	—	—	—	—	0,57	0,04
1 <sup>б</sup>	Синко-ангидрит с включениями кальцита и серы	—	—	—	— " —	— " —	64,4	30,0	—	0,7	3,4	0,68	—	—	—	—	0,73	0,05
1 <sup>в</sup>	Гипс с реликтами ангидрита с включениями кальцита и серы	—	—	—	— " —	— " —	1,0	90,2	—	0,6	5,1	2,38	—	—	—	—	0,75	0,10
1 <sup>г</sup>	Серная руда	бедная	вторично-кальцитовая	тонко-дисперсная	реликтовая тонкосетчатая	" F "	0,2	1,3	—	0,6	68,2	28,5	0,15	—	—	—	0,88	0,10
1 <sup>д</sup>	— " —	очень богатая	— " —	грубо-дисперсная	— " —	— " —	0,3	2,0	—	0,8	48,8	45,6	1,60	0,06	—	—	0,45	0,30
1 <sup>е</sup>	— " —	средняя	— " —	микро-дисперсная	— " —	— " —	0,1	1,0	—	0,7	80,6	12,5	3,20	0,12	—	—	1,25	0,45
1 <sup>ж</sup>	— " —	бедная	— " —	выпаляемая	мелкозернистая (облагороженная) тонко-дисперсная серно-кальцитовая порода	— " —	0,5	4,5	—	0,6	67,7	27,2	2,40	0,09	—	—	0,70	0,20
2 <sup>а</sup>	Ангидрит	—	—	—	тонкослоистая	гг, А <sup>а</sup>	98,4	—	—	1,2	0,1	—	—	—	—	—	0,20	0,06
2 <sup>б</sup>	Серная руда	бедная	вторично-кальцитовая	тонко-дисперсная	реликтовая тонкослоистая	" D "	1,0	2,0	—	1,3	67,0	26,85	0,90	0,09	—	—	0,28	0,60
3 <sup>а</sup>	Известняково-ангидритовая порода	—	—	—	лилово-лентчатая	гг, А <sup>а</sup>	85,7	—	—	13,4	0,2	—	—	—	—	—	0,61	0,05
3 <sup>б</sup>	Известняково-кальцитовая порода с серой, флюоритом, баритом	бедная	первично-кальцитовая	выраженная	ориентированно-лентчатая	баритово-кальцитово-флюоритовая	0,5	0,5	—	13,2	47,6	5,3	26,0	1,67	3,0	—	0,90	1,30
4 <sup>а</sup>	Известняково-ангидритовая порода	—	—	—	лентчатая	гг, " R "	66,6	—	2,3	29,9	0,3	—	—	—	—	—	0,55	0,30
4 <sup>б</sup>	Серная руда	средняя	слитная	выраженная	нерегулярно-лентчатая	" D "	0,3	2,5	2,7	30,1	42,9	18,0	1,50	0,09	0,5	—	0,66	0,70
5 <sup>а</sup>	Ангидрит-доломит	—	—	—	лентчатая	гг, " R "	32,2	—	66,8	—	—	—	—	—	—	—	0,85	0,05
5 <sup>б</sup>	Кальцито-доломитовая порода осредненная	бедная	первично-кальцитовая	выраженная	ориентированно-лентчатая	" D "	2,3	1,0	74,7	—	15,0	5,0	1,0	—	0,5	—	0,90	1,60

\*) По результатам химических анализов и подсчетам в шлифах.

вую - сероносную - подсвету) и 3) верхняя ангидритовая - бороносная - подсвета. В такой же последовательности ниже приводится литологическая характеристика каждого из этих подразделений.

#### Ангидритовый горизонт "А"

В основной массе горизонт сложен однородными, почти мономинеральными ангидритами. Содержание первичных карбонатов в них составляет в среднем 1-2%, реже несколько больше. Здесь отмечаются лишь редкие маломощные (от едва различимых до нескольких мм и обычно не свыше нескольких см) невыдержанные по простиранию прослой, линзы и неправильной формы включения известняка или ангидрито-известняковой породы. Только в основании толщи обычно прослеживается относительно более выдержанный прослой или серия слойков общей мощностью 0,05-0,30 м (иногда до 1-2 м, редко больше) тонко- и микро-линзовидно-слоистых пород известково-ангидритового состава (фиг. 5, 38, 40, 42, 91).

Нередко на простирании прослоя находится характерная брекчия, в которой цемент всегда представлен ангидритом, а остроугольные обломки - карбонатно-сульфатными породами, аналогичными присутствующим в прослое, и известняками, аналогичными известнякам верхних частей разреза гиссарской свиты. Чаще всего брекчия развита непосредственно на контакте с гиссарскими известняками, иногда - в нескольких метрах выше них по разрезу. Мощность брекчий различная, на некоторых участках достигает нескольких метров. Сходные по характеру брекчий, лишь со значительно более мелким (вплоть до микроскопического) размером карбонатных обломков, встречаются и в других частях нижней половины ангидритовой толщи. Они отмечаются на незначительных по мощности интервалах (единицы, реже десятки см), обычно на простирании горизонтов, обогащенных включениями карбонатного материала. Генетическая природа такого рода брекчий рассматривается ниже.

Для ангидритов наиболее характерны сетчатые и, значительно реже, слоистые текстуры (фиг. 72-75, 80-82, I, 2, 4). В сетчатых разностях форма ангидритовых "ячеек" самая разнообразная, размеры их изменяются от долей и единиц мм до десятков см. Микро- и тонко-слоистые разности ангидритов имеют довольно ограниченное и локальное распространение в виде прослоев мощностью обычно до нескольких см, редко более. Слоистость чаще всего простая, параллельная, реже волнистая, с червеобразно изогнутыми слоями и сериями слоев, участками напоминающая плейчатость (фиг. 80-82).

Среди структур ангидритовых пород преобладают тонко- (параллельно- и спутанно-) волокнистые, мелко- и среднезернистые, реже - брусковидные.

Широко развитые в ангидритах прожилки и мелкие скопления глинисто-карбонатного вещества обычно состоят из пленок глинистого материала мощностью около 0,001-0,005 мм. К ним приурочен тонкий "налет" известкового пелитоморфного вещества, увеличивающий мощность прожилков до 0,01-0,05 мм или несколько больше и до 0,1-0,2 мм и более на их пересечении (фиг. I, 2).

Все относительно наиболее крупные из карбонатных выделений (прослои, линзы, неправильной формы раздувы вдоль прожилков, обломки брекчий и т.п.) представлены почти исключительно пелитоморфным кальцитом. Участками в них отмечается сгустково-комковатое, а в единичных случаях оолитовое сложение.

Примесь доломита в породах, как правило, незначительная (обычно не более долей процента). Доломит присутствует в виде сравнительно хорошо ограниченных ромбоэдрических кристаллов размером 0,01-0,25 мм.

#### Горизонт " R "

Горизонт " R ", соответствующий пачке пород карбонатно-сульфатного состава в средней части разреза толщи, представлен чередованием



слоев, прослоев и линз ангидритов, карбонатно-сульфатных и сульфатно-карбонатных пород и в резко подчиненном количестве — карбонатных пород. Наблюдается изменчивость по простиранию толщи мощности и состава как пачки в целом, так и отдельных ее прослоев. На фоне общего уменьшения мощности пачки от 50-56 м в наиболее глубоких зонах до 20-25 м и менее в присводовых участках Гаурдакской структуры устанавливаются локальные менее заметные ее колебания, в значительной степени связанные с неvyдержанностью по простиранию отдельных ее слоев и прослоев.

Изменения в составе слагающих горизонт пород по его простиранию и разрезу происходят за счет колебаний количественного соотношения в них между сульфатной и карбонатной составляющими, а в составе последней — между известковым и доломитовым материалом: от почти чисто известковых до почти чистых доломитовых разностей. Однако крайние члены этого ряда — чистые известняки или доломиты — редки.

В разрезе горизонта на Гаурдаке обычно различаются три слоя: нижний и верхний, значительно обогащенные карбонатным материалом, и разделяющий их слой относительно более "чистых" сульфатных пород. Наиболее выдержанным из них по составу, мощности и текстурно-структурным признакам является верхний слой сульфатно-карбонатных тонколинзовидно-слоистых пород мощностью чаще всего от 1-2 до 4-5 м. Этот слой отчетливо прослеживается в разрезе толщи по всему району и считается руководящим. Обычно его называют горизонтом "R<sub>2</sub>".

Второй обогащенный карбонатным материалом слой, залегающий в основании пачки и иногда именуемый горизонтом "R<sub>1</sub>"<sup>х)</sup>, каких-либо

---

х) Для обозначения этого слоя, так же как и подчиненных ему вторичных образований — серных залежей, нередко на месторождении используется индекс "D". С целью четкого разграничения первичных образований от вторичных индекс "D", так же как и "F", употребляется нами лишь для наименования залежей.

определенных структурно-текстурных признаков, постоянного состава, мощности, а также четкого положения в разрезе не имеет. Обычно он состоит из более мелких (от долей и единиц см до единиц м) прослоев и линз карбонатно-сульфатных и сульфатно-карбонатных пород, незакономерно чередующихся в разрезе. Суммарная мощность этого слоя резко колеблется, изменяясь от долей до 15-20 м, и чаще всего составляет около 10 м. Иногда наличие данного слоя фиксируется лишь некоторым (в несколько процентов) повышением содержания карбонатного материала в соответствующем интервале разреза. Разделяющий эти два слоя пласт сульфатных пород имеет мощность от нескольких м до 20-30 м. Содержание в нем карбонатного материала, как правило, не превышает нескольких процентов. Лишь изредка отмечаются маломощные прослой, линзы или неправильные включения карбонатных пород.

По всему разрезу горизонта и особенно интенсивно в нижних его частях существенно карбонатные породы разбиты трещинами, выполненными ангидритом (фиг.96), часто с образованием брекчий и микро-брекчий, максимально развитых близ зон тектонических нарушений. Эти брекчии в целом аналогичны отмеченным в нижней части разреза толщи. Обломки в них, в зависимости от положения в разрезе, представлены различными типами слагающих пачку сульфатно-карбонатных пород. Размер обломков изменяется от долей мм до нескольких см, редко больше. Цементом всегда служит ангидрит.

По соотношению в породах пачки между сульфатной и карбонатной составляющими в ней можно выделить два основных типа пород: сульфатные и смешанного состава. Относительно "чистые" разновидности карбонатных пород как известковых, так и доломитовых, в разрезе редки. Они представлены лишь маломощными (единицы, реже десятки см) прослоями и линзами, но даже и в них обычно имеется небольшое (до 5%) количество ангидрита в виде включений и микровключений. Такая осо-

бенность состава пород — почти полное отсутствие среди них "чисто" карбонатных разновидностей — является характерной чертой разреза пачки, так же как и всей ангидритовой толщи в целом. Она важна с точки зрения выяснения некоторых особенностей генезиса определенных типов осернения (см. ниже).

Ангидритовые породы пачки по составу и текстурно-структурным особенностям аналогичны ангидритам нижнего горизонта толщи. Лишь иногда они отличаются несколько более повышенным (до 5-10%) содержанием примеси карбонатного материала, кальцита или доломита, (фиг. 3).

В породах смешанного состава разнообразие количественных и морфологических соотношений между сульфатным и карбонатным компонентами соответствует многообразию их текстурных макро- и микро-разновидностей. При этом и для текстур легко прослеживаются все последовательные взаимопереходы. Наиболее распространены текстуры слоистые и микрослоистые с горизонтальной, реже волнистой слоистостью, линзовидно- и пятнисто-слоистые, линзовидно-пятнистые и т.п. (фиг. 87, 90, 92, 6-8). Структурное сложение выделений ангидрита, кальцита и доломита в породах смешанного состава довольно постоянно (фиг. 6-12). Для ангидрита здесь обычно те же структурные разновидности, что и для "чистых" сульфатных пород. В известняковых участках преобладают пелитоморфные и сгустково-комковатые структуры, в которых спорадически присутствует примесь детритового материала. В единичных случаях локально отмечаются оолитовые разновидности. Во всех таких выделениях в породах пачки "K", так же как и в массе ангидритов, кальцит по своим структурным особенностям должен быть отнесен к первично осадочным хомогенным образованиям (Теодорович, 1950; Татарский, 1959; Атлас ..., 1969 и др.). Это подтверждается результатами изотопного анализа углерода: значения  $\delta C^{13}$  кальцита этих образований (от +0,4 до -0,1%) харак-

теризуют его как первично осадочный, однотипный с известняками гиссарской свиты.

Доломит обычно представлен тонко-реже мелкозернистым агрегатом, участками переходящим в пелитоморфный, а также рассеянными кристаллами несколько более крупного размера (от 0,05-0,1 до 0,2-0,3 мм) (фиг.8, 10-12). В части выделений доломит по своим особенностям соответствует тем его разновидностям, которые принято считать первично седиментационными. Другая его часть представляет собой продукт замещения известкового материала. Вопрос о связи процессов доломитизации пород толщи с какой-либо определенной стадией их преобразования на основании имеющихся данных однозначно не решается. Образование некоторой части доломита по времени вероятно близко (или синхронно) образованию ангидрита замещения (см. ниже).

Существенно, что оба породообразующие карбонатные минералы толщи - пелитоморфный кальцит и доломит - в описанных формах и соотношениях являются прогенетичными по отношению к гипергенным, связанным с процессами серообразования изменениям пород.

#### Верхняя ангидритовая (бороносная) подсвита

Верхняя часть разреза толщи - бороносная подсвита - представлена ангидритами, по составу, текстурным и структурным признакам сходными с породами ангидритового горизонта. Основной их отличительной особенностью является более низкое среднее содержание первичного кальцита (как правило, в пределах долей %) и относительно более высокое (но также обычно не свыше 1, редко 3%) содержание доломита. Примесь доломита характерна преимущественно для частей разреза, расположенных непосредственно выше горизонта "В". Доломит присутствует, главным образом, в виде рассеянных мелких (доли мм) ромбоэдрических кристаллов.

В разрезе подсветы прослежено пять прослоев с борной минерализацией, наличие которой подсвета обязана своим наименованием. Наиболее распространенным минералом бора является данбурит. Закономерности распространения борной минерализации и вопросы ее генезиса рассмотрены в ряде исследований (Ишниязов и др., 1963; Седлецкий, Скосырский, 1964Ф; Седлецкий, 1970 и др.), авторы которых приходят к выводу о сингенетичности данбурита с вмещающими отложениями.

#### Замещение известняка ангидритом

Для разреза ангидритовой толщи характерно довольно широкое развитие признаков замещения первичных разностей кальцита ангидритом. Наличие такого замещения важно в данном случае по следующей причине: в контурах серных залежей при замещении ангидрита серой, кальцитом и другими новообразованиями взаимоотношения первичного карбоната с ангидритом переносятся на его взаимоотношения с этими новообразованиями. Это создает видимость замещения последними известняка.

Формы проявления процесса замещения известняка ангидритом разнообразны (фиг.9-29). Одной из наиболее распространенных среди них является прорастание известняка идиоморфными призматическими кристаллами ангидрита (фиг.9-12, 25, 53, 55-а). Нередко в них переходит из известняка примесь глинистого и органического вещества, мельчайшие кристаллики пирита и другие микровключения. Эта примесь обуславливает замутненность и буроватый оттенок, часто характерные для таких метакристаллов. Иногда ангидритом наследуются структурные и текстурные особенности замещенных известняков, ранее подчеркнутые в них такой примесью. Показательны довольно распространенные случаи, когда развитые вокруг сгустков известняка кольцеобразные скопления кристаллов доломита, который замещению ангидри-

том не подвергается, переходят в метакристаллы ангидрита, сохраняясь и четко выделяясь в них в виде аналогичных колец и овалов (фиг. I1, I2).

Грани метакристаллов ангидрита, замещая известняк, прямолинейно секут в нем структурные и текстурные элементы (сгустки, комки, солиды, иногда слоистость и т.п. - фиг. I1, I2, I4a, 25). Иногда при этом развивается микропсевдобрекчиевая структура: неправильные многогранники реликтов известняка (в том числе части сгустков, комков, иногда оолитов с реликтами концентров в них) заключены между прямолинейными поверхностями метакристаллов ангидрита, выполняющего роль цемента.

Признаки замещения известняка прослеживаются и для всех других выделений ангидрита, в том числе его линзовидных и гнездообразных скоплений, сложенных тонко- и мелкозернистым агрегатом. Их контуры также секут структурные и текстурные элементы известняка, а внутри них содержатся его "изъеденные" реликты (фиг. I4-I8).

Новообразования ангидрита нередко наблюдаются вдоль стилолитовых швов (фиг. 23a), иногда - по обе стороны от них. Встречаются псевдоморфозы замещения, полные и частичные, ангидрита по детриту и единичным более крупным обломком фауны (фиг. I3). Распространение в разрезе толщи различных проявлений этого процесса отражено, в частности, на рис. 9.

Признаки замещения карбонатов ангидритом отмечались многими исследователями в сульфатно-карбонатных породах разных возрастов и регионов (Б.П. Кротов, В.Б. Татарский, Е.П. Александрова, М.С. Шведов, Г.И. Теодорович, Л.М. Бирина, И.В. Хворова, Я.К. Писарчик и др.), в том числе в верхнеюрских отложениях на территории Гаурдак-Кугитанского района (Петров, Чистяков, 1964) и на смежных с ним площадях (Гаврилюк, 1969). Характерно, что морфологически проявления этого процесса повсеместно однотипны. Вопросы генезиса метасоматических ангидритов остаются в настоящее время спорными, что нашло, в частности, выражение в дискуссии, развернувшейся на страницах журнала "Литология и полезные ископаемые" (1970, № 6). Не останавливаясь на обсуждении этих вопросов в рамках

данной работы, не имеющей к ним прямого отношения, отметим лишь, что в верхнеюрской толще образование ангидритов замещения имело место в литифицированной породе и безусловно завершилось до начала процессов серообразования.

#### О генетической природе сульфатно-карбонатных брекчий

Ряд фактов: форма обломков (с острыми, как правило, не сглаженными углами и сравнительно ровными поверхностями ограничения), прямолинейность секущих прожилков ангидрита, некоторое увеличение трещиноватости и брекчированности пород в зонах тектонических нарушений, иногда смещение взаимного положения разорванных участков карбонатной породы и т.п. (фиг. 17, 19, 27-29, 96) - все это свидетельствует о значительной роли тектонического фактора в развитии трещиноватости и образовании брекчий. Объяснение их образования только воздействием "гипсовой тектоники", для основной их массы не пригодно уже потому, что брекчии распространены и в зонах, где гидратация не развита.

Некоторые литологические наблюдения показывают, что при образовании таких брекчий процессы выполнения трещинных полостей ангидритом сопровождались замещением последним известняков вдоль залобандов трещин (фиг. 17-19). В целом такого рода брекчии могут рассматриваться как образования смешанного генезиса - механические (тектонические) и частично химические (по классификации Маслова, 1938) замещения.

Образование секущих прожилков и развитие брекчий происходило, вероятно, не одноактно. В основном оно по-видимому имело место в связи с интенсивными дислокациями альпийского тектогенеза и завершилось до начала гипергенных преобразований, поскольку для проявлений последних как правило устанавливаются признаки их более позднего, по отношению к прожилкам, развития.

### Распространение гипса

Гипс для первичного разреза толщи не характерен. Все наблюдаемые здесь в настоящее время его проявления — от мощных зон до микровыделений — по сумме литологических признаков являются вторичными по отношению к ангидриту образованиями, возникающими в результате его гидратации. Это признается большинством исследователей района. Зоны гипса (гидратированного ангидрита) развиты в толще вокруг серных залежей, где генетически связаны с процессами серообразования (см. ниже), а также на участках залегания толщи в близповерхностных условиях, где представляют собой результат воздействия на ангидриты вод атмосферного происхождения. Приповерхностная зона гипса прослеживается непосредственно вдоль поверхности земли и в верхних участках бортов погребенных эрозионных врезов древних долин (рис. 8).

Мощность зоны гидратации вдоль поверхности земли составляет в среднем 20–30 м и обычно не распространяется глубже, чем на 60–80 м от кровли толщи. Это полностью согласуется с выводами В.А.Иванова с соавторами (1956), сделанными по результатам систематических определений содержания в ангидритах кристаллизационной влаги.

В борту древней Гаурдакской долины зона гипса имеет мощность от нескольких до 10–20 м, редко больше, с глубиной она постепенно уменьшается и практически выклинивается на абс. отметках порядка 200–250 м. Отсутствие значительных проявлений гипсов под глубокими частями древнего вреза свидетельствует, что при их образовании процессы эрозии опережали процессы выщелачивания и гидратации ангидрита. Это дает основание для двух предварительных выводов, касающихся истории формирования самого вреза, а именно: скорость образования его глубоких участков была высокой, а время их сущест-



вования незаполненными не могло быть длительным.

Ниже зон приповерхностной гидратации ангидритов и вне контактов с серными залежами гипс в толще наблюдается лишь спорадически в виде небольших по размеру включений и прожилков. Как правило, все они несут признаки замещения гипсом ангидрита, реже являются результатом выполнения секущих трещин.

Наблюдается некоторое увеличение мощности зоны приповерхностной гидратации на участках, где на глубине установлены серные залежи. Вероятно это связано с проявлением влияния тектонических нарушений, контролирующих серные залежи, и в верхних горизонтах ангидритовой толщи. Не исключено также, что сами серные залежи, как участки с резко повышенной проницаемостью, оказывали дополнительное дренирующее влияние, способствуя более глубокому развитию гидратации и карста в расположенных над ними ангидритах. Отмеченная зависимость может иметь поисковое значение.

Вопрос о том, представляет ли ангидрит первичный сульфатный минерал или в свою очередь образовался в результате дегидратации гипса, на основании имеющегося фактического материала однозначно решен быть не может. В данном случае важно, что по отношению ко всем рассматриваемым ниже гипергенным изменениям пород толщи исходным сульфатным минералом являлся ангидрит, что совпадает с мнением, высказанным по этому вопросу В.Д.Коганом (1961Ф).

#### О некоторых аутигенных акцессорных минералах

За контурами серных залежей на всей площади месторождения в ангидритах и в сульфатно-карбонатных породах обычно устанавливается небольшая примесь аутигенных минералов: серы (до 1-2%), разномозернистого кальцита (до 2-5, иногда более %), целестина (обычно

не более 0,1-0,2%), барита<sup>х)</sup> и флюорита (как правило, не свыше сотых долей процента), а также кремнезема и пирита - т.е. того же комплекса минералов, который характерен для серных залежей (см. ниже), лишь в несравненно меньших количествах. Комплекс этих минералов установлен, в частности, и в разрезе скв.702 (см.рис.9).

Ряд признаков позволяет считать основную массу аутигенных минералов эпигенетическими, причем среди них все включения серы и значительную часть выделений остальных минералов отнести к новообразованиям, возникшим в связи с формированием серных залежей. Среди таких признаков существенны следующие: 1) микрореликты ангидрита (гипса) в кристаллах - новообразованиях, признаки замещения последними кристаллов ангидрита (гипса), иногда с образованием частичных и полных псевдоморфоз по этим кристаллам (фиг.36, 40,49); 2) локализация минералов - новообразований вдоль и вблизи путей движения растворов: контактов с прослоями, линзами, небольшими включениями или прожилками глинисто-карбонатного и карбонатного материала, а также вдоль трещин (последнее особенно характерно для серы, фиг.46, 47, 50); 3) некоторое увеличение количества, а иногда и размера выделений с приближением к зонам тектонических нарушений и к серным залежам, особенно заметное в гипсовой "оболочке" (см.ниже); 4) уменьшение количества новообразований в зонах погружения толщ.

х) При крайне незначительном распространении барита и ничтожных размерах его выделений, близость его оптических показателей с целестином во многих случаях не позволяла однозначно решать вопрос о том, образует ли барий самостоятельное минеральное выделение барита или находится в виде изоморфной примеси в целестине. Для упрощения изложения везде ниже в тексте говорится о барите. Однако этот вопрос требует дополнительного специального изучения.

Все эти наблюдения, при отсутствии признаков растворения или переотложения перечисленных минералов, свидетельствуют против возможности образования их более высоких концентраций в серных залежах в результате переотложения "убогих" концентраций из вмещающей толщи. Вторичная природа основной массы целестина и барита на изученной площади подтверждается их отсутствием в разрезе толщи в пределах закрытой газоносной структуры Адамташ (Гаврилюк, 1969) - структуры, где породы толщи свободны от преобразований, связанных с гипергенезом. Наш вывод не противоречит данным проведенных Т.К.Каржауовом (1964) специальных исследований проявлений целестина в различных районах Средней Азии, включая Гаурдак-Кугитангский. Этот исследователь также не отмечает самостоятельных минеральных выделений целестина, сингенетичных с вмещающими породами. Таким образом, можно полагать, что практически весь аутигенный целестин является эпигенетическим образованием, в том числе значительная его часть связана с гипергенезом.

Возможно, что некоторая часть включений целестина, барита, флюорита и кремнезема образовалась одновременно с ангидритом замещения.

Другие акцессорные минералы вмещающих пород, среди которых преобладают минералы аллотигенные, имеют сугубо подчиненное значение и, главное, основная их масса переходит без изменения в серные руды (Коган, 1959), т.е. в процессах преобразования пород не участвует. Поэтому на их рассмотрении здесь останавливаться не будем.

#### Пористость пород

Пористость неизмененных ангидритов ничтожно мала ( $< 0,1\%$ ). Размер пор не превышает 1-2 микрон. Среди трещин преобладают "скрытые", ширина которых обычно меньше разрешающей способности микроскопа ( $< 0,001$  мм). Различимы они лишь на тех участках, где в

ангидритах имеются карбонатные включения или прослои, особенно при наличии вдоль них смещений, а также при развитии вдоль них новообразований (по их прямолинейному расположению).

Благодаря однородности, ничтожному развитию пор и трещин, принадлежащих по размерности преимущественно к субкапиллярным поровым каналам, по которым движение жидкости в породе практически невозможно (Словарь, 1952), ангидриты в основной своей массе являются водонепроницаемыми. Последнее подтверждается данными исследований Адамташской партии (Гаврилюк, 1969).

Пористость пород смешанного сульфатно-карбонатного состава несколько выше, чем у ангидритов, но также незначительна (обычно не более 1%, редко 2%). Пористость трещинная и межгранулярная, по размерности соответствует капиллярной. Повышение пористости обычно происходит лишь на участках, затронутых преобразованиями.

#### Битуминозность пород

В некотором количестве, в среднем 0,2%, в массе ангидритов и 0,1-0,5% в сульфатно-карбонатных породах, в разрезе толщи постоянно присутствуют рассеянные включения темно-бурого до черного органического вещества. По составу оно аналогично битумам в гиссарских известняках и принадлежит к соединениям нефтяного ряда.

Битумы всегда четко локализируются вдоль карбонатных прожилков и скоплений (фиг.3). Чаще всего они либо образуют вдоль них тонкие "пленки" мощностью в сотые-десятые доли мм, иногда несколько больше, либо находятся в тонкодисперсном состоянии, неравномерно пропитывая карбонатную массу.

Выделения битума наблюдаются также по трещинам, где образуют скопления вдоль тектонических контактов между карбонатными участками породы и ангидритом. Некоторое повышение битуминозности пород

отмечается на участках с повышенной пористостью. В стороны от трещин и карбонатных прожилков и включений - в массу "чистого" ангидрита - битумное вещество, как правило, практически не проникает.

Для всех выделений битумов и в ангидритах и в сульфатно-карбонатных породах отчетливо проявляется их эпигенетичность по отношению к этим породам. Относительная роль сингенетичных скоплений органического вещества ничтожно мала.

### Гипергенные преобразования карбонатно-сульфатных пород в связи с возникновением серных руд

#### Общая характеристика минерального состава серных руд

Два основных минерала серных руд - сера и кальцит - слагают в большинстве случаев свыше 90-95% их массы. Соотношение между ними колеблется, составляя в среднем 20-30% серы к 60-70% кальцита. Выделения серы размером от 1-5 микрон до нескольких см, редко больше, заключены в массе разнозернистого кальцита, часто образуя с ним тесные сростания (см., например, фиг. 70, 71, 76-79 и др.).

Первичные карбонатные минералы - кальцит и доломит - присутствуют в рудах в тех же формах (прожилки, неправильные и линзовидные включения, иногда прослой и др. выделения), в тех же структурно-текстурных разновидностях и в тех же количествах, что и в первичном разрезе ангидритовой толщи на соответствующих стратиграфических уровнях.

Характерно, что если в карбонатных выделениях в первичном разрезе ангидритовой толщи и в аналогичных выделениях, перешедших в серные руды, кальцит представлен почти исключительно пелитоморфными, <sup>реже тонкозернистыми</sup> разновидностями, то везде, где отмечаются те или иные признаки его вторичного образования, он, как правило, сложен более крупнозернистыми агрегатами. При этом как первичная, так и вторичная природа соответствующих разновидностей кальцита, помимо литологических признаков,

подтверждена данными изотопного анализа углерода.

Более подробная характеристика выделений серы и кальцита и их взаимоотношений с первичными карбонатными минералами приводится в связи с рассмотрением закономерностей зарождения и роста серы и кальцита и при характеристике типов руд (см. ниже).

Помимо двух основных минералов в рудах обычно отмечается присутствие целестина (от 0,5-1 до 2%) и в резко подчиненном количестве (как правило, не более десятых долей процента) барита, флюорита, аутигенного кварца, халцедона, пирита - т.е. характерного минерального парагенезиса самородной серы.

Основная масса целестина, барита и флюорита сосредоточена в основании залежей, в барито-целестинном "горизонте". Этот "горизонт" сложен, главным образом, кальцитом, целестином и серой. Содержание целестина в нем колеблется от единиц до нескольких десятков процентов, барита и флюорита от нескольких десятых до первых единиц процента, локально возрастая до первых десятков %. В породах "горизонта" отмечается несколько повышенное, по сравнению с вышележащими серными рудами, содержание первичных разностей кальцита, обычно убывающее вверх по разрезу. Для его выделений чаще всего характерно сетчатое расположение с линзовидной формой ячеек "сетки", что обуславливает линзовидно-пятнистую текстуру породы. Внутри таких ячеек находятся целестин, сера, кальцит, барит и флюорит (фиг.38-43).

Контакты "горизонта" обычно нечеткие, с постепенным переходом вниз по разрезу в гиссарские известняки, а вверх - в серно-кальцитовую породу (а вне контуров серных залежей - в гипсо-ангидрит). По содержанию целестина Е.С.Парникель с соавторами (1965г) выделяют в разрезе "горизонта" три части. В верхней и нижней содержание целестина составляет порядка 8-10%, а в средней, мощностью около

0,20 м - в среднем 46%. Хотя эти цифры далеко не всегда выдерживаются, но в целом дают примерное представление о распределении в "горизонте" целестина, в частности о наличии максимума его концентрации в средней части разреза. Вверх по его разрезу параллельно с уменьшением содержания целестина обычно постепенно растет содержание самородной серы, вплоть до перехода породы в серно-кальцитовую руду.

Максимальное содержание барита в разрезе "горизонта", как правило, наблюдается несколько ниже, чем целестина, а флюорита - еще ниже, чаще уже в самом основании "горизонта", в тех его участках, где он постепенно сливается с подстилающими гиссарскими известняками (фиг.43-45). Таким образом, по характеру распределения минералов: серы, целестина, барита и флюорита в разрезе "горизонта" намечается зональное строение.

Расположенные выше "горизонта" серно-кальцитовые руды являются по существу продолжением верхней в разрезе - "серной" - зоны, отличающейся значительно большей мощностью (ее мощность в среднем примерно на два порядка выше, чем мощности трех нижних зон). Следовательно, отмеченная зональность характеризует и серные залежи в целом. В распределении вторичного кальцита, присутствующего во всех зонах, достаточно четких закономерностей не установлено.

Повышенное (до нескольких процентов, редко больше) содержание целестина, а также барита и флюорита нередко устанавливается и в некоторых горизонтах залежи "D", обычно в тех из них, которые контактируют с обогащенными первичным карбонатом слоями и прослоями пачки "R". Характерно, что и здесь в ряде случаев удается проследить аналогичную зональность в распределении минералов в направлении от первично карбонатных участков породы к серно-кальцитовым рудам, а именно: флюорит-барит-целестин-сера.

Некоторыми скважинами вскрыты зоны с относительно повышенным содержанием целестина, барита и флюорита по всему разрезу серных залежей с соответствующим еще более значительным его ростом на отмеченных горизонтах. В таких зонах растет содержание этих минералов также и в ореоле рассеяния вокруг залежей. Намечается тяготение в плане этих зон к наиболее крупным тектоническим нарушениям.

Некоторые наиболее общие закономерности распределения целестина в разрезе толщи схематически отражены на рис. 10. Сходные закономерности намечаются для барита и флюорита.

Сульфаты кальция (ангидрит, гипс) отмечаются в рудах (и в породах барито-целестинового "горизонта") в основном в виде реликтов (фиг. 71, 39 и др.) в количестве обычно не более 1-3%. Резко повышенное (до 16-20%) содержание гипса, характерное для верхних горизонтов залежей (у уровня подземных вод и выше него), связано с наложенными процессами окисления руд (Коган, 1961<sub>1,2</sub>).

Для серных руд обычна более высокая, по сравнению с вмещающими породами, общая пористость. Суммарная их пористость колеблется от долей % до 9-10%, а иногда и более. В большинстве руд преобладают мелкие пустоты - от капиллярных пор, диаметром в несколько микрон, до более крупных пор, реже каверн. Кроме того в залежах отмечаются более значительные по размеру (до единиц м) полости, чаще всего приуроченные к останцам сульфатных пород. Более высокий процент суммарной пористости в участках залежей, развитых выше современного уровня подземных вод, связан с проявлением здесь процессов окисления руд.

Битумы в серных рудах в незначительном количестве (десятые %) в тонкорассеянном состоянии присутствуют постоянно. Они обнаруживаются как внутри большинства минеральных индивидов, так и между их зернами. Относительно повышенные их содержания более характерны для определенных (наиболее ранних - см. ниже) новообразований кальцита,



замещающего ангидрит, и для некоторых его агрегатов, выполняющих полости. В последних битум, помимо рассеянных тонкодисперсных включений, образует относительно более крупные каплевидные, пленочные и т.п. выделения, либо беспорядочно рассеянные в породах и трещинах, либо подчиненные зональности отдельных кристаллов или агрегатов. Скопления битума наблюдаются и во многих остаточных полостях, из которых более крупные обволакиваются его тонкой пленкой, а мелкие, не сообщающиеся между собой, нередко выполняются нацело.

Помимо твердых выделений битума, иногда отмечаются капельные включения жидкой нефти.

Развитые на месторождении слабо осерненные и неосерненные вторичные кальцитовые тела характеризуются примерно теми же, что и серные залежи, особенностями минерального состава, отличаясь лишь более низким содержанием самородной серы и более высоким - вторичного кальцита. Нередко в них отмечается относительно повышенное общее содержание битумов, обычно за счет несколько более интенсивной и довольно равномерной пигментации им основной массы вторичного кальцита.

#### Преобразования минералов сульфата кальция,

##### предшествующие их замещению минералами парагенезиса серы

Как показал В.Д.Коган (1961<sub>1,2</sub>), замещению ангидрита серно-кальцитовым агрегатом обычно предшествует его гидратация до гипса (фиг. 306, 32-35). Осуществляется этот процесс в большинстве случаев метасоматическим путем (со всеми переходами от ангидритовых зерен к гипсовым, с сохранением в них лишь реликтов ангидрита, с распространением процесса от трещин спайности, стыков зерен и т.п., с полным наследованием текстур ангидритовой породы и т.д.).

Переход от ангидритов как к крупным рудным телам, так и к различным более мелким скоплениям рудных минералов всех масштабов

вплоть до единичных их кристаллов, происходит, как правило, через зону ("оболочку") гипса — гидратированного ангидрита (рис.8, фиг.70, 72). Мощность такой зоны обычно невелика, колеблется от ничтожной (доли мм) до единиц метров. В изменении ее величины нередко проявляется прямая зависимость от масштабов рудного тела или скопления рудных минералов. Кроме того, намечается некоторое увеличение мощности "оболочки" с переходом от гипсометрически наиболее глубоких к верхним горизонтам залежей, от крутых контактов — к пологим, вокруг участков залежей, имеющих сложный контур, а также вдоль контактов залежей с породами смешанного карбонатно-сульфатного состава.

В пределах месторождения участки проявления предшествующей серообразованию гидратации ангидрита до гипса почти точно совпадают с участками проявления процессов серообразования как по площади, так и по глубине распространения в толще ангидрита, как в макро- так, в большинстве случаев, и в микропроявлениях. Иначе говоря, устанавливается совпадение направления, путей и глубины проникновения этих процессов в первичные породы лишь с небольшим, часто минимальным, опережением в распространении процесса гидратации.

Существенно, что вокруг и выше залежей обычно находятся участки негидратированных (а также нераскарстованных) ангидритов. Этот факт, вместе с отмеченной локализацией процессов гидратации в узкой зонке вокруг залежей с быстрым затуханием по мере удаления от них, свидетельствует, что приток растворов к гидратируемым участкам происходит не со стороны вмещающих пород, а со стороны самих залежей. Учитывая минимальное (вплоть до тонкой, измеряемой микронами "пленки") опережение процессами гидратации процессов серообразования (фиг.63-67, 72), можно достаточно уверенно заключить, что развитие этих процессов не разграничено во времени и связано с действием одних и тех же — серообразующих — растворов, "фронт" распространения которых фиксируется зоной гипса.

Все сказанное позволяет рассматривать появление гипсов в нижней части ангидритовой толщи вне зоны приповерхностной гидратации как признак возможной близости серных руд.

Иногда гипсофикации ангидрита предшествует его собирательная перекристаллизация (фиг.30а, 31). Аналогичные процессы перекристаллизации проявляются и у новообразований гипса. Эти процессы представляют собой типичные случаи перекристаллизации агрегатов с укрупнением зерна при помощи растворителя, принципы которой детально разобраны Д.П.Григорьевым (1956). Структурные разновидности ангидритов и гипсов, возникающие в связи с процессами перекристаллизации и гидратации, в целом близки обычно наблюдаемым в сульфатных породах, в частности, подробно рассмотренным в работе К.Н.Андриановской (1956).

Широкое развитие "предсерной" гидратации ангидритов и перекристаллизации гипсов на месторождении Шорсу отмечал Н.П.Юшкин (1964<sub>2</sub>, 1969). Такого рода гидратация ангидрита установлена и на некоторых других серных месторождениях (Shnellmann, 1959). На основании сопоставления суммарного изотопного состава кристаллизационной воды различных типов гипсов и разных типов подземных вод (хлоридных натриевых рассолов, инфильтрационных слабо соленых вод и вод смешанных) Н.П.Юшкин убедительно показал наличие связи этих процессов с действием сероотлагающих растворов. В связи с этим интересно отметить, что на Гаурдаке в кристаллах перекристаллизованного ангидрита, а также гипса иногда отмечаются мельчайшие каплевидные включения битума, каких нет в окружающем исходном агрегате тонкозернистого ангидрита. Это, вероятно, может рассматриваться в качестве дополнительного косвенного показателя генетической природы растворов, производящих перекристаллизацию и гидратацию.

Из рассмотренных данных намечается последовательный ряд преобразований сульфатных минералов, обычно предшествующих их замеще-

нию минералами парагенезиса серы или растворению: перекристаллизация ангидрита с укрупнением зерна, замещение ангидрита гипсом, перекристаллизация гипса с укрупнением зерна. Осуществляются все эти преобразования преимущественно метасоматическим путем.

Рассматривая этот ряд и имея в виду, что причиной перекристаллизации такого типа является большая растворимость мелких кристаллов, чем крупных<sup>х)</sup> (Григорьев, 1956), а также учитывая, что растворимость гипса (при характерном для подземных вод Гаурдака температурном режиме) ниже, чем ангидрита (см. гл. IV), видим, что происходит растворение в породе относительно легко растворимых соединений и последовательное замещение их менее растворимыми. Характерно в этом отношении, что при последующем замещении серой и кальцитом также проявляется избирательное замещение в первую очередь наиболее мелких (т.е. наиболее растворимых) кристаллов гипса. Таким образом намеченный ряд преобразований сульфатных минералов является следствием и свидетельством появления и последовательного постепенного роста в подземных водах дефицита насыщения по отношению к сульфату кальция.

Преобразования сульфатов нередко отчетливо прослеживаются в останцах сульфатных пород, присутствующих внутри серных залежей. Останцы как правило почти нацело сложены гипсом; лишь во внутренних частях наиболее крупных из них отмечаются участки негидратированного ангидрита. Из мелких останцовых форм негидратированными довольно часто сохраняются лишь микрореликты ангидрита (размером 0,01 мм и менее), преимущественно те из них, которые находятся внутри вторичных минералов — как бы "запечатаны" в них и лишены доступа

х) Для гипса, в частности, Д.П. Григорьев (1956) приводит такие экспериментально определенные цифры, иллюстрирующие растворимость его кристаллов разной величины при 25°С, при диаметре зерна 0,3 м растворимость 18,2 мм/л, при диаметре 2,0 м растворимость 15,3 мм/л.

гидратирующих растворов. Последним обстоятельством вероятно объясняется характерное для месторождения даже некоторое преобладание среди таких микро реликтов в рудах частиц именно ангидритового (а не гипсового) состава, т.е. частиц, еще не подвергшихся воздействию растворов.

По периферическим участкам крупных останцов, вдоль их контактов с рудами, нередко отмечаются полости - от мелких до измеряемых единицами м. Вдоль стенок полостей гипс обычно перекристаллизован в крупнокристаллический. Образование полостей связано с растворением сульфатов, опережающим минералоотложение, и является здесь завершающим звеном в ряду преобразований сульфатных минералов. Постепенное повышение дефицита насыщения по отношению к сульфату кальция проявляется, таким образом, как во времени (в последовательно накладывающихся друг на друга минеральных преобразованиях сульфата кальция на каждом участке), так и в пространстве (в направлении от периферийных к внутренним частям залежей, где образуются полости, т.е. недосыщенность максимальна).

Намеченный ряд преобразований сульфатов, естественно, отражает лишь общую тенденцию развития процессов, и не все его звенья наблюдаются в каждом конкретном участке породы. Чаще других, а на контакте с серными рудами почти всегда, проявляется гидратация ангидрита. Однако и она не всегда предшествует возникновению вторичных минералов парагенезиса серы.

Поскольку последнее явление - непосредственное без предварительной гидратации замещение ангидрита этими минералами до сих пор не отмечалось ни для Гаурдака, ни для других экзогенных месторождений серы Советского Союза, приведем некоторые признаки, свидетельствующие именно о таком ходе процессов.

Для рассеянных в толще ангидритов новообразований кальцита, целестина, барита и, редко, серы (фиг.46-48, 50-55, 61) отмечается

непосредственный контакт их с ангидритом, без разделяющей гипсовой зоны или хотя бы "пленки". При этом нередко прослеживается ряд последовательных стадий замещения этими минералами кристаллов ангидрита, а не гипса, вплоть до псевдоморфоз по ним. Наблюдаются случаи, когда такого типа новообразования кальцита, целестина, флюорита с признаками замещения ими ангидрита, а иногда и псевдоморфозы этих минералов по кристаллам ангидрита служат центрами перекристаллизации ангидрита или его гидратации, т.е. образовались явно до начала развития этих процессов. Иногда в пределах одного шлифа прослеживаются две генерации (см. ниже) вторичного кальцита, из которых кальцит ранней генерации содержит реликты ангидрита и образует псевдоморфозы по его кристаллам, а второй, более поздний — замещает гипс. При этом реликтовые частицы ангидрита и гипса в кристаллах кальцита этих двух генераций различаются как по форме, так и по размеру. Здесь гидратация осуществилась после образования кальцита первой генерации и предшествовала развитию кальцита второй. Отмечаются случаи, когда на смежных участках шлифа одновременно присутствуют кристаллы гипса и кальцита, независимо друг от друга замещающие ангидрит (фиг. 49), иногда с явно более ранним развитием кальцита. Эти и подобные им наблюдения показывают, что в некоторых случаях гидратация ангидрита не предшествовала его замещению.

Такие признаки отмечаются на месторождении чаще всего в зонах глубокого залегания толщ вне контуров серных залежей. Например, в разрезе скв. 702 (рис. 9) в интервале глубин от 681 до 830 м наблюдается замещение кальцитом непосредственно ангидрита, а выше глубины 681 м замещению предшествует гипсофикация.

Некоторые взаимоотношения между минералами дают основание полагать, что иногда гидратация не только не способствовала, но воз-

можно даже в какой-то мере препятствовала развитию других новообразований. Например, кристаллы кальцита, замещая агрегат зерен ангидрита, прекращают развитие при "встрече" с включением гипса, как бы "утыкаясь" в него. Естественно, что имеются в виду не более поздние, по сравнению с кальцитом, новообразования гипса. Взаимоотношения такого рода обычно отмечаются между выделениями кальцита первого типа (см. ниже) и наиболее ранними выделениями гипса. Для последних характерны крайне незначительные размеры, чаще всего тонкие быстро выклинивающиеся прожилки и неправильные включения, развитые вдоль контактов зерен ангидрита. Несмотря на то, что такие взаимоотношения фиксируются редко, отмеченное явление представляется нам не случайным. Его вероятные причины рассматриваются в гл. IV.

Сходные с описанными взаимоотношения между ангидритом, гипсом и другими вторичными минералами (т.е. непосредственное, а иногда и избирательное замещение ангидрита, а не гипса) наблюдал на серных месторождениях, связанных с кепроками соляных куполов, Р.Тэйлор (Taylor, 1938).

#### О зоне перехода от вмещающих пород к серным рудам

Переход от гипсовой зонки к серной руде обычно довольно резкий, происходит в пределах узкой полосы мощностью от долей и единиц до первых десятков мм *полюсом* (фиг. 70, 72), что совпадает с наблюдениями В.Д.Когана (1961<sub>I,2</sub>). Для ее мощности проявляется зависимость от тех же факторов, какие влияют на мощность зоны гипса.

Иногда вмещающие породы и руды разделены небольшой полостью. Однако такого рода контакты наблюдаются гораздо реже и преимущественно лишь между рудами и останцами сульфатных пород.

В целом, схематичное строение периферийных частей серных залежей и всех более мелких рудных скоплений представляется в виде

своеобразных последовательно обволакивающих их тонких "оболочек" (фиг.70): наружной - существенно гипсовой и внутренней - "переходной". Последняя состоит частично из новообразований серы, кальцита и других минералов, частично - из незамещенного еще гипса (иногда ангидрита). Вместе эти зоны - "оболочки" образуют "фронт" замещения ангидрита серной рудой. Вне этих "оболочек", уже в самих вмещающих породах обычно развит отмечавшийся ранее более расплывчатый бедный ореол рассеяния, представленный включениями гипса, серы, кальцита и других минеральных новообразований.

Именно в этих приконтактных зонах наиболее четко прослеживаются закономерности и пути распространения в породе новообразований, последовательные стадии зарождения и роста их минеральных индивидов и агрегатов с возникновением характерных для серных руд тесных взаимных сростаний, особенно <sup>сти</sup> взаимоотношений новообразований в процессе их роста с минералами вмещающих пород и между собой, последовательность минерализации и другие моменты, краткое освещение которых дано в последующих разделах.

Отметим еще одно наблюдение, характеризующее особенности перехода от исходных минеральных агрегатов к рудным. Нередко в шлифах между замещаемым агрегатом ангидрита и замещающим его гипсом, а также между гипсом и замещающими его другими новообразованиями устанавливаются тончайшие (0,05-0,0001 мм) пленочные "оторочки" гипса, реже кальцита (фиг.51). Слагающие их гипс или кальцит отличаются от смежных замещаемых или замещающих агрегатов, в том числе гипса и кальцита, своим сложением (размером, обликом зерен, их ориентировкой и т.д.). Часто такая "оторочка" на значительном протяжении принадлежит одному кристаллическому индивиду, что особенно типично для гипса. Характерно совпадение мощности "оторочек" с мощностью (0,02-0,05 мм) переходного слоя жидкости, в котором, по



данным физико-химических расчетов (Кузнецов, 1968), обычно осуществляется взаимодействие между компонентами ионно-солевого состава жидкости и твердым веществом. По-видимому, такие минеральные "оторочки" фиксируют (выполняют) тот тончайший промежуток реакционного пространства, где в пленке питающего раствора осуществляются процессы взаимодействия.

#### Пути распространения минерало- (рудо) образующих растворов

Изучение закономерностей распространения в исходных породах различных преобразований, показывает, что в целом они единообразны. Начинаясь вдоль наиболее крупных трещин, они постепенно захватывают трещины все более высоких порядков, одновременно проникая в породу вдоль любых слоев, прослоев, прожилков и других форм и микроформ, обогащенных карбонатным материалом, вдоль контактов двух участков ангидритов, отличающихся по текстурно-структурным признакам, вдоль удлинений кристаллов в волокнистых и брусковидных агрегатах и т.п.

Иначе говоря, от крупных тектонических нарушений - подводных для растворов каналов - замещение распространяется вдоль любых поверхностей, которые, будучи относительно более проницаемыми, могут являться "проводниками" для растворов. При этом, чем более мощным и выдержанным является такого рода "проводник", тем, при прочих равных условиях, более крупное рудное тело или скопление рудных минералов он контролирует.

Наибольшее значение имеют нарушения со смещением. На участках ангидрита, которые в результате смещения оказались на простирании "срезанного" карбонатного слоя или прослоя, все преобразования получают максимальное развитие. Они, как правило, захватывают участки ангидрита вдоль всей поверхности их тектонического контакта с карбонатным слоем, а частично распространяются несколько выше и (или) ниже его.

Интересно в этом отношении установление Е.С.Парникелем (1969) и И.С.Лазаревым (1969, 1970) прямой зависимости между величиной мощности рудных тел залежи "Г" и амплитудой контролирующего их смещения в гиссарских известняках. Аналогичная зависимость прослеживается во всех более мелких и микро- проявлениях на различных стратиграфических уровнях ангидритовой толщи. Одной из основных причин такой зависимости является вероятно то обстоятельство, что увеличение амплитуды смещения сопровождается увеличением площади непосредственного соприкосновения ангидритов вдоль поверхности смещения с водоносными карбонатными породами. (Естественно, что увеличение этой площади происходит лишь до тех пор, пока амплитуда смещения не превысит мощность смещаемого карбонатного слоя или прослоя).

В массе "чистого" ангидрита при отсутствии первичных карбонатных включений или прожилков лишь прямолинейность прожилков и жил замещения свидетельствует, что и здесь они во многих случаях также контролировались трещинами.

Растворы, просачиваясь по "проводникам" и производя в контактирующих с ними участках пород преобразования, тем самым несколько повышают на этих участках пористость. Расширившиеся "проводнички" становятся очагами распространения процессов замещения как дальше вдоль них же, так и в стороны от них - в смежные участки породы. Последнее осуществляется вдоль поверхностей соприкосновения зерен ангидрита (гипса), путем внедрения по трещинам спайности с последовательным "разъеданием" зерна вплоть до полного его замещения.

При развитии в породе ряда последовательных преобразований (перекристаллизация ангидрита, его гидратация до гипса, замещение гипса серой, кальцитом или другими минералами) пути распространения каждого последующего из этих преобразований, как правило, наследуются.

На фоне рассмотренной в целом единой направленности распространения всех изменений в породе отмечается некоторая разобщенность - обычно лишь в микромасштабах - в развитии ряда новообразований. Наиболее отчетливо она выражена у кальцита и серы, для которых была впервые упомянута В.Д.Коганом (1961Ф).

Новообразования кальцита в ангидрите, как правило, прежде всего развиваются непосредственно вдоль первичных карбонатных прожилков и включений (фиг.47, 70, 71), причем в первую очередь вдоль тех их участков, которые обогащены битумным веществом. Нередко кальцит сначала обрастает прожилки и включения первичного карбоната тонким (в один кристалл) слоем мельчайших, порядка 0,01 мм, зерен (фиг.70б), а затем уже, подчиняясь структурным особенностям вмещающего ангидрита, постепенно внедряется в прилежащие его участки и замещает их чаще относительно более крупными зернами. Такая локализация новообразований кальцита определяется, вероятно, контролирующей ролью карбонатных прожилков в распространении растворов, содержащих органические компоненты и обеспечивающих благодаря этому течение процессов сульфатредукции. Возможно также, что пелитовые зерна первичного кальцита, слагающего эти прожилки, являются на начальных стадиях центрами кристаллизации вторичного кальцита, что и обуславливает характерное "обрастание" карбонатных прожилков слоем мельчайших кристаллов вторичного кальцита.

Сера, в отличие от кальцита, начинает развиваться обычно между зернами ангидрита (гипса) на некотором (от долей мм и более) удалении от первичных карбонатных прожилков и с ними, как правило, не контактирует. В своем развитии она подчиняется преобладающей ориентировке кристаллов и агрегатов ангидрита (гипса) (фиг.46, 66, 69-71). При этом в тонкослоистых ангидритах сера развивается параллельно глинисто-карбонатным прожилкам, преимущественно между ними (фиг.77), а при сетчатом расположении прожилков - чаще в центральных участках

ангидритовых "ячеек", субпараллельно их удлинению (фиг.70,72). В наиболее чистых от карбонатных включений разностях ангидрита разоб-  
щенность серы и кальцита выражена слабее, поскольку в своем развитии  
здесь они используют, не обособляясь, одни и те же пути (фиг.59).

Вдоль чисто глинистых (без карбонатного материала) прожилков  
отмечается развитие как кальцита, так и серы. Глинистые прожилки  
и глинистый материал в глинисто-карбонатных прожилках в ряде случаев  
исполняют роль своеобразных микроэкранов, аналогичную общеизвестной  
роли любых водоупорных горизонтов, которые задерживают перемещение  
растворов в вертикальном направлении и способствуют их "растеканию"  
вдоль своей поверхности. Об этом говорит наблюдаемое развитие про-  
цессов замещения ангидрита кальцитом и (или) серой лишь по одну  
сторону глинистого прожилка, в то время как по другую его сторону  
кальцит и сера отсутствуют. Иногда при этом в сетчатых или тонко-  
слоистых разностях сульфатных пород ангидрит одной "ячейки" или  
слойка оказывается целиком замещенным кальцитом или серой и кальци-  
том, так что агрегаты его кристаллов окружены глинистой пленкой, по  
другую сторону ~~сторону~~ которой ангидрит процессами замещения не  
затронут. Отмечаются и обратные соотношения, когда глинистая пленка  
окружает реликтовые участки (линзы, реже слойки) ангидрита внутри  
серно-кальцитового агрегата. Кроме того, иногда по одну сторону  
глинистой пленки, обычно там, где имеются примазки битумов, разви-  
ваются преимущественно кристаллы кальцита, а по другую- серы.

Сходную с глинистыми пленками роль нередко выполняют поверх-  
ности контактов двух структурных разновидностей ангидрита. Роль от-  
носительного водоупора играют преимущественно волокнистые разности.  
Поскольку в породе глинистые пленки чаще приурочены именно к кон-  
тактам разных структурных типов ангидритов, то влияние этих двух  
факторов осуществляется совместно.

Очень существенно, что во всех случаях текстурный рисунок исходных сульфатных пород, наследуется, а нередко проявляется еще более резко в замещающих их серно-кальцитовых рудах (фиг.69-71, также сравнить фиг.77-79 и 83-85 соответственно с фиг.72-75<sup>И</sup>,80-82).

В породах сульфатно-карбонатного состава вторичный кальцит и сера, также развиваясь по сульфатным составляющим пород, еще более отчетливо разделяются в микромасштабах. При этом чем больше в исходной породе первичного карбоната (и меньше ангидрита) и чем интенсивнее карбонат пропитан битумом, тем четче сера обособляется в центральных частях сульфатных участков породы.

Что касается распространения в породах новообразований целестина, барита, флюорита (фиг.36-45), то для них и в микромасштабах, также как и в целом в масштабах залежи (см.выше), проявляется тяготение к участкам, контактирующим с первичным карбонатом. Наиболее отчетливо эта закономерность выражена у новообразований флюорита. Флюорит образуется преимущественно в породах слабо сульфатных внутри мелких, часто наиболее мелких, сульфатных выделений, где обычно сосредоточен непосредственно вдоль контакта ангидрита с первичным карбонатным материалом. Нередко он здесь ассоциирует с тонкой вкрапленностью новообразований пирита (фиг.21г, 21д).

Кристаллы целестина, развиваясь также главным образом вдоль карбонатных включений, прилегают к ним менее плотно, чем флюорит, а иногда менее плотно и по сравнению с кальцитом. Наблюдаются включения целестина чаще всего на участках ангидритовых пород, значительно обогащенных первичным карбонатом. Новообразования барита обычно занимают промежуточное положение между целестином и флюоритом.

Рассмотренными особенностями распространения в породах вторичных минералов в значительной степени обусловлена отмеченная ранее зональность и микрозональность строения серных залежей и барито-целестинового "горизонта".

Наблюдаемое некоторое разобшение вторичных минералов в ходе метасоматического минералообразования по своей генетической природе, видимо, соответствует микрозональности при свободной кристаллизации в полостях, характерной как для Гаурдакского (фиг. 107, 108), так и для других серных месторождений (Дшкин, 1968<sub>1</sub>). Склонность к разобшению является отражением различия условий, оптимальных для образования каждого из разных минеральных видов, прежде всего различий величины  $E_h$ . Колебания этой величины во времени представляют одну из основных причин возникновения микрозон, а не тесных взаимных срастаний при кристаллизации в полостях (Иванов, 1964).

Можно полагать, что обособление при метасоматическом минералообразовании обусловлено колебаниями величины  $E_h$  в пространстве - в разных, в том числе близко расположенных участках породы. Возможность таких довольно резких колебаний величины  $E_h$  для соседних участков пород - микрозональность пород - установлено на конкретном материале (Каравайко, 1961, Померанц, Беленицкая, 1969), хотя и для иных - для резко окислительных условий среды.

#### Генезис серно-кальцитовых агрегатов

Изучение вопросов онтогении минералов и, прежде всего, преобладающих в условиях Гаурдака способов зарождения и роста минеральных индивидов и агрегатов серы и кальцита мы рассматривали как один из основных критериев при выяснении характера процессов, имевших место при формировании серных руд. Учитывая также, что многие из этих вопросов ранее в литературе не освещались, им уделено несколько большее внимание.

#### Метасоматическое минералообразование

##### а) Зарождение и рост кристаллов серы.

Наблюдения в зоне перехода от вмещающих пород к серным рудам над разнообразием форм кристаллических индивидов серы, соответствующих различным стадиям их зарождения и роста, показали, что наиболее

распространенным способом их роста является рост через скелетные формы (фиг.57-59). Широкое распространение скелетных форм серы в рудах отмечал В.Д.Коган (1961<sub>1,2</sub>).

При определении скелетных, а также дендритных форм мы придерживались терминологии, предложенной в работах В.А.Мокиевского, С.Н.Семенюка (1952), И.И.Шафрановского и В.А.Мокиевского (1956), И.И.Шафрановского (1961), Д.П.Григорьева (1965). Согласно этой терминологии, к скелетным относятся недоразвитые обязательно монокристаллические образования, у которых минеральное вещество заполняет не все тело многогранника, а только часть его. К дендритам относятся кристаллические образования древовидной формы, не представляющие монокристаллической постройки или параллельного сростка. Особо выделяется наименование "дендритные формы скелетов" для обозначения скелетов, имеющих большое количество разветвлений, но сохраняющих монокристалличность.

Зарождение кристаллов серы фиксируется в шлифах в виде мельчайших частиц ромбовидной или удлинённой каплевидной формы размером 1-5 микрон вдоль микро- и "скрытых" трещин, трещин спайности и стыков зерен ангидрита (гипса) и вдоль глинистых прожилков (фиг.46, 56-59). Рост кристаллов осуществляется путем присоединения и одновременной параллельной переориентировки таких же частиц. Он происходит вдоль этих же и других аналогичных направлений с захватом все большего числа различно ориентированных поверхностей соприкосновения между зёрнами ангидрита (гипса) и с образованием при этом сложных трехмерных скелетных построек "интерстициального" типа (фиг.57-59). Чем более тонкозернист замещаемый агрегат, тем обычно сложнее скелетные формы. Максимальное развитие (утолщение) "ветвей" скелета - их наиболее быстрый рост - наблюдается на участках, примыкающих к вершинам и к пересечениям трещин спайности в кристаллах

сульфатных минералов с их поверхностью. Грани кристаллов сохраняются значительно дольше и иногда проявляются в новообразованиях серы в виде мелких плоских слепков. Это явление закономерно. Оно связано с хорошо известной максимальной устойчивостью к процессам растворения и замещения зеркально гладких граней (Кузнецов, 1954; Чесноков, 1966).

Иногда отмечается образование футлярообразных форм. Внутри внешнего "футляра", чаще прерывистого, заключен агрегат зерен ангидрита (гипса), в разной степени разобренный внутренним скелетом того же монокристалла. Последующее разрастание скелета серы осуществляется путем дальнейшего замещения "внутрифутлярных" участков ангидрита (гипса) и сопровождается утолщением "ветвей" скелета и упрощением его формы. В конечном счете образуется нормальный кристалл серы сначала с крупными, а затем с мелкими реликтами ангидрита (гипса), а иногда и совсем без них. По периферии этих кристаллов, вдоль их контакта с ангидритом (гипсом) можно наблюдать скелетные формы еще недостроенных индивидов серы.

Растущие скелеты и выросшие таким способом кристаллы серы обычно имеют одинаковые или близкие размеры, порядка от 0,1 до 0,5-0,7 мм. Среди кристаллов преобладают удлиненные дипирамидальные. Наиболее развитая и часто встречающаяся форма - ромбическая дипирамида. Многие кристаллы характеризуются высокой степенью идиоморфизма.

Характерно, что и в массе сформировавшихся руд в пределах отдельных монокристаллов серы, в том числе и скелетных их форм, нередко наблюдается своеобразное мозаичное строение из множества одновременно угасающих, но все же различных ромбовидных микро-частиц, по форме и размеру (0,001-0,01 мм) аналогичных выше описанным.



На тех участках пород, где гипсовая оболочка между ангидритом и растущими кристаллами серы образует лишь тонкую "пленку" мощностью меньше диаметра зерен ангидрита, морфологические особенности растущих скелетных построек подчиняются структурным чертам ангидрита, а не гипса (например, фиг.59).

Внутри кристаллов серы часто отмечается легкая пигментация ее битумом. Зональность для такого рода кристаллов серы не характерна, что естественно, учитывая рассмотренные особенности их роста.

Изучая описанные формы роста кристаллических индивидов серы, мы имели в виду, что наблюдаемая в настоящее время их монокристалличность может быть результатом наложения на агрегат первично разноориентированных частичек серы процессов перекристаллизации. Последние довольно широко развиты на некоторых серных месторождениях, в частности Предкарпатских (Соколов, 1957ф, 1958; Трухачева, 1960, Сребродольский, 1962; Мерлич и др., 1962). На Гаурдакском месторождении перекристаллизация серы также наблюдается, но значительно реже. Большей частью она проявляется в агрегатах, возникших при выполнении полостей. Характерно в этом отношении, что для Гаурдака, в отличие от Предкарпатских месторождений, не типичны и признаки растворения кристаллов серы (Сребродольский, 1966). Это говорит об имеющихся различиях растворов по их "растворяющей способности" в отношении серы на этих месторождениях.

В рассмотренных типах скелетных построек признаков связи их монокристалличности с более поздней перекристаллизацией не наблюдалось. Их монокристалличность проявляется на всех последовательных стадиях роста индивидов. Можно с достаточной уверенностью считать, что она обусловлена упорядочением частиц непосредственно в процессе роста кристаллов, а не после его завершения.

Кроме скелетных форм "интерстициального" типа, наблюдаются дендритные формы - древовидные, пучкообразные или звездообразные

(фиг. 60, 61). Их возникновение чаще отмечается в более или менее однородной тонкозернистой массе ангидрита. В ряде случаев оно происходит почти одновременно с перекристаллизацией ангидрита (фиг. 60). Состоят эти формы серы из мельчайших (0,001-0,005 мм) ее частичек удлиненной каплевидной формы, соприкасающихся между собой вершинками и образующих четковидные агрегаты, цепочки, реже гроздья. Длина лучей и цепочек обычно не превышает 0,1-0,2 мм. Для частичек серы здесь характерна темная окраска. В проходящем свете они не просвечивают или просвечивают слабо, благодаря чему выделяются в шлифах четким темным узором. Окраска их связана, видимо, с повышенным содержанием в них битумного вещества или с наличием вокруг них его пленки. Об этом свидетельствует характерный нефтяной запах при разламывании кристаллов серы, кальцита или ангидрита (гипса), содержащих такие микродендриты серы. Включения последних придают вмещающим их агрегатам различные оттенки: ангидриту и гипсу - серый, кальциту - серый или, реже, кремовый, сере - зеленовато-серый.

В ходе дальнейшего роста микродендритные формы часто оказываются "запечатанными" внутри монокристаллов серы, для которых вероятно являлись основой роста. В других случаях они заключены между или внутри кристаллов кальцита (фиг. 61), образованием которых скорее всего и обусловлено прекращение роста кристалла серы. Иногда одна часть микродендрита заключена в монокристалл серы, а другая - в зерно кальцита, рост которых между собой осуществлялся одновременно.

Рассмотренные способы роста кристаллических индивидов серы являются для Гаурдака преобладающими. Помимо них здесь имеет место и нормально-кристаллический рост ее кристаллов. Чаще он проявляется при замещении крупных кристаллов гипса. Хотя и здесь также отмеча-

ется преимущественное развитие серы вдоль трещин спайности в кристаллах гипса и вдоль поверхностей соприкосновения между его зернами (фиг.68), но поскольку здесь сами кристаллы гипса нередко крупнее новообразований серы или примерно равны им, то эта зависимость на формах роста кристаллов серы отражается слабо.

Нормально-кристаллический рост индивидов серы наблюдается также в случаях, когда имеет место незначительное опережение растворения агрегата гипса по отношению к образованию серы, проявляющееся в виде своеобразной "щели" растворения (мощностью в доли мм) перед фронтом роста кристаллов серы, но еще без возникновения полости. В этих случаях структурные особенности замещаемого агрегата гипса как крупно-, так и тонкозернистого, практически не стесняют свободного развития кристаллографических форм серы.

Иногда в шлифах отмечается сочетание нормально-кристаллического роста одной части кристалла серы, замещающей крупные кристаллы гипса, со скелетным ростом другой его половины в сторону мелкозернистого агрегата ангидрита или гипса.

#### б) Образование агрегатов серы.

Кристаллы серы редко образуют одиночные включения. Обычно они присутствуют в виде небольших групп из нескольких кристаллов, образующих тесные срастания. Общий размер таких групп-срастаний составляет в среднем 0,5-1,0 мм. Кристаллы серы одной группы часто находятся в близких стадиях роста их скелетных форм. Благодаря этому тончайшие скелетные постройки ранних стадий роста образуют в совокупности тонкие сложные дендриты; разросшиеся скелеты промежуточных стадий - дендриты с утолщенными ветвями, относительно более простой формы; футлярообразные и полнокристаллические постройки - агрегат зерен серы со значительным количеством или лишь с реликтами зерен ангидрита (гипса) внутри него.

Группы - срастания кристаллов серы обычно более или менее четко ориентированы вдоль определенных текстурных элементов ангидрита (фиг.58,69). Количественное распределение их также неравномерное: от единичных спорадически рассеянных, через различные промежуточные группировки до почти непрерывных и, соответственно, от точечной вкрапленности дендритных образований или агрегатов кристаллов серы до практически непрерывного единого срастания.

в) Рост кристаллов и агрегатов кальцита.

При совместном росте серы и кальцита последний, как отмечалось, начинает развиваться вдоль карбонатных прожилков и включений, постепенно продвигаясь "навстречу" растущим кристаллам серы. В отличие от серы, стремящейся к развитию относительно идиоморфных кристаллов, для кальцита более характерен грануломорфный рост (по терминологии Д.П.Григорьева, 1961) с образованием агрегата неравномерно ограниченных, плотно прилегающих друг к другу кристаллических зерен, чаще всего изометрического облика (фиг.47,59,70,71). Структура агрегатов изменяется от микро- до грубозернистой, преобладает мелко- и среднезернистая с размером зерен от 0,01-0,02 до 0,12-0,20 мм.

Граница между замещаемым агрегатом ангидрита (гипса) и замещающим - кальцита довольно резкая, даже и в микромасштабах. На фронте развития процесса отчетливо прослеживаются признаки замещения, которые в разросшемся агрегате кальцита становятся неразличимыми. Например: последовательное внедрение в кристаллические индивиды ангидрита (гипса) зерен кальцита вплоть до образования по ним псевдоморфоз, часто агрегатных; реликты зерен ангидрита в кристаллах кальцита (фиг.51), нередко настолько многочисленные, что передают структурный рисунок исходной породы, как бы "просвечивающий" в растущих кристаллах кальцита (например, характерные войлоковидные

структуры тонковолокнистых разностей сульфатов, контуры более крупных их кристаллов, следы трещин спайности в них) и т.п. На фронте роста зерен кальцита отмечаются друзы замещения, особенно характерные для случаев, когда замещающий агрегат растет от какой-либо изогнутой поверхности.

г) Формирование серно-кальцитовых агрегатов.

При "встрече" агрегата кальцита с растущим навстречу ему скелетным кристаллом серы, кальцит развивается по еще не замещенным участкам ангидрита (гипса) уже внутри контура скелета, между его ветвями, препятствуя их дальнейшему росту. В результате разнообразные формы скелетов и сложных дендритов серы, фиксирующие различные стадии роста ее кристаллов, оказываются заключенными внутри агрегата мелкозернистого кальцита, обычно между отдельными его зернами, а мелкие частицы серы — нередко и внутри них (фиг. 61, 62, 70, 71).

В зависимости от стадии, на которой рост кристаллов серы был приостановлен, наблюдаются: заключенные в массе кальцита мелкие ее частицы и небольшие параллельные сростки и дендриты (от тончайших до хорошо выраженных, толщина ветвей которых соизмерима с размером зерен кальцита или больше их); срастания футлярообразных кристаллов серы, внутри которых заключены группы зерен кальцита, разделенные дендритом серы; характерный губчатый агрегат серы (в срезах после растворения кальцита в НСС напоминающий лишайник — например, фиг. 76-79), в ячейках которого, по форме аналогичных слабо изъеденным зернам ангидрита, находятся отдельные зерна, а чаще — группы из 2-3 и до 8-10 зерен кальцита; иногда разрозненные или скученные скопления полнокристаллических зерен серы среди массы кальцита. Во всех случаях участки, содержащие дендриты серы, постепенно сменяются с одной стороны относительно более чистыми разностями кальцита, а с другой — нередко более чистым агрегатом серы.

Склонность серы и кальцита к некоторому обособлению в ходе процессов замещения в сочетании с рассмотренными особенностями роста кристаллических индивидов и агрегатов серы обуславливает довольно четкую зависимость ряда морфологических особенностей серно-кальцитовых агрегатов от структурно-текстурных признаков замещаемых пород. Так, при замещении наиболее "чистых" разновидностей ангидритов, в которых возникают наиболее тесные взаимные срастания кальцита с серой, большая часть кристаллов серы не получает возможности полного развития и представлена скелетными формами. При замещении тонко- и микрослоистых разновидностей ангидритов в тех слоях, где сера преобладает, она обычно достигает более полнокристаллического строения, чем в слоях существенно кальцитовых (фиг.71). В сетчатых разновидностях пород кальцит, развившийся вдоль "сети" глинисто-карбонатных прожилков, в направлении к центральным частям ячеек сменяется серно-кальцитовым агрегатом, а в их центре - мономинеральным агрегатом серы. В зависимости от густоты такой "сети" прожилков (размера "ячеек") обеспечивается различная степень обособления серы и кальцита и различная полнота развития кристаллографических форм серы.

Однако полного обособления серы и кальцита даже при максимальном их обособлении практически не происходит: в пределах участков, сложенных агрегатом кальцита, присутствуют мельчайшие частицы серы, заключенные между кристаллами кальцита или внутри них, а в кристаллах серы, в свою очередь, имеются кристаллы кальцита или их небольшие скопления.

Рассмотренные особенности образования агрегатов серы и вторичного кальцита при замещении ими относительно "чистого" ангидрита (гипса) показывают, что многообразие форм их срастаний во многом определяется характером (густотой, ориентировкой) расположения

центров кристаллизации и стадией, на которой рост кристаллических индивидов серы был приостановлен в результате "встречи" с агрегатом зерен кальцита. Эти факторы в свою очередь в значительной степени зависят от структурно-текстурных особенностей исходной породы, интенсивности процессов кристаллизации, а также от соотношения их скоростей у кальцита и серы в каждом участке породы.

Для пород сульфатно-карбонатного состава при довольно четкой локализации серы в центральных частях сульфатных участков ~~пород~~ наиболее обычен полнокристаллический рост ее кристаллов. Этому способствует то обстоятельство, что в таких породах особенно часто собирательная перекристаллизация гипса, а иногда и его частичное растворение несколько опережают кристаллизацию серы. Для новообразований кальцита в этих породах очень характерно развитие друз замещения, растущих от контактов сульфатных включений с карбонатными участками пород.

Естественно, что рассмотренные способы зарождения и роста новообразований серы и кальцита при метасоматическом минералообразовании не исчерпывают всего многообразия их проявлений на Гаурдакском месторождении. Однако принципиально описанная схема неизменно выдерживается.

Прослеженные закономерности образования сростаний серы и кальцита однозначно свидетельствует об их совместном, существенно одновременном росте. Особенно показательное преобладание в сростаниях скелетных форм серы, "не достроенных" до полнокристаллических построек в результате их "встречи" именно в процессе роста с одновременно растущим агрегатом зерен кальцита. Характерно, что даже при замещении ангидрита внутри контуров скелетов серы, кристаллизация кальцита и продолжающийся рост отдельных "ветвей" скелетов серы некоторое время осуществляются одновременно.

Отмечавшиеся случаи перехода темных непросвечивающих микродендритов серы из монокристалла серы в кристалл или в агрегат зерен кальцита являются также результатом синхронного роста с одной стороны кристалла серы, путем разрастания микродендрита, с другой - кальцита. Наличие включений серы в кристаллах кальцита, а кальцита в сере и целый ряд других фактов - все это свидетельства в целом одновременной их кристаллизации с непрерывным зарождением индивидов при опережающем росте кристаллов то серы, то кальцита.

Важно подчеркнуть, что существенно одновременной во многих случаях является кристаллизация серы и кальцита и в породах смешанного сульфатно-карбонатного состава, в том числе нередко и в тех случаях, когда степень идиоморфизма кристаллов кальцита выше, чем серы. Последнее определяется особенностями метасоматического минералообразования, при котором степень идиоморфизма не является однозначным показателем последовательности выделения, а может определяться другими факторами, например, кристаллизационной способностью (Жабин, 1966).

#### Кристаллизация в полостях

Свободная кристаллизация в полостях, хотя и имеет на месторождении подчиненное значение, однако также распространена довольно широко. Вопросы минералоотложения в полостях на экзогенных месторождениях серы изучены и описаны Н.П.Юшкиным (1968<sub>I</sub>). Отметим здесь лишь некоторые, по нашим наблюдениям для Гаурдакского месторождения наиболее характерные его черты.

Мельчайшие из фиксируемых частиц серы представляют собой ромбовидные кристаллы размером в единицы микро. Здесь более обычен полнокристаллический рост кристаллов серы. Ее скелетные формы также широко представлены, но морфологически они отличны от вышеописанных, образующихся при метасоматозе, и соответствуют рассмотренным Н.П.Юшкиным



(1968<sub>I</sub>) разнообразным формам скелетов, возникающих при кристаллизации в полостях в результате неравномерной скорости роста кристаллов по различным кристаллографическим направлениям.

Кристаллы серы и кальцита в выполняющих полости агрегатах часто имеют относительно более крупные размеры, в среднем от 0,5 до 2,5 см у серы и от 0,1-0,2 до 1-2 мм и более у кальцита. Нередко кристаллы зональны. Зоны роста в них подчеркнуты разнообразными включениями - твердыми и жидкими. Чаще других во включениях отмечается битумное вещество. Нередко присутствуют мельчайшие кристаллы другого минерального вида: серы в кальците, а кальцита - в сере.

Для агрегатов серы и кальцита в полостях наиболее распространенным является друзовый рост. Его закономерности здесь вполне соответствуют общим закономерностям такого роста, рассмотренным Г.Г.Леммлейном (1945) и Д.П.Григорьевым (1947, 1954, 1961), при наличии тех специфических черт, которые присущи серным месторождениям (Юшкин, 1968<sub>I</sub>). Чаще всего агрегаты и в меньшей степени единичные кристаллы серы и кальцита покрывают дно полостей и поверхности находящихся в них обломков боковых пород и руд, нарастают на их стенках в виде крустификационных корок и друз, гроздевидных и сталактитоподобных агрегатов. Нередко они нацело выполняют эти полости; прежде всего наиболее мелкие и узкие из них, изолируя друг от друга оставшиеся незаполненными относительно более крупные. Присутствующие в полостях обломки боковых пород при этом цементируются серно-кальцитовым агрегатом с образованием брекчиевых, крустификационных, кокардовых и тому подобных текстур (фиг.100-106).

В мелких полостях кальцит чаще обрастает их стенки, а сера выполняет внутренние участки, в более крупных - сера и кальцит обычно образуют самостоятельные "слойки". При этом в серных "слоиках" присутствует небольшая примесь мелких кристаллов кальцита, а в

кальцитовых - частичек серы. При последовательном чередовании "слояков" серы и кальцита нередко образуются полосчатые, крустификационные и т.п. текстуры (фиг. 107, 108). Полосчатость часто подчеркнута пленками битума.

Все образования типа выполнения проявляются как в крупных масштабах - в полостях диаметром до нескольких см, реже метров, так и в микромаштабах - в порах диаметром в десятые - сотые доли мм.

По преобладающему развитию в серно-кальцитовом агрегате форм выполнения нами выделен один из типов серных руд - тип "выполнения" (см. ниже).

Рост кристаллов серы и кальцита при их свободной кристаллизации в плоскостях, как и при метасоматическом минералообразовании, происходит в целом синхронно. На это указывают, например, почти всегда присутствующие включения кристаллов серы в кристаллах кальцита и в кальцитовых зонах, даже в наиболее чистых из них, и, наоборот, кристаллов кальцита в новообразованиях серы. Зональность агрегатов обусловлена, вероятно, пульсационными изменениями условий среды минералообразования, благоприятствовавшими преимущественному зарождению и росту кристаллов то серы, то кальцита при заторможенном, но практически всегда продолжающемся одновременном зарождении и росте <sup>индивидуов</sup> другого минерального вида.

Между собой метасоматическое минералообразование и свободная кристаллизация в полостях также, как правило, не разделены сколько-нибудь значительными перерывами. Об этом говорят наблюдения над обычным характером последовательных взаимопереходов между участками руд, сформированными каждым из этих способов (между разными ~~и~~ типами руд - см. ниже). Показательны и некоторые наблюдения над ростом минеральных индивидов. Например, одновременный рост одной части кристалла в массу ангидрита (гипса) путем его замещения, а другой части этого же кристалла - в открытую полость. Отмечаются случаи,

когда выросшие метасоматическим путем кристаллические индивиды серы и кальцита при обрушении соответствующего участка руды в полость в виде обломков продолжают кристаллизоваться уже в друзовом агрегате, нарастающем на этом обломке без какого-либо заметного перерыва, фиксированного выделением других кристаллов. При этом преимущественное развитие в кристаллах получают другие, чем на начальных стадиях роста, грани кристаллических индивидов, что иногда ведет к изгибу кристаллов с образованием коленчатых форм. Эти и подобные наблюдения говорят о том, что последовательный ряд процессов: метасоматическое минералообразование, растрескивание образовавшейся руды и ее обрушение в полость в виде обломков, цементация этих обломков серно-кальцитовым агрегатом — все эти процессы существенно не разделены во времени.

#### Некоторые закономерности кристаллизации серы

Как отмечалось, при метасоматическом образовании серы наименьшие различимые частицы, фиксирующие зарождение ее кристаллов, представляют ромбовидные или каплевидные образования довольно постоянного размера (1-5 мк). За счет присоединения таких же частиц осуществляется и дальнейший рост кристаллов. Аналогичны им и мельчайшие частицы серы, наблюдаемые при ее свободной кристаллизации в полостях. Все это дает основание рассматривать такие частицы в качестве зародышевых минералообразующих как при минералообразовании в пленке метасоматизирующего раствора, заключенного между кристаллами ангидрита (гипса), так и при кристаллизации в более крупных полостях.

Учитывая, что указанный размер наблюдаемых частиц находится на пределе разрешающей способности микроскопа, такое предположение в достаточной мере условно. Некоторым косвенным подтверждением его справедливости служат имеющиеся в литературе данные о способах зарождения кристаллов серы, в частности, приводимые ниже.

Биохимические исследования М.В.Иванова (1964) показали, что в современных условиях в процессах окисления сероводорода до элементарной серы активное участие принимают тионовые бактерии. Ведущая их роль в этих процессах установлена и для Гаурдакского месторождения (Иванов, 1964; Померанц, 1968, 1969). Данные изотопного состава серы свидетельствуют, что микроорганизмы принимали участие в процессах серообразования и на более ранних этапах при формировании основной массы руд, в том числе и гаурдакских.

Определенные виды тионовых бактерий, окисляя сероводород, выделяют в среду мельчайшие капельки серы. Благодаря ничтожной растворимости, сера практически не может давать истинных молекулярных растворов. Н.П.Юшкин (1968<sup>х</sup>), основываясь на данных о размере клеток тиобактерий (обычно не превышающем  $(0,8-1,5) \times (0,5-0,8)$  мк - Розенберг, Поспилишил, 1953; Соколова, Каравайко, 1964), полагает, что выделяемые ими частицы серы по степени дисперсности должны соответствовать коллоидным - не превышающим  $0,1$  мк. Укрупнение частиц до размеров, доступных наблюдению, происходит, по мнению Н.П.Юшкина, в результате их слипания и последующей собирательной перекристаллизации.

Обзор результатов экспериментальных микробиологических исследований на искусственных средах (Розенберг, Поспилишил, 1953; Соколова, Каравайко, 1964) показывает, что фиксируемый размер частичек (глобул, капель) серы, активно образующихся при бактериальном ее зарождении в жидкой и на агаризованной среде составляет в среднем  $2-3$  (от  $1$  до  $5$ ) мк<sup>х</sup>). При таком размере глобул для них еще прослежена (и зафиксирована фотографиями) связь с выделяющими их бакте-

х) Размеры частиц иногда даны авторами указанных работ, чаще определены нами по приводимым в этих работах микрофотографиям и зарисовкам.

риальными клетками и их совместное передвижение. Размер колоний тионовых бактерий не превышает 1,0-1,5 мм.

Результаты большинства исследований на искусственных средах получены главным образом для тионовых бактерий вида *Thiobacillus Thioparus*. Исследования Л.Б.Померанц свидетельствуют о вероятной значительной роли в окислении сероводорода других видов тионовых бактерий - факультативно-автотрофных миксофитных (Померанц, 1966, 1969), причем именно такие бактерии в большинстве случаев устанавливаются в подземных водах Гаурдакского месторождения (там же). Учитывая, что морфологические особенности бактериальных клеток и колоний таких миксофитных тионовых бактерий сходны с соответствующими формами *Th. Thioparus*, а выделяемые ими частицы элементарной серы одинаковы, в данном случае то или иное решение вопроса не существенно.

Из природных сероотлагающих растворов осаждение серы на предметные стекла происходит аналогично с ее выпадением в искусственных средах: в виде ромбовидных кристаллов и глобул размером 1-3 (до 5) мк. Об этом свидетельствуют фотографии стекол обрастания, приводимые в работах М.В.Иванова (1964), Н.П.Юшкина (1968<sub>1</sub>), Л.Б.Померанц (1969ф). Последняя работа относится к Гаурдак-Кугитангскому району.

Изложенные факты позволяют считать, что 1-3 (до 5) мк - это тот размер частиц серы, которым они характеризуются при активном биохимическом и химическом выделении из раствора. Содержание такие частицы растворы по степени дисперсности соответствуют грубодисперсным системам (суспензиям). Активная седиментация частиц говорит о кинетической неустойчивости этих систем.

Простое сопоставление показывает, что наблюдаемые в породе мельчайшие частицы серы, из которых строится кристалл, по размеру аналогичны частицам, образование которых в искусственных и природных средах фиксирует момент нарушения кинетического равновесия дис-

персной системы и начало активной седиментации частиц.

О том, что именно такие достаточно крупные и потому сравнительно быстро осаждающиеся из дисперсной системы частицы играют основную роль в росте кристаллов, свидетельствуют также следующие интересные наблюдения Н.П.Юшкина (1968<sub>1</sub>). При изучении роста кристаллов на участках современного серообразования этим исследователем подмечена чуткая реакция формы кристаллов на направление силы тяжести. Это говорит об относительно высоких скоростях гравитационного оседания частиц и характерно для грубодисперсных кинетически неустойчивых систем. Такие наблюдения, а также изучение толщины слоев реальных кристаллов серы привели Н.П.Юшкина к выводу о росте кристаллов серы сравнительно толстыми слоями и о значительной величине (близкой к микрону, а в некоторых случаях и более крупной) наращивающих эти слои минералообразующих частиц.

Характерно, что так называемая скрытокристаллическая сера, присутствующая почти на всех серных месторождениях и особенно распространенная в Прикарпатье, также сложена мельчайшими кристаллическими зернами размером от 1,0 до 2,7 микрон, что устанавливается при изучении ее под электронным микроскопом (Мерлич и др., 1962).

Все приведенные данные позволяют более уверенно рассматривать наблюдаемые в породе при различных способах роста кристаллов серы частицы как основные минералообразующие единицы. Довольно постоянный размер таких частиц при метасоматическом минералообразовании является естественным следствием отсутствия при этом в растворе расслоения по крупности дисперсных частиц, которое характерно для полостей.

Описанная выше наиболее обычная при метасоматическом минералообразовании на Гаурдаке последовательность роста кристаллов серы (соединение минералообразующих частиц в параллельные сростки, развитие скелетных форм и их разрастание в нормальный кристалл) совпа-

дает с установленной Н.П.Ошкиным (1968<sub>I</sub>) принципиальной схемой роста кристаллов серы при свободной кристаллизации из сероотлагающих растворов - путем слипания мельчайших частиц вершинами, последовательного упорядочения их в параллельное положение с формированием единой кристаллической структуры. Отличие заключается, по-видимому, лишь в том, что при метасоматическом минералообразовании непрерывно зарождающиеся частицы остаются на месте своего зарождения без значительного перемещения в пространстве, испытывая лишь поворот в положение, параллельное другим частицам, с упорядочением при этом кристаллической структуры. Отличия же морфологические, выражающиеся в своеобразии возникающих форм скелетов, являются естественным следствием кристаллизации в очень ограниченном (стесненном) пространстве.

Все изложенное позволяет полагать, что механизм зарождения и роста кристаллов серы при метасоматическом минералообразовании в пленке раствора, проникающего между зернами ангидрита (гипса), принципиально тождественен таковому при свободной кристаллизации в полостях.

Представляет также интерес сопоставление размера выделений серы в породах с размером колоний бактерий. Как отмечалось, наиболее распространенными выделениями серы при метасоматическом их образовании являются групповые срастания из нескольких кристаллических индивидов с довольно постоянным их общим размером 0,5-1,0 мм и, как правило, не свыше 1,0-1,5 мм. Укрупнение выделений чаще всего бывает вызвано срастанием нескольких сближенных групп. Согласно упоминавшимся данным, диаметр колоний тиобактерий на агаризованной среде как у вида *Th. Thioparus*, так и у миксофитов также не превышает 1,0-1,5 мм. Совпадение размера наиболее распространенных выделений серы с размером колоний тиобактерий может быть случайным. Однако, учитывая наличие рассмотренных выше доводов в пользу микро-

биологического зарождения серы, можно думать, что размер и расположение колоний так или иначе отражаются на размере и распределении в породе выделений серы. Надо сказать, что на вероятность влияния микроорганизмов на формы выделения самородной серы в свое время указывал В.И.Вернадский (1955).

#### О взаимоотношении между минералами исходных пород и серных руд

Рассмотренные закономерности распространения в исходных породах минеральных новообразований и особенности генезиса минеральных индивидов и агрегатов серы и кальцита однозначно говорят о метасоматической природе их возникновения. Особенно важна прослеженная последовательность их роста путем постепенного замещения зерен ангидрита (гипса) от самых начальных стадий (разъедание по трещинам спайности, по краям кристаллов и т.п.) вплоть до полного их замещения. Для кальцита очень показательны широко представленные на фронте роста его агрегатов псевдоморфозы замещения - "основа основ метасоматизма" (Наковник, 1966), которые в дальнейшем, в разросшемся агрегате становятся не различимыми. Для кристаллических индивидов серы, обычно более крупных, чем замещаемые ими зерна ангидрита или гипса, и склонных к идиоморфизму, псевдоморфозы не характерны. Однако сам способ их роста: через скелетные формы интерстициального типа, представляющие собой скелетные метакристаллы, морфология которых в значительной степени определяется структурными особенностями агрегатов ангидрита или гипса, а последовательность роста негативно отражает последовательность их замещения, - такой способ роста является безусловным свидетельством метасоматического развития процесса (Никитин, 1955; Бетехтин, Генкин и др., 1958; Григорьев, 1961; Жабин, 1966 и др.). Распределение в породе кристаллов серы и кальцита, указывает на непрерывность их зарождения по мере продвижения процесса в глубь вмещающей сульфатной породы, что также характеризует процесс как метасоматический (Григорьев, 1961).



Относительно второй основной минеральной составляющей вмещающих пород — первичных карбонатов, кальцита и доломита — все наблюдения приводят к однозначному выводу, что процессы замещения их не затрагивают, а происходят строго избирательно по ангидриту (гипсу). Такая избирательность проявляется независимо от того, в каких породах этот процесс развивается: в толще ли относительно "чистого" ангидрита (гипса) лишь с небольшими включениями первичного карбоната, или в существенно карбонатных (первично) породах, содержащих ангидрит лишь в виде включений. В первом случае включения карбоната ("сетка", прожилки, прослой, обломки брекчий, рассеянные ромбоэдрические кристаллы доломита и их характерные по форме скопления и т.п. — фиг. 70, 71, 66, 52, 88, 89, 97, 98, 17, 37, 54 и др.) без изменения своей формы и положения сохраняются и в руде, причем тонкие прожилки первичного кальцита и кристаллы доломита прослеживаются и внутри отдельных кристаллов кальцита, серы, целестина, барита, флюорита. Во втором случае сера, кальцит и другие минералы сами образуют в первичной карбонатной "основе" включения на месте бывших включений ангидрита (линз, прослоев, секущих прожилков, отдельных кристаллов и других количественно подчиненных выделений), тождественные им по форме (фиг. 93-95, 39, 41, 43-45, 53-55, 21-29). Признаков замещения первичного карбоната серной рудой, его разъедания или растворения при серообразовании не отмечалось.

Как упоминалось, наш вывод об инертности первичного известняка в ходе процессов серообразования отличен от сделанного В.Д.Коганом (1961<sub>2</sub>), который отмечал, что проявления процесса замещения известняков серной рудой на Гаурдаке, хотя и сравнительно ограничено, но все же наблюдаются. В качестве признаков такого замещения В.Д.Коган приводил следующие: 1) устанавливаемые иногда в рудах изъеденные реликты первичных известняков; 2) тождественность комплекса акцессорных минералов части руд с комплексом этих минералов в известня-

ках; 3) наблюдаемое иногда пересечение зернами серы стилолитов.

Изучение автором этих, а также некоторых других сходных признаков в рудах, показало, что все они являются результатом наложения процессов кальцитизации и серообразования на участки, где на более ранних стадиях литогенеза имело место замещение известняка ангидритом. Благодаря такому наложению взаимоотношения реликтовых форм известняка с заместившим известняк ангидритом переносятся на их взаимоотношения с вторичным кальцитом, серой и другими вторичными минералами. Это и создает ложное представление о замещении известняка этими минералами (фиг. 21-29, 53-55, сравнить с фиг. 9-20).

Данный вывод основан на наблюдениях прежде всего в зоне непосредственного контакта первичных пород с рудами, где совершенно отчетливо прослеживается переход "изъеденных" реликтов известняка из массы ангидрита в серно-кальцитовый агрегат. При этом кристаллы вторичного кальцита лишь обрастают их, но не замещают. Кроме того внутри кальцитового или серно-кальцитового агрегата, контактирующего с реликтовыми участками известняка, устанавливаются реликты сульфатных минералов и многие другие признаки замещения именно ангидрита.

Отмеченное В.Д. Коганом тождество комплекса аксессуарных минералов в небольшой части руд с таковым в первичных известняках объясняется повторным наследованием серной рудой из ангидрита того комплекса аксессуарных минералов, который самим ангидритом ранее унаследован из первичного известняка. Последовательный переход этого комплекса из известняка в ангидрит, а из ангидрита в серу и кальцит иногда наглядно проявляется на участках, первично обогащенных пелитовым материалом. Последний обуславливает замутненность сначала замещающего известняк ангидрита, а затем кальцита, замещающего ангидрит (в сере, в силу ее оптических свойств, такая примесь мало заметна).

Что касается случаев кажущегося пересечения кристаллами серы стилолитовых швов в известняках, то и здесь причина таких взаимоотношений заключается в наличии промежуточной, сульфатной, минеральной стадии - выделений метасоматического ангидрита вдоль и по обе стороны от стилолитовых швов (фиг. 23а).

Надо сказать, что приведенный В.Д.Коганом список примеров, трактуемых им как замещение известняка кальцитом и серой, можно было бы продолжить, поскольку все разнообразные случаи замещения известняка ангидритом так или иначе проявляются во взаимоотношениях известняка с минералами, заместившими ангидрит, причем не только с кальцитом и серой, но также иногда и с целестином, баритом, флюоритом. Среди других случаев интересны, например, возникающие таким путем псевдоморфозы кальцита, серы, целестина, флюорита по мелким обломкам фауны, ранее замещенным ангидритом (фиг. 13).

Приведем еще одно наблюдение, связанное с замещением замутненных разностей метасоматического ангидрита. Образующийся при их замещении вторичный кальцит нередко характеризуется микрозернистым сложением, обязанным, по-видимому, наличию здесь большого количества центров зарождения в виде рассеянных пелитовых частиц. Благодаря такому сложению, замутненности, иногда буроватой окраске из-за примеси битумного вещества и непосредственному контакту с первичным известняком, в том числе и с его реликтовыми формами, возникновение такого кальцита может ошибочно трактоваться как результат перекристаллизации пелитоморфного первичного кальцита (21д, 21е, 25-29, 44, 52б, 53 и др.), тем более, что макроскопически выделения такого вторичного кальцита практически не отличимы от первичного известняка. Последнее обстоятельство, кроме того, нередко создает ложное представление об увеличении первичной карбонатонасыщенности пород ангидритовой толщи.

Мы остановились лишь на тех относительно более сложных случаях взаимоотношений минералов, которые могли бы интерпретироваться как

результат замещения известняка серой, кальцитом или другими минералами. В остальных случаях отсутствие этих процессов не вызывает сомнения.

Отчетливых признаков участия доломита в преобразованиях пород в руды не отмечалось. Отсутствие процессов раздоломичивания в значительных масштабах бесспорно. Однако автор не исключает, что локальные проявления этого процесса могли остаться не замеченными. Предполагать его вероятность в рассматриваемых условиях дает основание тот факт, что в близком комплексе гипергенных преобразований, установленных для нижекембрийских галогенно-карбонатных отложений Иркутского амфитеатра, наряду с десульфатизацией широко развита и дедоломитизация (Писарчик, 1963).

Таким образом, основой преобразований первичных сульфатных и карбонатно-сульфатных пород, ведущих к формированию серных руд, является десульфатизация этих пород: все новообразования в них развиваются на месте ангидрита (гипса), главным образом путем его избирательного метасоматического замещения, в то время как первичные карбонаты в ходе этих процессов не участвуют и не изменяются.

Надо сразу оговориться, что вывод о пассивной роли первичных карбонатов относится лишь к химизму процессов серообразования и не распространяется на оценку их роли в генезисе месторождения в целом, поскольку, как уже было показано выше, карбонатные участки породы выполняют ведущую роль в качестве проводников рудообразующих растворов, тем самым оказывая самое непосредственное влияние на весь ход этих процессов.

### Основные типы серных руд Гаурдакского месторождения

#### Принципы классификации

Классификация серных руд Гаурдакского месторождения разработана В.Д.Коганом (1961<sub>2</sub>, 1961Ф). В зависимости от содержания в рудах основных, кроме серы, минералов - кальцита и гипса - В.Д.Коганом

выделено 4 минеральных типа руд: кальцитовые, гипсо-кальцитовые, кальцито-гипсовые и гипсовые. Кроме того, по характеру (преимущественно по размеру) выделений серы руды подразделены на три морфологических группы: а) с "дисперсной" серой (выделения серы размером менее 1,0 мм; б) с "вкрапленной" серой (1,0-5,0 мм); в) с включениями серы (более 5,0 мм). Образование руд последней группы В.Д.Коган связывал, главным образом, с перекристаллизацией руд двух первых групп.

Дисперсные руды в свою очередь подразделены В.Д.Коганом на три подгруппы: микрозернистые, дендритовидные и мелкозернистые, примерно в порядке возрастания размера выделений.

Предложенная В.Д.Коганом классификация в целом хорошо отражает основные литологические и технологические особенности руд и сравнительно проста. К тому же изучение новых данных по вскрытым за последние годы наиболее глубоким горизонтам серных залежей показало примерную однотипность руд на всех глубинах (исключая участки окисленных руд). Поэтому классификация В.Д.Когана в значительной мере взята нами за основу. В нее введено лишь минимальное количество необходимых изменений.

Ниже приводятся основные положения несколько измененной автором ~~классификации~~ классификации, краткая характеристика выделенных типов руд и некоторые закономерности их распространения в разрезе. При этом освещены прежде всего положения, отличные от приводимых В.Д.Коганом или дополняющие их, а остальные, во избежание повторений, изложены кратко.

Деление руд на типы в зависимости от соотношения в них гипса и кальцита нужно лишь для верхних - у уровня подземных вод и выше него - горизонтов серных залежей, поскольку только на этих горизонтах, как отмечал и В.Д.Коган (1961<sub>1,2</sub>), в рудах в значительных количествах присутствует гипс, являющийся здесь вторичным по отношению

к рудам продуктом - результатом их окисления. В горизонтах, залегающих ниже современного уровня подземных вод, где в рудах присутствуют лишь реликты сульфатов кальция в количестве обычно не более 1-2%, все руды относятся к одному бессульфатному - "кальцитовому" (по В.Д.Когану) типу. Здесь необходимость разделения руд на "кальцитовый", "гипсовый" и промежуточные типы отпадает.

Представляется рациональным выделить две разновидности руд в зависимости от преобладающих в них карбонатных минералов: 1) руды с резким преобладанием вторичного парагенного сере кальцита (от тонко- до грубозернистого) и 2) руды, карбонат которых представлен в значительной мере первичным, обычно пелитоморфным кальцитом или, реже, доломитом. Первый тип условно назовем "вторично кальцитовым", второй - "первично карбонатным". Следует отметить, что во "вторично кальцитовых" рудах обычно устанавливается, хотя и в резко подчиненном количестве, небольшие скопления и прожилки первичного карбоната, а в "первично карбонатных" рудах в разных, иногда значительных количествах присутствует вторичный кальцит.

Рассмотренные закономерности формирования серно-кальцитовых агрегатов показали, что основные их морфологические различия определяются способом образования руды - замещение или выполнение - и особенностями состава исходных пород. Если положить в основу классификации эти два принципа, то намечаются следующие генетические группы и подгруппы руд, по своему объему довольно близкие группам, выделенным В.Д.Коганом.

#### 1. Руды замещения (метасоматические).

а) Руды, образующиеся в процессе замещения серой и кальцитом относительно чистых разновидностей ангидрита. Эти руды являются вторично кальцитовыми, характеризуются тесным срастанием серы и кальцита и небольшим размером выделений серы. Они аналогичны типу "дисперсных" руд В.Д.Когана, и их название мы сохраняем.

б) Руды, образующиеся при замещении ангидрита в карбонатно-сульфатных и сульфатно-карбонатных породах - преимущественно "первично карбонатные", характеризуются преобладанием несколько более крупного, чем в "дисперсных" рудах, размера выделений серы. Этот тип руд близок "вкрапленным" рудам классификации В.Д.Когана. Размер 1-5 мм для выделений серы здесь часто является преобладающим. Однако нередко он бывает как мельче, так и крупнее его. Нам представляется рациональным выделить как тип именно "первично карбонатные" руды с разной по размеру вкрапленностью серы и вторичного кальцита, образовавшейся на месте ангидрита. За ним мы также сохраним принятое В.Д.Коганом название - "вкрапления".

2. Руды, в которых преобладают формы выполнения. Эти руды в большинстве случаев "вторично кальцитовые". Для них характерны наиболее крупные выделения серы. Морфологически они близки рудам типа "включения" В.Д.Когана, хотя не всегда совпадают с ними, а генетически связаны, по нашему мнению, главным образом с процессами выполнения, а не перекристаллизации, как считал В.Д.Коган. По определяющему процессу при формировании этих руд мы их будем называть рудами "выполнения", хотя и в них формы выполнения в "чистом виде" развиты редко. Чаще они сопровождают проявления процессов замещения или наложены на них.

Таким образом, в работе принята следующая классификация руд:

I а) метасоматические дисперсные - "вторично-кальцитовые" руды с тесным срастанием серы и кальцита и с преобладающе небольшим (до 1,0 мм, реже до 2,5-5,0 мм) размером выделений серы;

I б) метасоматические вкрапления - "первично карбонатные" руды с несколько более обособленными выделениями серы и преобладающим их размером от 1,0 до 5,0 мм;

2) выполнения - чаще "вторично кальцитовые" руды с преобладающим развитием форм выполнения, с размером включений серы обычно

более 5,0 мм.

В таком варианте определения типов руд предполагается больший упор на генетические различия, а разграничение по размеру выделений приобретает второстепенное значение. Объемы выделенных типов, по сравнению с классификацией В.Д.Когана, изменяются, но незначительно. Вместе с тем внесенные изменения позволяют, как будет показано ниже, более четко установить закономерности распределения типов руд по разрезу. Разделение руд на типы по внешним признакам при этом даже несколько упрощается, поскольку руды замещения дисперсные, состоящие из "чистого" желтовато-белого серно-кальцитового агрегата, значительно отличаются от руд, представленных разнообразной вкрапленностью серы и кальцита среди преобладающе темно-серой первично карбонатной массы, причем не только по структурно-текстурным признакам и по содержанию серы (см. ниже), но и по цвету, что в данном случае очень существенно. Формы выполнения, <sup>преобладающие</sup> в третьем типе руд, сами по себе достаточно выразительны для его распознавания.

Изменения в классификации оправданы и с точки зрения технологических различий руд. Для руд, образующихся при замещении ангидридов, общим является наличие очень тесных тонких сростаний скелетных кристаллов серы с агрегатом мелкозернистого кальцита. Это свойство, будучи следствием особенностей их совместного роста при метасоматическом минералообразовании в массе сульфатов кальция, вместе с тем затрудняет разделение в них серы и кальцита и потому представляет важнейшую технологическую особенность этого типа руд. Характерно, что даже в случаях относительно широкого распространения в рудах этого типа несколько более крупных (больше 1-2 мм) выделений серы, наряду с ними обычно присутствуют и тонкие скелетные формы серы в кальцитовом агрегате. Все это делает закономерным их отнесение и по технологическим свойствам именно к этому типу.



Для руд "первично карбонатных" скелетные формы серы, а, следовательно, и тонкие тесные срастания серы и кальцита гораздо менее характерны. Даже при наличии в них серы в виде мелких (менее 1-2 мм) выделений, она здесь более обособлена от кальцита и может быть легче отделена от него. Кроме того существенно, что руды, образовавшиеся за счет сульфатно-карбонатных пород, независимо от размера выделений серы, как правило, более бедные.

В формах выполнения, характерных для третьего типа руд, срастания серы и кальцита тоже обычно менее тесные, чем в рудах дисперсных.

По текстурному рисунку (сетчатость, слоистость и т.д.) может проводиться более дробное деление руд уже внутри выделенных групп. Брать же этот признак за основу классификации не рационально, так как при этом в рудах, попадающих в разные группы, характер выделений серы и кальцита и их взаимоотношения нередко сходны, а сами группы по существу однотипны как по генетическим взаимоотношениям минералов, так и по технологическим свойствам.

#### Характеристика типов руд

I<sup>a</sup> Метасоматические дисперсные "вторично-кальцитовые" руды (фиг. 70, 71, 76-79, 83-85).

Все разновидности этих руд, как отмечалось, представлены тесными срастаниями серы с агрегатом вторичного кальцита, преимущественно мелко- и среднезернистого, с диаметром зерен от 0,01 до 0,1-0,2 мм, редко больше. Разнообразные формы выделения серы аналогичны описанным формам ее роста при образовании серно-кальцитового агрегата в процессе метасоматического минералообразования и имеют в среднем тот же размер: 0,1-0,5 мм для отдельных монокристаллов, от 0,5-1,0 до 2-3 мм, иногда больше - для групп кристаллов, образующих дендритовидные и другие срастания.

В зависимости от того, насколько тонкие и тесные взаимные сростания образуют сера и кальцит, дисперсные руды можно разделить на подтипы: микро-, тонко- и грубодисперсные. Эти подтипы примерно соответствуют трем выделенным В.Д.Коганом подгруппам руд: микрозернистым, дендритовидным и мелкозернистым. Предлагаемое изменение названий вызвано тем, что дендритовидная форма выделений серы в большинстве случаев характерна для всех подтипов (в несколько меньшей степени - для третьего). Разделение на подтипы в достаточной степени условно, т.к. между этими разновидностями существуют все промежуточные, а также смешанные разновидности.

Кальцит во всех подтипах представлен в основном мелко-среднезернистым агрегатом, иногда с незначительным увеличением диаметра зерен параллельно с ростом величины выделений серы.

Для микродисперсного подтипа руд характерно развитие тончайших (толщиной от единиц до десятков микрон) параллельных сростков, скелетных и микродендритных выделений, т.е. форм, фиксирующих зарождение и начальные стадии роста ее кристаллических индивидов и агрегатов. Собственно "микродисперсные" руды распространены мало и, как правило, бедны: содержание серы в них не превышает 8-10%. Чаще "микродисперсные" выделения серы присутствуют, наряду с более развитыми ее кристаллическими формами, в других подтипах дисперсных руд.

Следует отметить, что та часть "микродисперсной" серы, которая заключена в массе агрегата кальцита, в том числе в значительной степени внутри кальцитовых зерен, в процессе обогащения серных руд будет, видимо, неизбежно почти целиком уходить "в хвосты", поскольку любое применяемое измельчение руд в этом случае не даст положительного результата. Кроме того, благодаря очень высокой дисперсности такой серы и ее тесному сростанию с кристаллами кальцита, при небольших размерах последних, наличие "микродисперсной" серы сопряжено с увеличением флотированности некоторого количества вмещающего эту

серу кальцита, т.е. пустой породы. Это предопределяет понижение селективности руд. Поэтому руды, содержащие преимущественно лишь "микродисперсную" серу, видимо не могут иметь большого самостоятельного промышленного значения.

Присутствие того или иного количества серы в "микродисперсном" состоянии в других разностях дисперсных руд, а иногда и в других типах руд по тем же причинам должно снижать и их качество. Характерно, что в рудах верхних (гипсометрически) горизонтов серных залежей, особенно в их частях, расположенных выше современного уровня подземных вод (в разрабатываемых в настоящее время), такого типа сера содержится в значительно меньших количествах. Вероятная причина этого обстоятельства отмечается ниже.

Тонкодисперсные руды по основному типу выделений серы соответствуют промежуточным стадиям роста ее кристаллических индивидов - разнообразным по форме и толщине ветвей скелетам, в срастаниях образующим характерные макроскопически различимые дендриты, состоящие из нескольких скелетных индивидов. Преобладающие размеры дендритов - (0,5-1,0) мм x (2-3) мм. При слиянии они образуют непрерывные срастания, иногда линейные, чаще плоскостные или трехмерные ("губчатые"), очень характерные именно для этого подтипа дисперсных руд.

В грубодисперсных рудах преобладают кристаллические индивиды серы с более развитыми кристаллографическими формами - вплоть до полнокристаллических построек. Они образуют в породе точечные или неправильной формы выделения, а в скоплениях либо сохраняют грубо дендритовидные очертания, либо образуют агрегат относительно хорошо образованных монокристаллов. Хотя размер выделений серы в этом подтипе руд примерно тот же, что и в двух других, но отсутствие или незначительное развитие внутри самих ее выделений тонкого срастания ее скелетных форм с кальцитом определяет более "грубодисперсное" сложение серно-кальцитового агрегата.

Для дисперсных руд всех трех подтипов характерны те же макроскопически выраженные текстуры, какие преобладают в ангидритах: разнообразного рисунка сетчатые, слоистые (микро-, тонко- и грубо-слоистые, часто неяснослоистые, иногда волнистослоистые), пятнистые и т.п. (см. сопоставление текстур в табл. XI фотографий). При этом тот или иной текстурный рисунок руды определяется, как и в исходных породах, характером расположения первичных глинисто-карбонатных прожилков и включений, часто подчеркнутых в рудах закономерным распределением вокруг них серы и кальцита: кальцита в непосредственной близости к ним, серы - на некотором удалении. Формы, минеральный состав и структурно-текстурные особенности микростроения самих прожилков и включений в рудах аналогичны наблюдаемым в ангидритах. Чаще всего они представлены пелитоморфным кальцитом, иногда отмечаются ступково-комковатые, в единичных случаях оолитовые разности, участками различима микрослоистость. Основное отличие состоит в том, что если внутри всех таких включений в исходных сульфатных породах обычно содержатся многочисленные мельчайшие выделения ангидрита, то в рудах они отсутствуют: здесь они замещены вторичным кальцитом, иногда с микровкрапленностью серы.

Намечается зависимость подтипов руд от текстурного рисунка первичных карбонатов: редкая сеть их прожилков более характерна для руд микро- и тонкодисперсных, более густая - для грубодисперсных. Такое различие в значительной степени является следствием рассмотренного влияния текстурных особенностей исходных пород на дифференциацию новообразований серы и кальцита, а через нее - на степень (полноту) развития минеральных индивидов серы.

Устанавливаемая во многих случаях возможность проследить текстурные рисунки пород по простирацию толщи последовательно в исходных (вмещающих) породах, в серных рудах и в останцах вмещающих пород,

иногда с сохранением мельчайших характерных их деталей, служит одним из основных показателей генетической природы серных руд этого типа.

Особо следует задержаться на характерной текстурной разновидности дисперсных руд - рудах тонкослоистых. Четкая слоистость этих руд служила в качестве довода последовательно в пользу представлений: 1) о сингенетическом образовании руд, 2) об эпигенетическом их осаждении в карстовых полостях ангидритовой толщи и, наконец, 3) о метасоматическом замещении вмещающих пород. На первой точке зрения можно больше не останавливаться. Для сторонников второй из этих точек зрения именно такого типа руды в значительной мере явились основой построений. В частности И.С.Лазарев (1963, 1969), имея в виду прежде всего этот тип руд, рассматривал процесс рудообразования как "седиментогенез" в эпигенезе. Помимо всех других возражений против такого представления (включая наличие волнистой, участками "плойчатой" слоистости, реликтов ангидрита и т.п.), ему противоречат наблюдаемые на ряде участков случаи наклонного и "облекающего" залегания слоев, всегда согласно с первичной слоистостью вмещающих пород. Этого не могло бы быть при седиментации в полостях, учитывая отсутствие тектонических подвижек в пострудный период.

Таким образом, все основные проявления зависимости закономерностей формирования серно-кальцитовых агрегатов и их специфических черт от особенностей исходных пород находят отражение в особенностях состава и сложения руд.

Безусловное влияние на возникновение того или иного подтипа серных руд оказывали и некоторые различия условий серообразования, влиявшие на соотношение скоростей кристаллизации серы и кальцита. Относительно более восстановительная среда способствует большей скорости кристаллизации кальцита по сравнению с серой (Иванов, 1964). Отмеченное выше относительно большее распространение микродисперсных

разностей серы в глубоких горизонтах залежей скорее всего связано с несколько более восстановительными условиями среды в период серообразования на их уровне.

I<sup>б</sup>) Метасоматические вкрапленные "первично карбонатные" руды (фиг. 88, 89, 93-95, 97, 98).

Сера и вторичный кальцит в этом типе руд образуют разнообразные по размеру выделения среди участков, сложенных первичным кальцитом, доломитом или их смесью. Формы этих выделений (прослой, линзы, округлые или неправильно-пятнистые скопления и т.п., разрозненные или соединяющиеся между собой) аналогичны формам выделения ангидрита в карбонатно-сульфатных породах (см. по поставление фотографий в табл. XII).

К этому же типу относятся брекчиевидные и прожилковые руды, состоящие из обломков известняка, реже доломита, сцементированных агрегатом серы и кальцита, с различным соотношением обломочного материала и цементирующего вещества. Эти руды образовались за счет сульфатно-карбонатных брекчий в результате замещения в них ангидрита, цементирующего обломки, серой и кальцитом (фиг. 96-98). Часто сами обломки брекчий содержат вкрапленность вторичного кальцита и серы или являются одной из разновидностей вкрапленных руд, возникших за счет карбонатно-сульфатных пород, слагающих обломки брекчий. Значительная часть секущих породу прожилков серы и кальцита также является результатом замещения прежних секущих прожилков ангидрита.

К оруденению вкрапленного типа относится и тонкая точечная и прожилковая вкрапленность серы и кальцита, характерная для бедного осернения в первичных существенно карбонатных породах.

В рудах вкрапленных кальцит чаще слагает периферические, а сера - центральные участки серно-кальцитовых выделений. Вторичный кальцит здесь обычно несколько более крупнозернист, чем в дисперсных рудах. Распространены его идиоморфные скаленоэдрические кристаллы

размером около  $(0,1-0,2) \times (0,2-0,3)$  мм, но встречаются и более тонкозернистые агрегаты неправильно ограниченных зерен. Нередки друзовые образования, среди которых преобладают друзы замещения. Сера представлена либо хорошо ограниченными идиоморфными кристаллами, либо неправильными зубчатыми зернами, по форме напоминающими "следки" пространства между кристаллами кальцита. Значительная часть выделений серы, как и кальцита, образовалась метасоматическим путем. Некоторая их часть является результатом кристаллизации в полостях, причем для серы такая кристаллизация в данном типе руд имеет несколько большее значение, чем для кальцита. Это вызвано тем, что часть полостей, выполняемых серой, возникает в процессе развития друз замещения кальцита, а также несколько позже их образования за счет растворения еще сохранившихся между кристаллами кальцита незамещенных участков ангидрита (гипса). Нахождение серы чаще в центральных участках включений связано с отмечавшейся склонностью серы и кальцита к некоторому обособлению в процессе замещения, в меньшей степени оно является результатом отложения серы в остаточных полостях между вершинками кристаллов кальцита.

Как и в случае дисперсных руд, в рудах этого типа для выделений первичных карбонатов устанавливается полная аналогия по их форме, структурно-текстурному микросложению, деталям взаимоотношений между первичным кальцитом и доломитом и по другим признакам с таковыми в исходных карбонатно-сульфатных породах. Характерные для таких руд текстуры (слоистая, линзовидно-слоистая, ориентированно-пятнистая, брекчиевидная и т.п.) в значительной степени являются унаследованными от этих пород.

В целом большинство выделений серы и кальцита в рудах вкрапленных по своей генетической природе <sup>представляют</sup> полиминеральные псевдоморфозы по исходным выделениям ангидрита в карбонатно-сульфатных породах.

Преобладающая часть из них относится к псевдоморфозам замещения, часть выполнения, а некоторые образованы совместным проявлением этих процессов. Именно преобладание форм замещения дало нам основание отнести данный тип руд к группе метасоматических.

Следует отметить, что форма выделений серы и кальцита в рудах вкрапленных (линзовидная, неправильно округлая и т.п.) часто придает им морфологическое сходство с формами выполнения. Сходство усиливается благодаря развитию характерных для кальцита друз (среды которых, как отмечалось, преобладают друзы замещения), обособлению серы в центральных частях включений, а также наличию в них остаточных пустот. Благодаря всем этим признакам образование руд данного типа обычно рассматривается (например, Лазарев, 1970) как результат простого выполнения серой и кальцитом пор и каверн в исходных карбонатных породах. В связи с этим, помимо всего сказанного о способе их образования, важно еще раз подчеркнуть, что вне серных залежей пористость в породах ангидритовой толщии проявляется лишь в ничтожных масштабах, не сопоставимых с масштабами развития здесь выделений серы и кальцита. Никакого сколько-нибудь значительного оруденения в результате заполнения этой пористости образоваться не может.

## II Руды выполнения (фиг. 100-109).

Для руд этого типа характерны наиболее крупные выделения серы, представленные крупнокристаллическими разностями. Кальцит здесь также часто более крупнозернист, чем в других типах руд. Дифференциация серы и кальцита наиболее полная, тесные срастания имеют подчиненное значение. Выделения серы и кальцита приурочены к пустотам разнообразной формы и размера.

Хотя процессы выполнения в некоторой мере постоянно сопровождают метасоматическое минералообразование, развитие руд выполнения как самостоятельного типа связано на каждом участке в основном с поздними стадиями рудообразования, когда в массе руды возникает относительно



крупные полости за счет выщелачивания останцов сульфатных пород.

Нередко устанавливается приуроченность останцовых форм, полостей, возникших на месте былых останцов, и руд выполнения к определенным, обычно к одним и тем же слоям ангидритовой толщи. Чаще всего такие слои представлены относительно "чистыми" ангидритами, залегающими между слоями сульфатных пород, в большей степени обогащенных карбонатным материалом. В последних процессы замещения развиваются быстрее, оставляя в "тылу" между двумя превращенными в руды слоями - слой или неправильной формы участок незамещенного ангидрита. Аналогичное некоторое "отставание" процессов замещения наблюдается на участках пород со слабым проявлением трещиноватости, по сравнению с соседними, более нарушенными зонами. Таким образом формирование руд выполнения происходит преимущественно в "тылу" метасоматического процесса и характерно для сравнительно поздних стадий рудообразования.

Нередко серно-кальцитовый агрегат типа выполнения цементирует обломки руд первых двух типов (фиг. 100-106), особенно часто дисперсных. Такие образования представляют собой, по нашим наблюдениям, брекчи обрушения, возникшие в процессе рудообразования. Они являются результатом развития следующих процессов: образования полостей под участками уже сформировавшихся руд; растрескивания последних (фиг. 99), как пород значительно более хрупких, и их обрушения в эти полости с образованием нагромождения из различно ориентированных обломков; цементации обломков в процессе выполнения полостей агрегатом серы, кальцита и другими минералами. Обломки такого рода брекчий обычно угловатые, форма их разнообразная, размер колеблется от нескольких мм до нескольких десятков см. Места отрыва обломков от кровли и стенок, а также края самих обломков неровные, иногда "рваные". Скопления обломков более характерны для нижних частей полостей. В верхних их частях развиты друзы, корки и другие формы выполнения.

Среди руд типа выполнения преобладают текстуры: волосчатая, друзовая, крустификационная, кокардовая и т.п. (фиг. 100-108).

В зоне окисления развит еще один тип брекчиевых руд, также представляющих брекчии обрушения. Возникновение полостей здесь происходит преимущественно в процессе окисления серных руд. Обломки чаще всего сложены рудами, в той или иной степени окисленными. Цементом служат новообразования гипса, обычно крупнокристаллического, образующего разнообразные друзовые агрегаты. Вне зоны окисления брекчии такого типа не наблюдается.

Минеральный состав <sup>основных</sup> типов руд

В.Д.Коганом (1961<sub>2</sub>) приведены следующие цифры среднего содержания основных минералов в разных группах руд с учетом руд окисленных.

Группа руд	Серя	Кальцит	Гипс
Дисперсные	36,5	55,8	7,7
Вкрапленные	16,4	65,1	18,5
Включений	30,4	61,7	7,9

Для руд, развитых вне зоны окисления, эти соотношения изменяются главным образом за счет почти полного отсутствия в них гипса. Представление о составе наиболее характерных разновидностей каждого типа <sup>руд</sup> даны таблицы 2 и 3.

Таблица 3

Минеральный состав основных типов руд Гаурдакского м-ния (данные по характерным образцам каждого типа)

Тип руды	Серя	Кальцит		Доломит	Гипс и ангидрит	Целестин	Барит	Флюорит	Модификации кремнезема	Битум	Объемный вес	Пористость
		вторичный	первичный									
Замещения Дисперсные	29,0	67,0	1,0	-	1,4	0,9	-	-	0,6	0,1	2,30	7,5
Вкрапления	15,0	45,0	32,0	3,0	1,7	1,5	0,1	0,5	0,7	0,5	2,45	7,0
Выполнения	27,0	70,0	0,5	-	1,0	1,0	-	-	0,3	0,2	2,35	7,5

В дисперсных рудах содержание серы, при значительном его колебании, в среднем составляет 25-30%. Остальная масса представлена в основном вторичным кальцитом. Характерно некоторое возрастание содержания серы от микродисперсных разностей руд к грубодисперсным и обычно параллельное улучшение их технологических свойств. Это связано с тем, что рост содержания серы в значительной степени происходит не за счет увеличения количества минеральных индивидов серы, а благодаря разрастанию их скелетных форм, вплоть до полнокристаллических, что и определяет улучшение технологических свойств.

Содержание первичного пелитоморфного кальцита, как правило, не превышает 1-2%, лишь на локальных участках возрастая до 8-10%. Примесь доломита на участках развития руд ниже горизонта "R" практически отсутствует, а на простирании этого горизонта или выше него иногда фиксируется в незначительных концентрациях (1-2%, редко больше), чаще всего в виде рассеянных кристаллов. Таким образом, не только формы нахождения, но и количество первичных карбонатов в дисперсных рудах, а также закономерности их распределения по разрезу соответствуют таковым в ангидритах.

В рудах вкрапленных содержание серы находится примерно в обратной зависимости от содержания в них первичных карбонатов, что является естественным следствием замещения серой и кальцитом лишь сульфатной составляющей исходных пород. Наиболее распространены руды этого типа с содержанием серы порядка 15%. Кроме того, довольно широко распространены прослойки и линзы слабо осерненных известняков и доломитов с вкрапленностью серы в количестве нескольких процентов (т.е. не являющихся рудами - Требования ..., 1961).

Руды выполения по минеральному составу близки к дисперсным. Нередко эти руды, особенно рудные брекчии, в которых и обломки и цемент сложены рудным веществом, являются наиболее богатыми и легко обогащаемыми.

Закономерности распространения основных типов серных  
руд в разрезе

На тех участках месторождения, где удается проследить переход от вмещающих пород к рудам, руды дисперсные и выполнения устанавливаются почти исключительно на простирании ангидритов, а руды вкрапленные - на простирании пород карбонатно-сульфатного состава. Это еще раз подтверждает, что образование выделенных типов за счет вполне определенных разностей исходных пород является для месторождения закономерным. Поэтому принятая классификация позволяет довольно четко наметить характер распределения по разрезу различных типов руд в зависимости от распределения в исходном разрезе разных типов первичных пород. Формирование руд дисперсных происходит за счет всех тех частей разреза, где развиты "чистые" разности ангидритов: за счет большей части ангидритового горизонта и отдельных чисто сульфатных слоев пачки "А", а в случаях, когда серообразование распространяется выше горизонта "В" - также за счет пород бороносной подсветы (рис.12). Руды вкрапленные могут образоваться за счет любых горизонтов и участков разреза, представленных карбонатно-сульфатными породами: за счет слоев таких пород пачки "В", а также всех их маломощных прослоев и линз, спорадически развитых в разрезе ангидритового горизонта и бороносной подсветы.

Благодаря этим закономерностям те или иные части (стратиграфические уровни) серных залежей характеризуются вполне определенными типами руд. Залежь "F", всегда расположенная в нижней половине ангидритового горизонта, представлена дисперсными рудами с локальным развитием среди них руд выполнения и лишь с маломощными "прослоями" вкрапленных руд. Для залежи "D" проявляется зависимость распределения в ней типов руд от положения самой залежи в разрезе по отношению к горизонту "В". На его простирании значительное развитие имеют "слои" и "прослои" руд вкрапленных, разделенные рудами дис-

персными, а ниже и выше этого горизонта преобладают руды дисперсные и спорадически - выпадения. Из-за неустойчивого положения залежи "D" в разрезе, участки вкрапленных руд могут быть как в верхней ее части, что наиболее характерно, так и в средней, а иногда и в нижней. Во всех случаях мощности "прослоев" вкрапленных руд и их число соответствуют мощностям и числу прослоев обогащенным карбонатами пород в исходном разрезе горизонта "K".

Изменчивость строения первичного разреза этого горизонта отражается и в различных разрезах тех частей залежи "D", которые развиты на его уровне. Наиболее распространенному типу разреза первого соответствует следующий наиболее обычный разрез второй. Внизу, на уровне нижнего слоя пачки, в исходном разрезе обогащенного карбонатным материалом, развиты руды вкрапленные; на уровне среднего преобладающе сульфатного слоя - руды дисперсные, а вверху на простирании верхнего слоя существенно карбонатных пород, содержащих лишь вкрапленность сульфатов, - развит "слой" с бедным осернением вкрапленного типа.

На рис. I0 и II изображены разрезы по двум скважинам, вскрывшим рудные залежи, и проведена реконструкция исходного состава пород. Разрезы передают общие закономерности распространения типов и подтипов руд в пределах залежей в зависимости от особенностей разреза вмещающих пород. Разрез одной из приведенных скважин (рис. II) не типичен для месторождения. В этой скважине осернение развито почти по всей мощности толщи, а по содержанию довольно бедное. Выбран этот разрез как наиболее полно отражающий закономерности распределения типов руд и их текстурных разновидностей в зависимости от состава и сложения исходных пород.

С целью определения примерного количественного соотношения в залежах различных типов руд автором было произведено детальное расчленение разрезов залежей на типы руд по большому количеству скважин



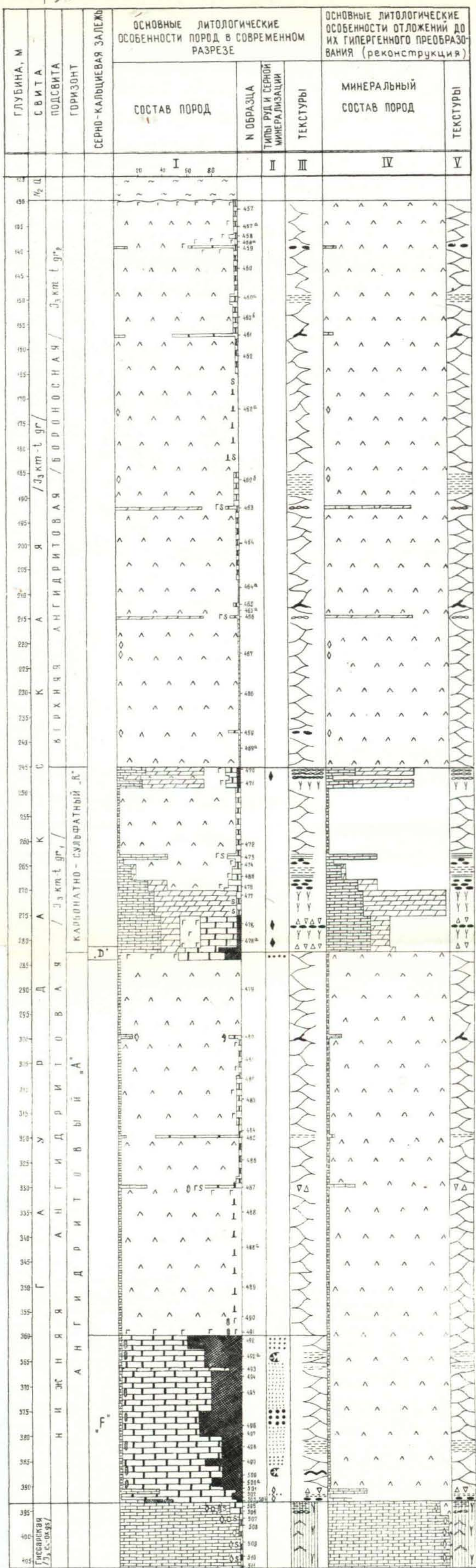


Рис.10

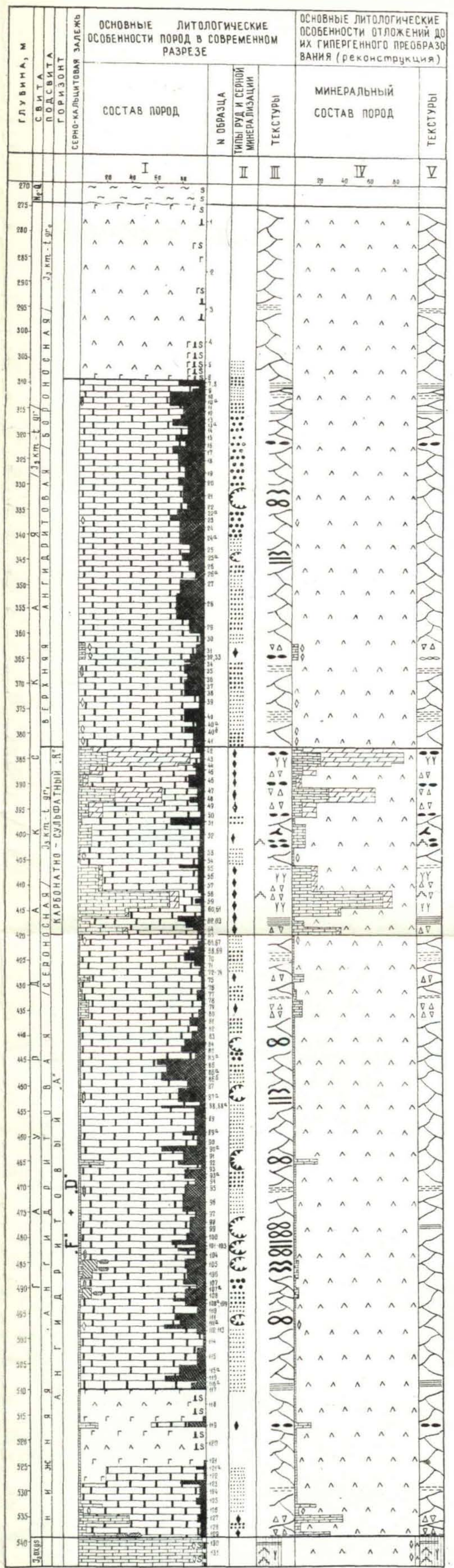


Рис.11

- I, IV 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- 24
- 25
- 26
- 27
- 28
- 29
- 30
- 31

Рис.10,11. Литологические разрезы сероносных пород гаурдакской свиты. Гаурдакское серное месторождение.

Рис.10 - скв.79.IV; рис.11 - скв.15.IV.  
 I, IV - I-13 - минеральный состав пород. I - минералы исходных пород: 1 - ангидрит; 2 - кальцит пелитоморфный (первично осадочный); 3 - доломит преимущественно микрозернистый; 4 - то же, незначительная примесь в породе; 5-13 (только к I) - минеральные новообразования, возникшие при гипергенезе: 5 - гипс; 6 - сера самородная; 7 - кальцит от тонко- до крупнозернистого (вторичный); 8 - целестин, 9-13 - отдельные включения, прожилки, единичные кристаллы: 9 - серы, 10 - кальцита (вторичного), II - целестина, 12 - барита, 13 - флюорита. 14 - существенно глинистые отложения, выполняющие погребенный врез р.Кансай.  
 II - 15-17 - типы серных руд и серной минерализации: 15 - метасоматический дисперсный: а) - микродисперсный, б) - тонкодисперсный, в) - грубодисперсный; 16 - метасоматический включения; 17 - "выполнения".  
 III, V - 18-31 - текстуры исходных пород и серных руд. 18-28 - текстуры исходных пород и реликтовые текстуры в рудах: 18 - массивная; 19 - стилолиты, сутуры; 20 - неяснослоистая; 21 - тонкослоистая; 22 - микрослоистая; 23 - линзовидно-слоистая; 24 - неправильно-пятнистая; 25 - ориентированно-пятнистая; 26 - сетчатая; 27 - прожилковая; 28 - брекчиевая и брекчиевидная.  
 29-31 - текстуры руд выполнения: 29 - полосчатая; 30 - крустификационная; 31 - кокардовая.



и подсчитана суммарная длина интервалов, представленных каждым из типов. Соотношение найденных величин для большинства разрезов примерно выдерживается и показывает, что в среднем в обеих залежах вместе содержится 75% дисперсных руд, 10% - вкрапленных и 15% - руд выполнения.

Как отмечалось, агрегаты серы и кальцита, возникшие путем выполнения пустот, присутствуют не только в рудах выполнения, где они преобладают, но и в некоторой части руд вкрапленных, а также, хотя и в подчиненном количестве и чаще всего в микропроявлениях, в рудах дисперсных. Для уточнения роли форм и микроформ выполнения в общем объеме руд были подсчитаны и сопоставлены суммарные мощности интервалов, представленных формами выполнения всех масштабов и собственно метасоматическими образованиями. Кроме того, по тем же разрезам проведен подсчет соотношения таких форм по каждому из типов руд. Усредненные результаты всех подсчетов приведены в таблице 4.

Таблица 4

Количественное соотношение форм "замещения" и "выполнения" в рудах

Тип руды	% руды в залежи	Соотношение форм, %	
		замещения	выполнения
Замещения			
Дисперсный	75	90	10
Вкрапленная	10	80	20
Выполнения	15	30	70
В среднем по залежам		80	20

Несмотря на некоторую условность такого разделения, оно дает представление о соотношении соответствующих процессов при формировании как залежей в целом, так и различных типов руд. Преобладание форм выполнения характерно лишь для типа руд выполнения, которые имеют на месторождении подчиненное развитие. В целом же для залежей,

даже при максимальном проявлении в их разрезе форм выполнения, за ними сохраняется подчиненная роль — обычно 15-20% и не свыше 25-30% от мощности залежи.

### Признаки метасоматического образования серных залежей (обобщение)

Рассмотренный ранее характер взаимоотношений между новообразованиями руд и минералами вмещающих пород в приконтактных участках серных залежей и приведенные затем данные об особенностях строения и состава различных типов серных руд и закономерностях их распространения в разрезе совершенно определенно свидетельствуют, что при образовании всей массы руд процессы метасоматического минералообразования были определяющими.

В качестве обобщения приведем более последовательный ряд признаков метасоматической природы серных залежей. Приводимый перечень включает и признаки, отмеченные В.Д.Коганом (1961<sub>1,2</sub>).

1. Неправильная форма залежей и всех более мелких и микровыделений рудных минералов. Неровная поверхность соприкосновения между ними и вмещающими породами, с метасоматическими "затеканиями" руды вдоль всевозможных "проводников" всех порядков: от карбонатных слоев и крупных тектонических трещин до тончайших карбонатных прожилков и микротрещин, стыков зерен, трещин спайности и т.п.

2. Реликты замещаемой сульфатной породы внутри серно-кальцитовых новообразований: от крупных (несколько метров и более) останцов пород до микроскопических изъеденных реликтов зерен ангидрита (гипса) внутри кристаллов серы, кальцита и других минералов. О том, что микро-частицы действительно являются реликтовыми, а не кристаллизовались одновременно с кристаллами тех минералов, в которые они заключены, свидетельствует, помимо наблюдений над последовательностью возникновения таких микрореликтов, еще следующий ряд косвенных признаков.

1) Признаки "разъедания" частичек вторичными минералами, часто раз-



личимые даже для наиболее мелких из них. 2) Форма частичек: в срезах илифов неправильные фигуры, с криволинейными контурами, иногда сложные, как правило, с закругленными вершинами. В литературе (Кузнецов, 1964) такого типа формы частиц для кристаллов, находящихся в жидкой среде, описаны как характерные для процессов растворения (но не роста). 3) Нередко устанавливаемая принадлежность ряда разобщенных между собой частиц, заключенных внутри одного, а иногда и двух-трех кристаллов-новообразований, к одному и тому же кристаллическому индивиду. 4) Отсутствие признаков "выталкивания" или оттеснения этих частичек растущими гранями кристаллов вторичных минералов (что в принципе может свидетельствовать просто о недостаточной большой величине кристаллизационной силы всех минералов - новообразований). 5) Отражение реликтовыми частицами (обычно лишь вблизи контактов) структурных особенностей замещаемого агрегата ангидрита или гипса.

3. Сохранение в рудах текстурных особенностей исходных пород: пород сульфатных - преимущественно в рудах дисперсных, сульфатно-карбонатных - в рудах вкрапленных. Сохранение при этом и важнейших особенностей состава и текстурно-структурного микросложения первичных карбонатных прожилков и включений, обуславливающих тот или иной текстурный рисунок, а также однотипности распределения по отношению к ним новообразований серы и кальцита.

Сохранение в рудах реликтовых текстурных рисунков является следствием и очень веским свидетельством четкой избирательности по сульфатам процесса.

4. Чрезвычайно широкое развитие в рудах псевдоморфных образований. Псевдоморфозами замещения сульфатов являются во многих случаях рудные выделения в рудах вкрапленного типа. Псевдоморфными образованиями в широком понимании этого термина (по В.И.Вернадскому, Е.К.Лазаренко, Д.П.Григорьеву и др.) являются по своей генетической

сущности агрегаты серы и кальцита, слагающие каждую "ячейку", "слоек" или другую форму в соответствующих разностях дисперсных руд — сетчатых, тонкослоистых или каких-либо других.

5. Форма кристаллических индивидов новообразований и их взаимное расположение, показывающие, что для них более характерен рост неориентированный, в отличие от обычного для открытых полостей ориентированного роста кристаллов. Для серы — повсеместное развитие скелетных форм, аналогичных формам ее роста в агрегате ангидрита (гипса). Характерные особенности взаимоотношения между агрегатами зерен серы и кальцита.

6. Установленное В.Д.Коганом (1960) сходство комплексов акцессорных (в том числе терригенных, что особенно важно) минералов в гипсах и в значительной части серных руд.

7. Четкое соответствие закономерностей распределения различных типов руд в разрезах залежей "F" и "D" характеру распределения в исходном разрезе ангидритовой толщи различных типов первичных пород.

Следует еще подчеркнуть, что, хотя преобразование сульфатосных пород в серные руды связано с изменением соотношения между твердой фазой и пористостью в пользу последней, однако для такого рода пористости, возникающей в ходе самого процесса как его парагенетическое звено и при этом внутри в целом неизменного геологического объема пород, теория метасоматоза не исключает и значительно более высоких ее величин: до 15-25%, а иногда даже до 50% (Наковник, 1958; Набоко, 1963 и др.). Участие процессов выполнения, при сохранении за ними подчиненной роли, также не может служить препятствием для рассмотрения всего комплекса преобразований в целом как метасоматического.

Для слабо осерненных и неосерненных вторичных кальцитовых залежей прослеживаются почти все те же, что и для серных руд, признаки и "микрорпризнаки" их метасоматического образования: реликтовые частицы сульфатов, реликтовые структуры и текстуры, псевдоморфные образо-

вания, взаимоотношение кристаллических индивидов и агрегатов кальцита и серы (при ее наличии) с участием скелетных форм последней и т.п.

Прослеженные закономерности развития в породах процессов метасоматического преобразования позволяют отнести их к инфильтрационному типу метасоматоза, при котором "перенос компонентов породы и раствора совершается посредством течения жидкого или газообразного раствора через систему пор и трещин горной пород ... без существенного участия диффузионных явлений" (Коржинский, 1951). Последние в рассматриваемых условиях вероятно могут играть незначительную роль лишь на наиболее ранних этапах преобразования пород, когда их поровые растворы еще сохраняют неподвижность. Рост величины пористости пород уже в начале их метасоматического преобразования делает возможной инфильтрацию растворов, что сразу резко ограничивает роль диффузионных явлений в силу их значительно меньшей скорости. В дальнейшем эти процессы вероятно играют роль лишь в тонкой пленке раствора, обволакивающего, согласно диффузионной теории растворения, частицы исходной (растворяемой) породы на "фронте" продвижения метасоматоза.

#### Генезис флюорит-барит-целестиновой минерализации

Проявления целестина в мезозойских и кайнозойских осадочных образованиях различных районов Средней Азии распространены довольно широко, и сведения о них имеются во многих работах. Для этих проявлений, как правило, характерна приуроченность к сульфатно-карбонатным комплексам и подчиненность напластованию пород. В отношении их генезиса высказывались различные точки зрения. Одни исследователи (Самойлов, 1913; Соседко, 1932 и др.) относили их к сингенетичным с вмещающими породами образованиям, другие - к эпигенетическим по отношению к ним, связанным с воздействием вод "нефтяного" типа (Уклонский, 1940, 1945; Каржаув, 1955, 1964; Соколов, 1958; Юркин, 1962, 1969; Попов, Гусева, 1964 и др.). В ряде случаев отмечалось

участие в их образовании процессов метасоматического замещения целестином гипса и доломита (Каржаув, 1955; Бурков, Подпорина, 1962; Дикин, 1969).

Наличие целестина установлено на всех экзогенных месторождениях самородной серы. Реже и в значительно меньших количествах здесь отмечаются барит и флюорит. Вопросы генезиса этих минералов на серных месторождениях затрагиваются во многих исследованиях, перечень которых имеется, в частности, в работе Н.П.Дикина (1968<sub>г</sub>). Эти минералы в настоящее время признаны закономерными членами парагенетической ассоциации, включающей самородную серу.

Наличие парагенетической связи с самородной серой не отрицается и для некоторых из разнообразных проявлений этих минералов в разрезе ангидритовой толщи на Гаурдакском месторождении, в частности для рассеянных их включений в серных рудах. Для других их проявлений вопросы генезиса решаются не однозначно. Прежде всего это касается барито-целестинового "горизонта", ряд особенностей распространения которого является <sup>более</sup> характерным для образований, сингенетичных с вмещающими их породами. К их числу относятся следующие: 1) некоторая обособленность "горизонта"; 2) его пластообразный характер; 3) залегание на контакте карбонатных пород и ангидритов, вполне соответствующее нормальной последовательности осаждения (С.С.Страхов, 1960-1962) и тем самым дающее основание связывать генезис "горизонта" с седиментогенезом; 4) распространение "горизонта" в ряде случаев частично за контуры серных залежей. Однако другой ряд фактов противоречит представлению о сингенетичности "горизонта" и убедительно свидетельствует о его эпигенетичности. По существу это - все те же факты, которые однозначно говорят об эпигенетичности серных залежей.

1. Намечается связь "горизонта" с зонами тектонических нарушений. В крупных масштабах она проявляется прежде всего в том, что контуры его распространения в плане, будучи лишь несколько более широкими,

чем контуры залежей, для которых локализация вдоль нарушений не-  
сомненна, в целом повторяют их. 2. Прослеживается связь "горизонта"  
с развитием древней Гаурдакской долины (Беленицкая, 1970<sub>2</sub> и гл. VI).  
3. В ряде случаев развитие "горизонта" отмечено не в основании ангид-  
ритовой толщи, а несколько выше - примерно на контакте между слабо  
осерненными вторичнокальцитовыми породами и вышележащими серными  
рудами. 4. Отмечаются, хотя и редко, случаи, когда породы "горизон-  
та" представлены брекчией, в которой обломки первичных карбонатных  
пород цементируются, помимо кальцита и серы, также целестином и  
флюоритом. 5. Взаимоотношения целестина, барита и флюорита с вторич-  
ным кальцитом и серой свидетельствуют об их парагенетической связи.  
При этом вторичная природа целестина и кальцита подтверждается дан-  
ными изотопного анализа серы (для целестина) и углерода (для кальци-  
та). Все эти признаки эпигенетичности "горизонта", в то же время  
являются показателями его генетической связи с формированием серных  
залежей.

Помимо этого, ряд моментов говорит о метасоматической природе  
пород "горизонта" - их образовании в результате замещения целестином,  
баритом, флюоритом, кальцитом и серой ангидритов, контактирующих с  
гиссарскими известняками, чаще всего ангидритов, входящих в состав  
развитого здесь первичного прослоя известняково-ангидритовых пород.  
В частности, наблюдается смена по простиранию пород этого прослоя  
породами барито-целестинового "горизонта" (фиг. 38-45). При этом  
породами "горизонта" часто наследуются текстурные особенности пород  
прослоя благодаря тому, что полностью сохраняется текстурный рисунок  
первичного карбоната (его сетчатое расположение, иногда брекчиро-  
ванность и т.п.), а очертания ангидритовых скоплений (линзовидные  
или неправильной формы ячейки "сетки", цемент брекчий и т.п.) насле-  
дуются формами вторичных минералов. Сохраняется также характер верх-  
него и нижнего контактов. Выдерживается и равенство мощности прослоя

и "горизонта" (при наличии некоторых колебаний мощности исходного прослоя по простиранию толщи). В минеральных новообразованиях "горизонта", в том числе в целестине, барите и флюорите, постоянно присутствуют микрореликты ангидрита (гипса), иногда четко отражающие структурные особенности замещаемого агрегата (фиг.43-45), а также другие признаки замещения этими минералами сульфатов, аналогичные отмеченным для серных руд.

Особенно показательны при решении вопроса о генезисе "горизонта" признаки замещения целестином, баритом и флюоритом явно эпигенетических форм сульфатов кальция: а) выделений метасоматического по известняку ангидрита, в том числе его метакристаллов, псевдоморфоз по фаунистическим остаткам и т.п. (фиг.21г, 45, 13); б) ангидрита, слагающего секущие прожилки и цемент карбонатно-сульфатных брекчий и т.п.

Вероятные причины некоторого обособления "горизонта" рассматриваются ниже при обсуждении вопросов о химизме процессов (гл. IV, VI).

Вывод об эпигенетичности и о метасоматической природе в равной мере относится и ко всем другим основным проявлениям целестиновой, а также флюоритовой и баритовой минерализации в разрезе толщи как вне серных залежей, о чем говорилось при характеристике акцессорных минералов в этих частях разреза, так и в их пределах. По отношению к этим проявлениям прослеживаются все те же, перечисленные выше признаки и микропризнаки эпигенетичности и метасоматического по сульфатам генезиса (последнее, в частности, иллюстрируют фиг.36,37,13). Связь этих процессов с генезисом серных залежей подтверждается как характером парагенетических взаимоотношений рассматриваемых минералов с серой и кальцитом, во многих случаях указывающим на синхронность кристаллизации, так и общими закономерностями их распределения в ангидритовой толще по отношению к серным залежам - с максимальной концентрацией в контурах залежей и в виде ореола вокруг них (рис.12).

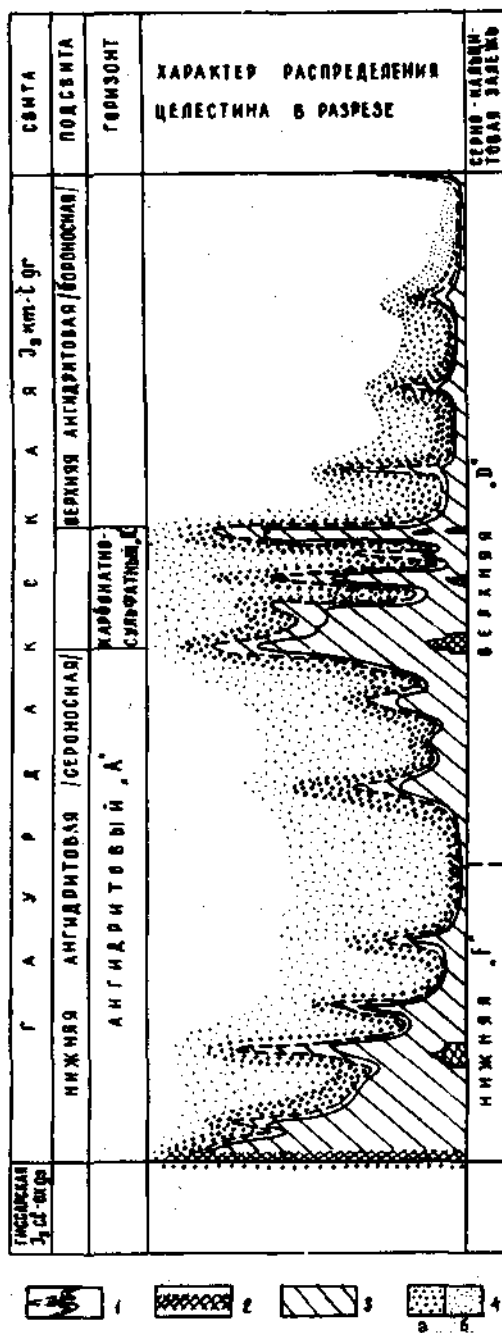


Рис. 10. Схема распространения новообразований целестина в разрезе сероносных отложений. Гаурдакское серное месторождение. 1 - контур серных залежей и окружающей их гипсовой "оторочки" (тот же, что на рис. 6); 2 - наиболее значительные концентрации целестина (содержание стронция 2-5% и более); 3, 4 - рассеянная вкрапленность целестина: 3 - в серных залежах и в окружающей их гипсовой "оторочке", содержание стронция обычно от 1-2 до 0,2%, 4 - в прилегающих к залежам частях ангидритовой толщи, преобладающее содержание стронция: а) от 0,2 до 0,02%, б) от 0,02% до следов.

### Два типа гипергенных преобразований сульфатоносных пород

Изучение взаимоотношений минеральных новообразований с минералами вмещающих пород и между собой показало наличие среди новообразований двух наиболее тесных минеральных сообществ, соответствующих двум типам преобразования пород: кальцитового, практически не содержащего серы, и серно-кальцитового. Помимо основных минералов — серы и кальцита, каждое из сообществ включает примерно одинаковый набор второстепенных минералов (целестин, барит, флюорит, пирит и некоторые другие) в различном количественном соотношении. Последнее нуждается в дополнительном изучении. Кроме главного различия сообществ — наличия или отсутствия в них серы, они отличаются и по ряду других признаков.

Для кальцитового — бессерного (безрудного) сообщества характерна тесная ассоциация со скоплениями битумов и нередко с микровыделениями пирита. Кальцит часто содержит битум в виде микровключений, обуславливающих более или менее равномерную его пигментацию и придающих ему различные оттенки бурой окраски (например, фиг. 48, 50-52). Темную окраску часто имеют также входящие в это сообщество мелкие кубики флюорита.

Минералы сообщества обычно замещают непосредственно ангидрит (а не гипс). Именно к ним относится большинство отмечавшихся выше случаев замещения ангидрита без признаков его предварительной гидратации и даже до перекристаллизации.

Сера для сообщества не характерна. Хотя ее выделения (чаще микровыделения) среди новообразований этого сообщества иногда отмечаются, однако масштабы их проявления крайне незначительны. Кроме того, характер их взаимоотношений с другими минералами сообщества в большинстве случаев не дает возможности уверенно определить, является ли сера здесь синхронным с ними образованием, т.е. действительно ли она принадлежит к данному сообществу.



Минерализация этого типа сопровождается возникновением лишь незначительной пористости. Большая часть пор нередко заполнена битумом (фиг. 2Iг; 2Iе). Выщелачивания сульфатов и образования крупных полостей карстового типа не отмечалось. Незначительная величина образующейся пористости, несмотря на то, что при замещении ангидрита кальцитом должно освободиться около 20% объема замещенного ангидрита, объясняется, по нашему мнению, насыщенностью минералообразующих растворов по отношению к  $\text{CaCO}_3$  (что подтверждается данными гидрогеохимии, см. гл. V) и выполнением вследствие этого кальцитом значительной части освобождающегося пространства. Вероятно, часто остается лишь тот минимум пространства, который заполнен самими растворами и выделениями битумов. Избыток последних и отложение их вместе с кальцитом для этого типа минерализации характерны.

Масштабы проявления в породах преобразований безрудного типа во многих случаях невелики и ограничиваются возникновением мелких включений и прожилков вторичных минералов. Намечается обратная зависимость между полнотой десульфатизации первичных пород в ходе преобразований этого типа и исходным количественным соотношением в них между сульфатной и карбонатной составляющими: чем меньше в исходной породе ангидрита, тем, как правило, полнее и вместе с тем глубже по падению толщ развиты процессы его замещения. Аналогичное опережение фронта продвижения процессов десульфатизации и кальцитизации при гипергенезе в отложениях существенно карбонатного состава, по сравнению со смежными с ними пачками преобладающе сульфатных пород, известно и в других регионах (Писарчик, 1963).

Проявления преобразований безрудного типа наблюдаются во всех изученных разрезах Гаурдакской структуры, далеко за пределами серных залежей, а также на площадях Тибегатанской и Кугитангской структур. Для их распространения характерны следующие черты: 1) широкое площадное развитие; 2) относительно менее четко, чем для серных руд,

выраженная зависимость от тектонических нарушений; 3) довольно широкое распространение в наиболее глубоких зонах разреза; 4) зависимость от степени гидрогеологической раскрытости структуры в целом и от относительной раскрытости соответствующего ее участка. Так, на относительно более раскрытых Гаурдакской и Кугитангской структурах кальцитизация этого типа развита гораздо интенсивнее, чем на Тубегатане. Особенно четко эта зависимость прослеживается в прослоях карбонатно-сульфатных пород, присутствующих в основании ангидритовой толщи. В раскрытых структурах - как в купольной их части, так и на многих участках погружения толщи - эти отложения превращены в лишенную ангидрита карбонатную породу, а на Тубегатане чаще сохраняют свой исходный карбонатно-сульфатный состав. Однако и на Тубегатанской структуре на тех ее участках, которые приурочены к вскрытой эрозией южной периклинали, также проявилась почти полная десульфатизация и кальцитизация этих пород.

Минералы кальцитового сообщества распространены в породах ангидритовой толщи и выше гипсометрического уровня развития серных залежей. Преобладают они здесь в породах горизонта " R " и частично в низах толщи.

Таким образом, преобразования пород безрудного типа характеризуются следующими особенностями: тесной ассоциацией минеральных новообразований со скоплениями битума, нередко с пигментацией им вторичного кальцита; часто непосредственным замещением ангидрита (без предшествующей его гидратации); практическим отсутствием в комплексе новообразований серы; отсутствием пустот выщелачивания; довольно широким распространением в гипсометрически наиболее глубоких горизонтах толщи.

Ранее, при рассмотрении литологических особенностей гиссарских известняков в них отмечалось наличие признаков замещения мелких выделений ангидрита кальцитом, флюоритом, баритом, целестином и другими

минералами. По комплексу новообразований и их взаимоотношению с сульфатными и карбонатными минералами исходных пород преобразования в известняках близки описанному безрудному типу минерализации в толще ангидритов. При этом формы их проявления почти идентичны наблюдаемым в сульфатно-карбонатных разностях пород толщи. Для известняков проявляется и аналогичный, хотя и менее четко выраженный характер зависимости интенсивности (полноты) их десульфатизации от гидрогеологической раскрытости структур и от других факторов, установленных для ангидритовой толщи. Все это позволяет полагать, что течение рассматриваемых преобразований в гиссарских известняках и в породах ангидритовой толщи связано с одинаковыми процессами и близко по времени осуществления, хотя начало их проявления в известняках могло быть значительно более ранним.

Преобразования пород второго типа, сопровождающиеся формированием серно-кальцитового (рудного, продуктивного) минерального сообщества, характеризуются интенсивным развитием всех процессов, ведущих к образованию серных руд. Минералы этого сообщества обычно более прозрачные, бесцветные. Замещению ими ангидрита, как правило, предшествует его гидратация до гипса. Минералообразование сопровождается развитием значительной пористости. Некоторая часть пустот возникает благодаря процессам выщелачивания сульфатов, несколько опережающим минералоотложение. Выполнение всех пустот осуществляется на фоне и одновременно с метасоматическим минералообразованием. Взаимоотношения между кальцитом и серой разнообразны, но при этом для них, как было показано выше, в целом характерна существенно одновременная кристаллизация как при метасоматическом минералообразовании так и при кристаллизации в полостях.

Во всех типах серных руд минерализация рудного типа резко преобладает. Несколько более заметна роль минералов безрудного сообщества в рудах вкрапленных, образовавшихся за счет пород карбонатно-суль-

фатного состава. Выявляется отчетливая зависимость: чем более интенсивны проявления в породе безрудной минерализации (обычно кальцитизации I типа), тем меньше в ней серы и кальцита II типа.

Упомянутые вторичные кальцитовые тела, слабо осерненные или практически не содержащие серы, являются следствием интенсивного развития кальцитизации I типа с последующим лишь слабым наложением рудной минерализации. Включения серы здесь часто представляют собой результат ее более поздней кристаллизации в порах уже сформировавшейся вторичной кальцитовой породы.

Вне контуров залежей в ореоле рассеяния имеются проявления как рудной, так и безрудной минерализаций, причем с глубиной относительная роль первых падает и глубже уровня распространения серных залежей (абс.отм.минус 100 - минус 200 м) они отмечаются в очень незначительных масштабах. Так, в скв.702 (рис.9) преобразования I типа зафиксированы до абс.отметок около минус 400 м, а II типа в ничтожных проявлениях (включения серы и кальцита II, замещающие гидратированный до гипса ангидрит) отмечаются до глубины лишь минус 250 - минус 220 м. К тому же развиты они здесь в сульфатно-карбонатных породах пачки "А", в которых, при прочих равных условиях, преобразования распространяются обычно несколько глубже, чем в ангидритах.

При формировании барито-целестинового "горизонта" проявились, вероятно, оба типа минерализации в разных количественных соотношениях на различных участках Гаурдакской структуры. Этот вопрос требует дополнительного изучения.

Для обоих типов преобразований отчетливо проявляется связь с гипергенезом. Для рудного сообщества эта связь, достаточно очевидная уже потому, что в него входит такой заведомо гипергенный минерал, как самородная сера, подтверждается еще рядом рассматриваемых ниже (гл.УІ) конкретных зависимостей закономерностей распространения залежей от палеогеоморфологических факторов. Связь с гипергенезом

проявляется и для преобразований безрудного типа. С полной определенностью об этом свидетельствует отмеченная выше зависимость интенсивности их развития от гидрогеологической раскрытости структур и их отдельных участков, затухание таких преобразований с глубиной и распространение лишь до определенного гипсометрического уровня, причем и для этого уровня намечается зависимость от глубины древнего эрозийного расчленения (гл. VI).

Существенно, что рассмотренный комплекс преобразований безрудного типа аналогичен комплексу преобразований сульфатоносных пород в других регионах, где гипергенная природа этих изменений установлена (Миропольский, 1956; Писарчик, 1963 и др.).

Последовательность проявления на одних и тех же участках пород двух типов преобразований не всегда одинакова. В серных рудах минерализация I типа в основном проявляется как более ранняя. При этом кристаллические индивиды минералов безрудного сообщества выделяются среди новообразований серно-кальцитовой группы благодаря отличиям по размеру, форме, ориентировке, пигментации микропримесями и т.п. Аналогичная последовательность нередко отмечается и вне залежей. Вместе с тем здесь на отдельных участках наблюдаются случаи обратных взаимоотношений, например, когда сера является более ранним образованием по сравнению с кальцитом I.

Признаков разделения двух типов минерализации тектоническими подвижками не наблюдалось. При развитии текстур внутрирудного пересечения и брекчирования, как правило, отчетливо проявляется их связь с карстовыми процессами.

Различия двух типов гипергенных преобразований отражают прежде всего различия минералообразующих растворов. Характерные особенности минерализации первого типа (тесная ассоциация с битумом и его избыток, отсутствие или почти полное отсутствие самородной серы, большая глубина распространения, ничтожное проявление гидратации и т.п.)

определенно указывают на более восстановительную обстановку среды, на относительно более высокую насыщенность растворов сульфатом кальция и на ряд других отличий. Подробно вопросы, касающиеся характера минералообразующих растворов и причин их различия, будут рассмотрены в специальном разделе (гл.У). Для внесения ясности в изложение отметим лишь, что преобразования безрудного типа соответствуют процессам, <sup>осуществленным</sup> в условиях восстановительной гидрогеохимической зоны, и являются, говоря словами А.Г.Бетехтина, их вещественным отображением. Преобразования же рудного типа отвечают условиям несколько более окислительной обстановки, характерной для расположенной выше по разрезу переходной гидрогеохимической зоны. Иначе говоря, эти два типа минерализации отражают гидрохимическую зональность гипергенеза. Наблюдаемая в породах последовательность наложения двух типов преобразований на одни и те же участки разреза отражает разную последовательность наложения на них различных обстановок в связи с разнонаправленным перемещением границ гидрогеохимических зон (см.гл.VI). С этих позиций наложение на безрудные преобразования рудных позволяет говорить о смене резко восстановительной обстановки более окислительной. Наличие обратных взаимоотношений свидетельствует об обратной - "регрессивной" - смене условий среды (более окислительных на восстановительные). Такая смена, как отмечалось, фиксируется лишь вне залежей. Однако надо иметь в виду, что если в серных рудах наложение преобразований II типа на I легко прослеживается благодаря обычно слабому проявлению I-го, то обратное соотношение по существу установить не удастся, поскольку в процессе рудообразования порода преобразуется полностью (полностью используется ее сульфатная составляющая). Не исключено, что отражением "регрессивной" смены условий является наблюдаемое в рудах и часто характерные для них повышенные концентрации битума, обычно ассоциирующего с кальцитом, в полостях, заполнявшихся на наиболее поздних этапах минералообразо-

вания. Поскольку они проявляются в формах выполнения, то не могут быть морфологически аналогичными проявлениям метасоматических преобразований безрудного типа. Однако ряд признаков говорит о вероятном сходстве минералообразующих растворов.

Учитывая современные представления о понятии "парагенетическая минеральная ассоциация" (Бетехтин, 1949-1953; Коржинский, 1957; Петровская, 1965, 1967 и др.), все изложенное позволяет рассматривать выделенные сообщества как типы (варианты) одной парагенетической ассоциации, соответствующие несколько различающимся условиям (зональности) среды минералообразования.

Описанные два типа гипергенных преобразований вполне соответствуют тем, с которыми связано образование двух зон в карбонатных частях кепроков соляных куполов побережья Мексиканского залива: внешней (верхней) зоны чистого — "пустого" кальцита и внутренней (нижней) — серно-кальцитовой. Образование таких зон некоторые исследователи этих месторождений (Гуалтиери, 1959 и др.) также объясняют различиями физико-химических, прежде всего окислительно-восстановительных условий в период формирования каждой из них.

Обзор литературных данных по результатам литологических исследований на других экзогенных месторождениях серы приводит к выводу, что те же два минеральных сообщества типичны и для них и что два типа гипергенных преобразований в тех или иных пространственных и хронологических соотношениях проявлялись при формировании всех месторождений серы такого типа. Изменения же сульфатносных пород безрудного типа имеют в зоне гипергенеза значительно более широкое распространение и вне месторождений серы во всех регионах развития таких пород (Миропольский, 1956; Писарчик, 1963 и др.).

#### Баланс вещества в процессе серообразования

Для выяснения характера миграции элементов при замещении первичной сульфатной породы серной рудой был произведен расчет баланса

привноса-выноса вещества (табл.5-7, рис.13,14). Учитывая метасоматический характер течения процессов преобразования пород, наличие в комплексе минеральных соединений элементарной серы и изменение пористости пород в ходе этих процессов, расчет производился по атомно-объемному методу, разработанному В.А.Рудником (Рудник, 1962; Казини, Рудник, 1968). С целью исключения влияния на баланс неоднородности состава исходных пород и учитывая рекомендации В.Г.Боголепова (1967), расчеты производились не по усредненным для месторождения или залежей данным, а для конкретных пар образцов: исходная порода-руда. Отобранные образцы руд представляют основные их типы и отражают их средний химический и минеральный состав. Образцы исходных пород, использованные для сопоставления, отбирались с одного с соответствующим образцом руды стратиграфического уровня, при небольшом, по возможности минимальном, расстоянии от этого образца и из входных с ним по текстурному рисунку разностей пород. Для контроля правильности выбора сравниваемых пар для каждого образца руд была сделана приблизительная реконструкция исходного для них состава породы (по реликтам исходных минералов, реликтовым текстурам, структурам и другим признакам, рис.13Б).

Проведенные расчеты показали (рис.13А, 14), что образование серных руд, а также слабо осерненных вторично кальцитовых пород и пород барито-целестинового "горизонта" за счет ангидритов или карбонатно-сульфатных пород сопровождается привносом основной массы  $C, Sr, Ba, F, H$ , некоторым выносом  $Ca, O$  и небольшого количества серы; для  $Mg$  не установлено ни привноса, ни выноса.

Эти данные подтверждают вывод из литологических наблюдений о природе ряда минералов. Так, очень значительный привнос углерода подтверждает вторичность подавляющей части кальцита в рассмотренных образованиях. Привнос  $Sr, Ba, F$  говорит о вторичности целестина,



Пересчет химических анализов пород  
(всесовых % на количество монов в 10000 кх<sup>3</sup>)

Таблица 5

Наименование породы	Анализит типичный обр. 1*						Анализит типичный обр. 2*						Анализит типичный обр. 3*						Вместная серия пород с относительной влажностью 20%																	
	Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит											
	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г									
S							0,63	21,9					3,5					2,28	71,9						9,7					28,51	883,3					
CaO	404,1	120,2	720,2	129,2	129,2	37,68	671,6	6,716	112,0	112,0							32,57	592,4	592,4	76,8	76,8				36,69	699,8	699,8	96,1	96,1							
SO <sub>3</sub>	586,1	192,1	2196,3	191,3	390,0	53,45	163,5	1,635	990,5	99,05	330,0						42,79	534,8	1694,8	72,2	216,6				8,74	9,2	27,6	1,3	1,3							
CO <sub>2</sub>	0,28	6,6	13,2	1,2	2,4	1,23	27,9	59,8	4,6	9,2							2,36	53,8	107,6	7,3	14,6				34,01	682,2	1364,4	95,2	190,4							
MgO																																				
SiO <sub>2</sub>																																				
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>							4,27	896,9	398,2	115,4	57,7						18,85	2093,0	4948,5	293,0	141,5				0,30	78,0	11,0	4,7	4,7							
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,09	0,9	1,8	0,9	1,8	0,21	23,2	11,6	3,8	1,9							0,20	22,0	11,0	3,0	1,5				0,73	81,0	40,5	11,8	5,7							
C	0,04	0,4	0,8	0,4	0,8	0,05	4,2	0,7									0,40	8,3	1,7						0,08	6,7	0,9									
Σ	100,00	100,00	2953,3	265,8	529,8	100,00	2120,5	3102,3	351,3	514,9	100,00	1370,2	3376,9	456,9	656,9	100,00	2401,6	2469,2	335,1	302,6																
Обв = 2,98							Σ обв = 791,6					Σ обв = 2,75					Σ обв = 2,25							Σ обв = 913,9					Σ обв = 2,32							

\* здесь и далее в таблице % даны результаты анализов приведенные к 100%

Наименование породы	Вместная серия пород с относительной влажностью 20%						Вместная серия пород с относительной влажностью 20%						Вместная серия пород с относительной влажностью 20%																					
	Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит											
	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г									
S	43,80	114,0					12,50	390,0					58,8					27,2	894,0					116,8										
CaO	78,50	308,0	508,0	66,8	66,8	43,76	86,2	316,2	118,2	118,2						38,57	687,7	687,7	96,8	96,8														
SO <sub>3</sub>	1,01	32,8	68,4	3,0	3,0	1,97	24,7	73,1	3,5	10,8						1,62	20,2	40,6	2,8	8,3														
CO <sub>2</sub>	21,74	493,8	977,6	89,3	128,0	35,77	872,4	1024,8	113,8	227,6							30,00	682,0	1364,0	96,2	192,4													
MgO																																		
SiO <sub>2</sub>	0,90	8,0	16,0	1,2	1,2	1,8	17,0	34,0	2,4	2,4							1,35	13,5	27,0	1,9	1,9													
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,04	0,4	0,8	0,05	0,05	0,09	0,8	1,6	0,1	0,1							0,8	0,6	1,2	0,1	0,1													
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,02	0,2	0,4	0,1	0,1	0,21	2,1	4,2	0,2	0,2							0,10	1,0	2,0	0,3	0,3													
C	0,50	5,0	10,0	0,5	0,5	0,95	9,5	19,0	0,5	0,5							0,80	8,0	16,0	0,5	0,5													
Σ	100,00	2653,0	1623,0	132,0	214,0	100,00	2146,0	2981,1	363,2	363,2	100,00	2371,7	2467,9	325,4	365,5	100,00	2371,7	2467,9	325,4	365,5														
Обв = 2,46							Σ обв = 316,8					Σ обв = 2,33					Σ обв = 2,29							Σ обв = 438,9					Σ обв = 2,38					

Наименование породы	Анализит типичный обр. 1*						Вместная серия пород с относительной влажностью 20%						Вместная серия пород с относительной влажностью 20%						Вместная серия пород с относительной влажностью 20%																
	Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит										
	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г									
S							26,85	233,5					19,1					5,74	166,1					29,4											
CaO	449,3	128,4	720,4	126,9	126,9	33,28	665,6	665,6	91,3	91,3							42,42	756,4	756,4	130,3	130,3				34,30	686,0	686,0	108,9	108,9						
SO <sub>3</sub>	54,22	177,2	2181,6	126,7	306,1	1,55	24,5	73,5	3,5	10,5							50,83	634,6	1303,8	309,7	328,1				8,56	15,6	16,8	7,7	11,1						
CO <sub>2</sub>	0,50	11,0	22,0	1,0	2,0	30,40	482,0	1344,0	97,2	194,4							5,30	135,6	271,2	23,4	46,8				26,70	667,0	1334,0	107,5	215,0						
MgO																																			
SiO <sub>2</sub>							0,50	5,0	10,0	0,7	0,7														14,70	147,0	294,0	23,2	23,2						
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>							0,06	0,6	1,2	0,1	0,1														0,99	9,9	19,8	1,1	1,1						
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,20	2,0	4,0	0,5	1,0	0,28	2,8	5,6	0,7	1,4							0,61	6,1	12,2	1,0	2,0				0,90	9,0	18,0	2,7	5,4						
C	0,05	0,5	1,0	0,1	0,1	0,42	4,2	8,4	0,3	0,3														0,11	1,1	2,2	0,3	0,3							
CaF <sub>2</sub>							0,14	1,4	2,8	1,1	1,1							0,41	4,1	8,2	2,2	2,2				0,25	2,5	5,0	0,5	0,5					
Σ	100,00	1071,6	2015,9	259,0	518,0	100,00	2304,6	3123,1	324,4	302,6	100,00	2534,0	2558,3	268,1	502,9	100,00	1994,7	1994,7	325,1	425,1															
Обв = 8,89							Σ обв = 771,8					Σ обв = 2,37					Σ обв = 2,87							Σ обв = 779,9					Σ обв = 2,94						

Наименование породы	Вместная серия пород с относительной влажностью 20%						Вместная серия пород с относительной влажностью 20%						Вместная серия пород с относительной влажностью 20%																					
	Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит		Анализит									
	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г	г								
S							18,80	564,0					82,0					5,02	42,0					24,8										
CaO	44,85	788,0	788,0	132,4	132,4	42,62	762,4	762,4	111,4	111,4							33,10	596,0	596,0	101,2	101,2				31,50	567,0	567,0	86,1	86,1					
SO <sub>3</sub>	79,40	492,0	1970,0	66,9	257,7	2,03	25,3	75,9	3,7	11,1							11,12	230,2	712,6	44,7	122,1				1,5	1,5	4,5	2,2	6,6					
CO <sub>2</sub>	11,35	306,0	612,0	56,9	113,8	51,31	75,2	150,4	11,0	22,0							31,85	794,0	1588,0	32,0	240,0				42,20	844,0	1688,0	112,0	224,0					
MgO	0,50	10,0	20,0	2,1	2,1	0,60	12,0	24,0	2,2	2,2							11,63	362,9	362,9	61,7	61,7				16,80	336,0	336,0	61,1	61,1					
SiO <sub>2</sub>							0,85	8,5	17,0	1,2	1,2														0,50	5,0	10,0	0,8	0,8					
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>							0,53	5,3	10,6	0,3	0,3														0,21	2,1	4,2	0,6	0,6					
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,07	0,7	1,4	0,1	0,1	0,14	1,4	2,8	0,3	0,3							0,40	4,0	8,0	2,0	2,0				0,30	3,0	6,0	0,5	0,5					
C	4,20	21,0	42,0	0,4	0,4	4,70	23,5	47,0	0,5	0,5							0,80	8,0	16,0	0,7	0,7				1,00	10,0	20,0</							

РАСЧЕТ ПРИВНОСА - ВЫНОСА ЭЛЕМЕНТОВ В ИОННОЙ ФОРМЕ НА ОБЪЕМ В 10000 КХ В СЕРПЫР ДУМАН

Элементы	Ангидрит, г/т, обр. № 1		Ангидрит, г/т, обр. № 2		Ангидрит, г/т, обр. № 3		Ангидрит, г/т, обр. № 4		Ангидрит, г/т, обр. № 5		Ангидрит, г/т, обр. № 6		Ангидрит, г/т, обр. № 7		Ангидрит, г/т, обр. № 8		Ангидрит, г/т, обр. № 9		Ангидрит, г/т, обр. № 10	
	Количество ионов в 10000 кх	Привнос-вынос на 10000 кх	Количество ионов в 10000 кх	Привнос-вынос на 10000 кх	Количество ионов в 10000 кх	Привнос-вынос на 10000 кх	Количество ионов в 10000 кх	Привнос-вынос на 10000 кх	Количество ионов в 10000 кх	Привнос-вынос на 10000 кх	Количество ионов в 10000 кх	Привнос-вынос на 10000 кх	Количество ионов в 10000 кх	Привнос-вынос на 10000 кх	Количество ионов в 10000 кх	Привнос-вынос на 10000 кх	Количество ионов в 10000 кх	Привнос-вынос на 10000 кх	Количество ионов в 10000 кх	Привнос-вынос на 10000 кх
S	131,3	-18,5	81,9	-6,5	181,2	-0,9	58,1	-42,8	55,9	-55,9	114,2	-40,7	119,1	-11,9	121,6	-9,7	121,6	-9,7	121,6	-9,7
Ca	129,2	-17,2	78,8	-33,1	66,2	-25,6	96,1	-33,1	66,2	-63,0	114,2	-40,7	119,1	-11,9	96,8	-32,4	96,8	-32,4	96,8	-32,4
C	1,8	-3,5	8,4	-6,6	364,0	-364,0	96,1	-94,3	67,5	-65,7	364,0	-364,0	119,1	-11,9	98,6	-96,8	98,6	-96,8	98,6	-96,8
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Si	1,6	-0,4	1,7	-0,1	6,3	-0,4	2,0	-0,4	1,2	-0,05	0,05	-0,05	2,9	-0,1	1,9	-0,1	1,9	-0,1	1,9	-0,1
H	1,9	-17,3	286,0	-220,1	193,0	-19,1	16,0	-19,1	0,05	-0,05	0,05	-0,05	2,9	-0,1	4,7	-0,1	4,7	-0,1	4,7	-0,1
O	529,8	-14,9	456,4	-73,4	13,0	-13,0	302,6	-227,2	214,95	-318,3	2,0	-0,6	6,4	-4,5	305,5	-294,3	305,5	-294,3	305,5	-294,3
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ*	795,6	-121,2	913,2	-290,8	36,6	-30,9	637,7	-408,9	214,95	-29,85	16,3	-40,0	2,0	-25,6	630,9	-201,7	630,9	-201,7	630,9	-201,7
Σ-	-	-50,6	-6,4	-173,2	-21,8	-33,6	-37,7	-266,8	-318,3	-301,85	-40,0	-40,0	-	-25,6	-266,4	-266,4	-266,4	-266,4	-266,4	-266,4
Σ	-	-70,6	89,9	-176,6	-14,8	-79,9	600,0	-157,9	185,15	-292,1	-34,7	-80,0	-	-128,6	-164,7	-164,7	-164,7	-164,7	-164,7	-164,7

Расчет привноса - выноса элементов в ионной форме на объем в 10000 кх при преобразовании сульфатных и карбонатно-сульфатных пород в серпириты.

Элементы	Серпирит, г/т, обр. № 1		Серпирит, г/т, обр. № 2		Серпирит, г/т, обр. № 3		Серпирит, г/т, обр. № 4		Серпирит, г/т, обр. № 5		Серпирит, г/т, обр. № 6		Серпирит, г/т, обр. № 7		Серпирит, г/т, обр. № 8		Серпирит, г/т, обр. № 9		Серпирит, г/т, обр. № 10	
	Количество ионов в 10000 кх	Привнос-вынос на 10000 кх	Количество ионов в 10000 кх	Привнос-вынос на 10000 кх	Количество ионов в 10000 кх	Привнос-вынос на 10000 кх	Количество ионов в 10000 кх	Привнос-вынос на 10000 кх	Количество ионов в 10000 кх	Привнос-вынос на 10000 кх	Количество ионов в 10000 кх	Привнос-вынос на 10000 кх	Количество ионов в 10000 кх	Привнос-вынос на 10000 кх	Количество ионов в 10000 кх	Привнос-вынос на 10000 кх	Количество ионов в 10000 кх	Привнос-вынос на 10000 кх	Количество ионов в 10000 кх	Привнос-вынос на 10000 кх
S	81,9	-42,9	126,7	-4,1	68,7	-32,6	3,2	-32,6	85,9	-80,0	85,7	-85,7	85,7	-85,7	270	-83,7	270	-83,7	270	-83,7
Ca	78,8	-17,3	126,9	-35,6	130,3	-22,2	-22,2	-22,2	112,3	-117	112,3	-112,3	112,3	-112,3	871	-19,1	871	-19,1	871	-19,1
C	8,4	-8,7	2,8	-10,5	24,1	-102,6	102,6	-102,6	61,3	-106,0	119,5	-58,2	119,5	-58,2	167,5	-43,8	167,5	-43,8	167,5	-43,8
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	2,1	-	2,2	-	2,2	-	61,7	-0,6	61,7	-0,6	61,7	-0,6
Sr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Si	1,7	-0,3	0,5	-0,2	1,8	-0,9	1,8	-0,9	1,6	-0,9	1,6	-0,9	1,6	-0,9	2,3	-0,1	2,3	-0,1	2,3	-0,1
H	286,0	-270,0	2,1	-6,6	2,2	-3,0	2,2	-3,0	1,4	-231,5	10,9	-9,5	10,9	-9,5	8,8	-390,0	8,8	-390,0	8,8	-390,0
O	456,4	-63,8	512,8	-20,2	510,9	-63,0	419	-63,0	516,8	-43,5	356,8	-80,0	356,8	-80,0	457,6	-79,2	457,6	-79,2	457,6	-79,2
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ*	795,6	-121,2	913,2	-290,8	36,6	-30,9	637,7	-408,9	214,95	-29,85	16,3	-40,0	2,0	-25,6	630,9	-201,7	630,9	-201,7	630,9	-201,7
Σ-	-	-50,6	-6,4	-173,2	-21,8	-33,6	-37,7	-266,8	-318,3	-301,85	-40,0	-40,0	-	-25,6	-266,4	-266,4	-266,4	-266,4	-266,4	-266,4
Σ	-	-70,6	89,9	-176,6	-14,8	-79,9	600,0	-157,9	185,15	-292,1	-34,7	-80,0	-	-128,6	-164,7	-164,7	-164,7	-164,7	-164,7	-164,7

Таблица №6

Таблица 7

**РАСЧЕТ АБСОЛЮТНОГО ПРИВНОСА - ВЫНОСА ВЕЩЕСТВА  
В ПРОЦЕССЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СУЛЬФАТОНОСНЫХ ПОРОД В  
СЕРНЫЕ РУДЫ В ВЕСОВОМ ВЫРАЖЕНИИ ( $г/см^3$ )**

	Сопоставляемые образцы пород									
	1 <sup>а</sup> -1 <sup>б</sup>	1 <sup>а</sup> -1 <sup>в</sup>	1 <sup>а</sup> -1 <sup>г</sup>	1 <sup>а</sup> -1 <sup>д</sup>	1 <sup>а</sup> -1 <sup>е</sup>	1 <sup>а</sup> -1 <sup>ж</sup>	2 <sup>а</sup> -2 <sup>б</sup>	3 <sup>а</sup> -3 <sup>б</sup>	4 <sup>а</sup> -4 <sup>б</sup>	5 <sup>а</sup> -5 <sup>б</sup>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<b>а)</b>	$г/см^3 \cdot 10^3$									
O	-39,9	-195,0	-605,0	-840,0	-442,0	-598,0	-483,0	-184,0	-426,0	-211,0
Ca	-115,0	-336,0	-220,3	-419,0	-100,0	-216,0	-237,0	-101,5	-180,3	-94,3
S	-98,9	-263,0	-34,6	+298,0	-390,0	-51,7	-21,8	-281,0	-1,1	-73,5
Mg	—	—	—	—	—	—	—	—	+0,4	-2,4
Si	+1,8	+0,5	+1,9	-2,8	+6,1	+0,5	+0,9	+4,1	0,0	-0,5
C	+7,0	+13,2	+188,6	+131,4	+234,6	+193,6	+203,0	+205,2	+116,4	+87,4
H	+19,5	+47,2	+2,3	+1,2	+0,7	+0,5	+1,1	+0,8	+1,6	+1,1
Sr	—	—	+1,5	+17,5	+35,0	+27,7	+10,2	+365,0	+17,5	+11,6
Ba	—	—	—	+1,1	+2,3	+2,3	+2,3	+25,2	+2,3	—
F	—	—	—	—	—	—	—	+41,0	+6,0	+6,3
$\Sigma^+$	+28,3	+60,9	+194,3	+449,2	+278,7	+224,6	+217,5	+641,3	+144,2	+106,4
$\Sigma^-$	-253,8	-794,0	-859,9	-1269,8	-932,0	-865,7	-741,8	-566,5	-607,4	-381,7
$\Sigma$	-225,5	-733,1	-665,6	-820,6	-653,3	-641,1	-524,3	+74,8	-463,2	-275,3
<b>б)</b>	$г/см^3$									
Об. исходной породы	2,98	2,98	2,98	2,98	2,98	2,98	2,89	2,87	2,90	2,82
Об. конечной породы (руды)	2,75	2,25	2,32	2,16	2,33	2,34	2,37	2,94	2,44	2,54
Общий баланс привноса - выноса вещества	-0,23	-0,73	-0,66	-0,82	-0,65	-0,64	-0,52	+0,07	-0,46	-0,28

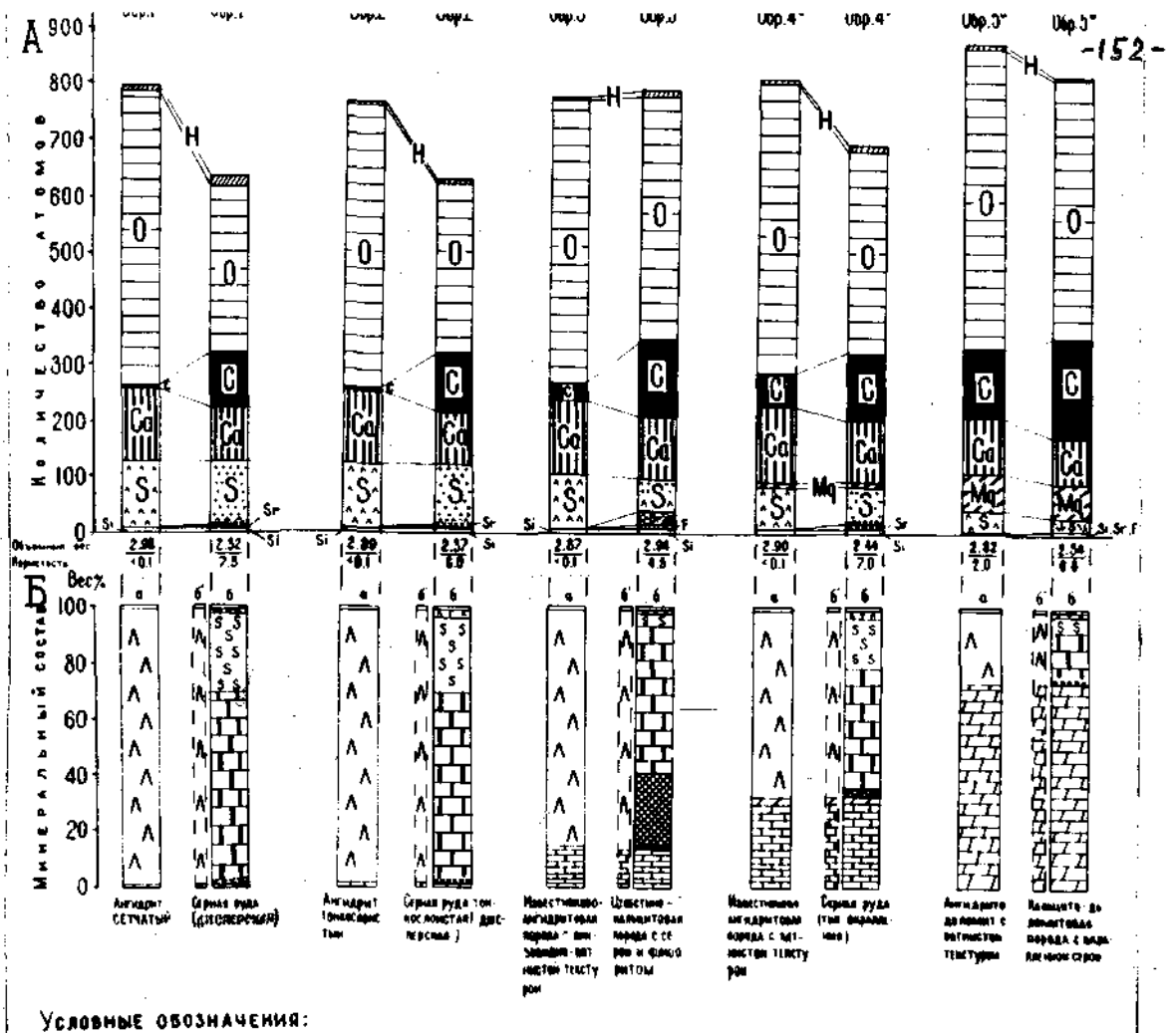


Рис. 13. Диаграмма абсолютного привноса-выноса вещества при образовании различных типов серных руд. Расчет по атомно-объемному методу на стандартный геометрический объем 10000А.

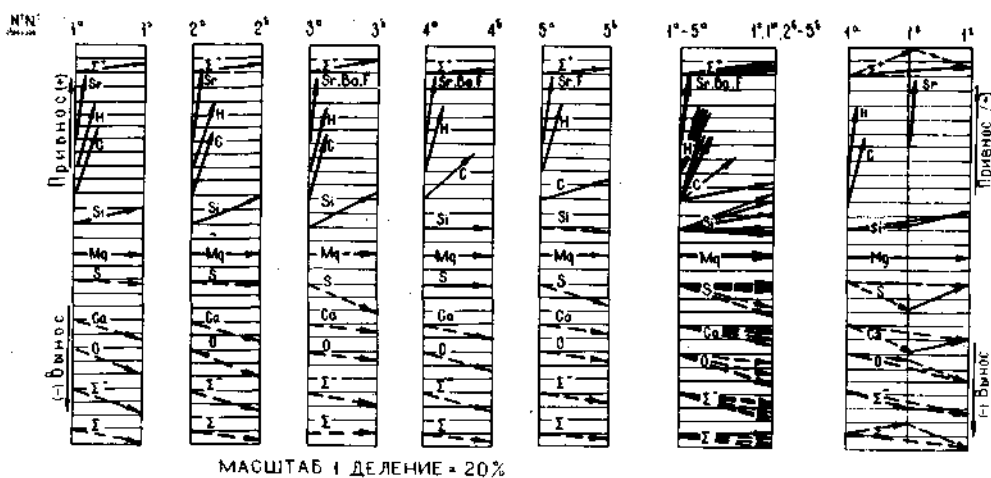


Рис. 14. Диаграмма относительного привноса-выноса вещества в процессе метасоматического замещения сульфатонесущих пород серными рудами. Образцы те же, что на рис. 13. Образец 1в - гипс.

барита, флюорита как в скоплениях этих минералов в породах барито-целестинового "горизонта", так и в небольшой их примеси в массе серных руд. Баланс серы - отсутствие привноса или небольшой вынос - показывает, что образование элементарной серы руд может быть обеспечено сульфатной серой замещаемого ангидрита. Отсутствие перемещения Mg отражает инертность доломита в ходе процессов серообразования.

Аналогичный расчет баланса привноса-выноса вещества, произведенный Н.П.Дикиным (1969) для серных руд месторождений Шорсу, дал близкие результаты. Существенные различия касаются серы: по данным

Н.П.Дикина в процессе серообразования происходит ее привнос. Это расхождение в значительной степени определяется выбором исходной породы. Н.П.Дикиным за таковую принят гипс (или гипс-содержащая порода), нами - ангидрит (или ангидрит-содержащая порода). Поскольку на Гаурдакском месторождении гидратация ангидрита осуществляется лишь в узкой зоне "на фронте" развития процессов серообразования, без разрыва с ними во времени, то необходимость выбора здесь за исходный для расчетов состав именно ангидрита очевидна. Если же за исходный принять состав гипсов, контактирующих с серной залежью, то та часть элементов, в том числе и часть серы, которая в процессе гидратации ангидрита уже (временно) переведена в раствор, исключается из расчетов. За счет этого устанавливается кажущаяся необходимость дополнительного привноса серы (рис. 14, обр. Ia, Ib, Ic), т.е. и для Гаурдака получаются результаты, близкие полученным Н.П.Дикиным для месторождения Шорсу.

Для определения, какое содержание серы в руде может быть обеспечено сульфатной серой ангидрита при полном ее переходе в серу элементарную, выполнен следующий расчет. Весовой процент серы в ангидрите составляет 23,6%. При объемном весе ангидрита  $2,98 \text{ г/см}^3$  в  $1 \text{ см}^3$

ангидрита содержится  $(2,98 \times 0,236)$  г серы. Если вся эта сера будет использована на образование элементарной серы в таком же объеме руды, то это количество серы оставит от веса руды (при среднем объемном весе руды  $2,25 \text{ г/см}^3$ )  $\frac{2,98 \cdot 0,236}{2,25} \cdot 100 \cong 30\%$ . То же значение (около 30%) получается и при более точном пересчете на количество монов в одном элементарном объеме с учетом наличия в руде 1-2% остаточных сульфатных минералов. Характерно, что такое же около 30% - содержание близко содержанию серы в наиболее типичных разновидностях преобладающего на месторождении дисперсного типа руд (табл.3). Это может служить еще одним, хотя и косвенным, подтверждением, что образование во всяком случае этого типа руд осуществляется метасоматическим путем за счет серы сульфатов без ее существенного перемещения.

#### Основные преобразования серных руд в зоне окисления

В верхних частях рудных залежей, расположенных выше современного уровня подземных вод, распространена, как уже говорилось, зона окисления серных руд - "ляпа" серного месторождения (Уклонский, 1940) (рис.21). Для этой зоны характерно разнообразие сернокислых соединений (вторичный гипс, различные квасцы и другие новообразования), возникающих в результате окисления серы до серной кислоты (которая иногда отмечается даже в свободном состоянии) и взаимодействия последней с различными составляющими вмещающих пород. Наблюдения над процессами окисления руд, совпадают с известными литературными данными (Дряниников, 1935; Коган, 1961<sub>1,2</sub>; Иванов, 1964; Соколова, Каравайко, 1964 и др.).

Наиболее интенсивно на Гаурдаке развиты процессы замещения кальция и серы гипсом, т.е. процессы, по своей направленности противоположные тем, которые формируют серные руды. Их развитие также в значительной степени осуществляется метасоматическим путем, что отмечалось рядом исследователей (Иванов с соавторами, 1956ф; Коган,

1961<sub>1,2</sub> и др.) и отчетливо прослеживается при изучении шлифов. Тот факт, что гипсы зоны окисления являются результатом окисления серы (а не гидратации ангидрита), подтвержден данными изотопного анализа серы этих гипсов. Эти данные свидетельствуют также об участии в процессах окисления серы микроорганизмов.

Другой характерный для зоны окисления комплекс: трепеловидные породы, растворимые квасцы, левинит, ярозит и др. — является результатом воздействия серной кислоты на глинистое вещество пород. Эти соединения развиты лишь на участках, где серные руды контактируют с песчано-глинистыми породами покрывающих четвертичных образований. Они имеют на Гаурдаке локальное развитие. Процессы, ведущие к их образованию, в дальнейшем не рассматриваются.

Наиболее интенсивно серные руды окислены в интервале абс.отметок 480-490 м (Коган, 1962), т.е. непосредственно выше современного пьезометрического уровня. В горизонтах серных руд, расположенных ниже этого уровня, признаков проявления процессов окисления не отмечено. Учитывая, что максимум интенсивности современного развития этих процессов — максимум активности окисляющих серу бактерий — устанавливается у современного уровня подземных вод и чуть выше него (Соколова, Каравайко, 1964; Померанц, 1968), отсутствие признаков былых проявлений процессов окисления ниже уровня подземных вод может свидетельствовать, что глубокие горизонты серных залежей, после своего образования из-под этого уровня не выводились.

Обобщение результатов литологических исследований и некоторые выводы о химизме и динамике серообразующих растворов

Изложенные результаты литологических исследований позволили сделать ряд выводов, часть которых в той или иной мере подтверждает, дополняет и уточняет данные предшествующих исследователей, а некоторые принципиально отличаются от этих данных. В качестве обобщения подчеркнем здесь лишь основные положения, важные для дальнейшего изложения.

1. Основными минералами исходных пород являются ангидрит и, в подчиненном количестве, кальцит и доломит.

2. Формирование серных руд происходит в результате замещения ангидрита комплексом минералов: кальцитом, серой и, в подчиненном количестве, целестином, баритом, флюоритом, пиритом. Все эти минералы развиваются избирательно по ангидриту, чаще после его предварительной гидратации до гипса. Десульфатизация пород является необходимым условием и основой всех преобразований. Первичные карбонаты (кальцит, доломит) в этих преобразованиях не участвуют, а пассивно переходят из исходной породы в руду.

3. Образование всей массы самородной серы руд в основном может быть обеспечено серой, входящей в замещаемый ангидрит. Для образования кальцита, целестина, барита, флюорита серных руд необходим привнос соответственно  $\text{Ca}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{F}$ . Исходные породы служить их источником, во всяком случае главным, не могут.

4. Различаются два основных типа преобразований сульфатносных пород, сопровождающихся формированием двух тесных сообществ минеральных новообразований: безрудного (кальцитового) и рудного (серно-кальцитового). Оба типа преобразований являются гипергенными.

5. При окислении серных руд происходят преобразования пород противоположной направленности: гипс замещает кальцит и серу.

6. Процессы преобразования исходных пород в серные руды совершаются при участии микроорганизмов с использованием органического вещества нефтяного ряда. Участие микроорганизмов характерно и для процессов окисления серы.

7. Прослеженный ход превращений сульфатных минералов и, прежде всего, повсеместное проявление гидратации ангидрита до гипса, предшествующей образованию серных руд, свидетельствует, что эти превращения осуществлялись под действием водных растворов. О химизме и природе этих растворов можно сказать следующее.



По отношению к основной массе минеральных соединений это были истинные растворы. Они были не насыщены по отношению к сульфату кальция, причем дефицит насыщения постепенно возрастал как в пространстве (в направлении от исходных пород в глубь залежей), так обычно и во времени (по мере роста интенсивности преобразований в каждом данном участке породы). Растворы были насыщены по отношению к кальциту, а также к соединениям  $SrSO_4$ ,  $BaSO_4$ ,  $CaF_2$  и могли осаждать пирит. По отношению к доломиту вероятно сохранялось равновесие. По отношению к сере эти растворы, представляя собой дисперсные системы, наиболее активно осаждали ее частицы диаметром 1-5 мк.

Отложение из растворов серы свидетельствует, что они были сероводородными. Преобладающий на месторождении метасоматический способ образования серы и кальцита и отсутствие (по данным баланса) необходимости сколько-нибудь значительного дополнительного привноса серы показывает, что в данных условиях источником образования серы был сероводород не привнесенный, а образовавшийся на месте. Во всяком случае этого сероводорода было достаточно, чтобы обеспечить образование всей массы серы в рудах. При этом изотопный состав серы, указывающий на биогенную природу  $H_2S$ , подтверждает, что его образование вполне могло происходить и в рассматриваемых низкотемпературных условиях при участии микроорганизмов. Источником ионов  $SO_4^{2-}$  для образования  $H_2S$  служили сульфатные минералы исходных пород, распространенные непосредственно на месте рудоотложения.

Осаждение большинства минеральных соединений происходило в результате взаимодействия компонентов растворов с соединениями сульфата кальция пород. Осаждению  $CaCO_3$  способствовала жизнедеятельность сульфатредуцирующих, а элементарной серы - тионовых бактерий.

Растворы несли в своем составе компоненты C, Sr, Ba, F и др. Наличие этих компонентов и принадлежность углерода к соединениям нефтяного ряда позволяют уверенно считать, что в составе растворов

участвовали воды "нефтяного" типа.

Растворы, вызывавшие в породах преобразования двух типов - рудного и безрудного, отличались рядом особенностей химизма. Первые из них характеризовались более окислительной обстановкой, благоприятной для отложения серы, и более высоким дефицитом насыщения по отношению к сульфату кальция, что могло быть обусловлено лишь более интенсивным влиянием вод атмосферного происхождения (несущих кислород и слабеминерализованных). Таким образом, можно считать, что в формировании состава минералообразующих растворов участвовали три главные составляющие: воды "нефтяного" типа, воды атмосферного происхождения и один из минеральных компонентов вмещающих пород - сульфат кальция. Другие компоненты исходных пород, и в частности первичный кальцит, непосредственного участия в химическом взаимодействии не принимали.

8. Карбонатные участки пород и контакты с ними ангидритов вместе с тектоническими нарушениями выполняли роль проводников для растворов. Сульфаты же, помимо их важнейшей роли как источника серы, являлись по существу и единственным "источником объема" для рудонакопления, поскольку пористость исходных пород и даже карбонатных их участков ничтожно мала, среди трещин преобладают закрытые, а карбонаты растворению не подвергаются. Поэтому возможность растворения сульфатных минералов еще и по этой причине в значительной мере лимитировала возможность массового серообразования.

9. Реакции растворов с минералами исходных пород осуществлялись в очень тонкой (от единиц микрон и менее до десятков микрон) "пленке" раствора. В полостях, возникших в ходе рудообразования, происходила свободная кристаллизация из растворов практически без непосредственного взаимодействия с минералами вмещающих пород.

Данные о химизме процессов рудообразования позволяют записать их в виде последовательного ряда реакций, которые для удобства их

дальнейшего использования помещены в главе IV.

Ю. Ряд выводов, важных при решении вопросов о палео- и отчасти о современном динамическом режиме подземных вод, вытекает из закономерностей распространения в ангидритовой толще гипсов, связанных с воздействием на породы вод разного генезиса (и подтверждается сходными закономерностями распространения в толще карста - см. гл. У).

При мощности ангидритовой толщи, превышающей несколько десятков м, вертикального - "транзитного" через всю толщу сверху вниз до ее нижних горизонтов проникновения вод атмосферного происхождения не происходит, т.е. сама масса ангидритов толща по отношению к ее нижним горизонтам представляет водонепроницаемую покрывку. Это справедливо как для настоящего времени, так, несомненно, и для периода, когда эрозионный врез долины был незаполненным.

Проникновение вод атмосферного происхождения к тем участкам ангидритовой толщи, где осуществлялось рудообразование, могло происходить путем миграции вод либо сверху вниз по падению пород, преимущественно вдоль нижнего контакта толщи, либо через подстилающие гиссарские известняки вместе с пластовыми водами.

Для осуществления такого проникновения толща ангидритов в приводовых частях структуры должна быть в значительной степени разрушена при сохранении ее мощности не более нескольких десятков метров или при наличии непосредственных, хотя бы локальных выходов на поверхность ~~водоносного комплекса~~ известняков гиссарской свиты.

Область питания водоносного комплекса гиссарских известняков являются площади непосредственного их выхода на поверхность и обычно прилежащие к ним участки с небольшой мощностью покрывающей ангидритовой толщи. В период образования глубокого вреза долины и существования его незаполненным, несмотря на то, что ангидритовая толща на значительных площадях прибортовых участков долины была выведена в зону активного водообмена, область питания водоносного комплекса

вероятно не превышала по размерам современной. Не было также проникновения в водоносный комплекс вод поверхностных и из аллювиальных отложений со стороны древнего вреза.

Скорость возникновения вреза была значительной, а длительность существования его незаполненным - небольшой.

Горизонты серных залежей, расположенные в настоящее время ниже пьезометрического уровня, после своего образования из-под этого уровня не выводились.

Глава IV. СОВРЕМЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ  
ГАУРДАКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (по гидрогеохимическим  
и микробиологическим данным)

Некоторые сведения по гидрогеологии Гаурдак-Кугитангского  
района

В этом разделе приводятся лишь отдельные сведения о подземных водах района, необходимые для понимания дальнейших палеогидрогеохимических реконструкций. Используются, главным образом, данные, изложенные в работах М.С.Гуревича с соавторами (1964ф, 1967) и В.Н.Озябкина с соавторами (1967ф), поскольку в них обобщен и материал предшествующих исследований по этим вопросам.

Территория района рассматривается большинством исследователей (Каменский, Толстихина, Толстихин, 1959; Гуревич с соавторами, 1964ф и др.) в составе системы малых артезианских бассейнов Южно-Таджикской складчатой гидрогеологической области. Район отнесен к Дехканабадскому или Маликско-Мукрынскому артезианскому бассейну, объединяющему два малых бассейна второго порядка - Мукрынский (на северо-западе) и Маликский, разделенных Гаурдак-Трбегатанской зоной антиклинальных поднятий.

Подземные воды, приуроченные к верхнеюрским отложениям - к гиссарским известнякам и к локально залегающим выше них серно-кальцитовым залежам - рассматриваются как единый водоносный комплекс. Для краткости в дальнейшем изложении будем называть его просто верхнеюрским. Пористость, водопроницаемость и водообильность пород комплекса неоднородны и находятся между собой в прямой зависимости (табл.8). Максимальные их значения характерны для серных руд, в связи с чем В.Н.Озябкин (1967ф) условно выделил серно-кальцитовые тела в самостоятельный водоносный горизонт локального распространения. В разрезе гиссарских известняков, в основном слабопроницаемых и слабо водообильных, выделяются

горизонты с повышенными значениями этих показателей. Их литологические особенности были рассмотрены в гл.Ш. Существенно, что такой горизонт устанавливается и в кровле толщ.

Верхнеррский водоносный комплекс перекрывается мощной толщей хемогенных отложений гаурдакской свиты и глинистых отложений карабильской свиты, образующих водонепроницаемую покрывку.

Основная область питания и создания напора водоносного комплекса находится за пределами района, к северо-востоку от него (Бедер I96I<sub>I,2</sub>). Пьезометрический уровень в районе понижается в юго-западном направлении. По данным В.Н.Озябкина, общее юго-западное направление движения подземного потока совпадает в целом с наибольшим уклоном так называемой базисной поверхности района. Оно осложнено наличием местных областей питания в пределах крупнейших поднятий и дренирующим влиянием речных долин — зон разгрузки приуроченных к их подножиям. Крупные тектонические нарушения района в гидрогеологическом отношении оценены В.Н.Озябкиным в целом как водопроницаемые зоны.

Рассмотренные выше выводы из литологических данных, а также приводимые в гл.У закономерности распространения в ангидритовой толще карета показывают, что областями питания, могут служить не только участки непосредственного выхода на поверхность гиссарских известняков, водопроницаемость которых не вызывает сомнений, <sup>но и</sup> прилегающие к ним площади с небольшой (первые десятки м) мощностью покрывающих известняки ангидритов. При такой мощности эти первично практически непроницаемые породы, благодаря процессам приповерхностного выщелачивания, становятся локально проницаемыми. Гидрогеологические данные о распределении в разрезе обводненных участков (Соколов, 1957 Ф; Озябкин и др., 1967Ф) подтверждает этот вывод. При большей мощности ангидритовой толщи она служит водонепроницаемой покрывкой.

По отношению к верхнеррскому водоносному комплексу Кугитангская антиклиналь представляет собой структуру раскрытую, Гаурдак-

ская и Тибегатанская - частично, раскрытые, причем Тибегатанская лишь на ограниченной площади в юго-западной части.

Таблица 8

ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДОНОСНОСТИ ПОРОД

Свита	Породы		Открытая пористость <sup>*)</sup>		Водопроницаемость, коэффициент фильтрации, м/сутки	Водообильность, среднее значение удельного дебита скв., л/сек. на 1 м <sup>2</sup> )
			Тип пористости	Средние значения		
Гаурданская	Ангидриты			< 0,1	практически непрониц., < 0,001	0,0004
	Серно-кальциевые породы		межгранулярная, трещинная и карстовая мегапористость	7-10	очень хорошая проницаемость, 1-100	13,2
Гиссарская	Известняки	горизонты с повышенной пористостью	межгранулярная	2-4	Средняя проницаемость, 0,1-0,01	0,0241
			трещинная	0,1-0,2		
	основная часть разреза толщи	межгранулярная	0,1-0,2	слабая проницаемость, около 0,01	0,0178	
		трещинная	0,2-0,3			

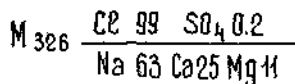
<sup>\*)</sup> Данные М.Г. Ромашовой (1961), Е.С. Парникеля (1965 ф), К. Томашаева (1963 ф), и автора. <sup>\*\*)</sup> Данные В.Н. Озьякина.

По ионно-солевому составу воды верхнеюрского комплекса в области его глубокого залегания являются весьма крепкими хлоридными кальциево-натриевыми рассолами. Общее представление об их составе дает скв. IПГ, в которой эти воды вскрыты к западу от Гаурданского месторождения вне связанной с ним гидрохимической аномалии, на глубине 1101 м, на абс.отм. минус 708 м.

Скв. IПГ

интервал

660-1149 м



Характерно повышенное содержание в водах кальция, ничтожная сульфатность, высокие содержания микрокомпонентов: брома (1320 мг/л), йода (25 мг/л), борной кислоты (2537 мг/л), лития (67 мг/л), стронция (900 мг/л). Содержание растворенного в водах сероводорода составляет 714 мг/л, E<sub>h</sub> = минус 133 мв.

Сходные по составу рассолы получены из гиссарских известняков

в зонах их глубокого залегания в ряде прилежащих районов Восточной Туркмении и Западного Узбекистана (Гуревич и др., 1969Ф).

В пределах трех крупнейших структур Гаурдак-Кугитангского района пластовые воды верхнеюрского комплекса по ряду признаков отличаются от рассмотренных, что связано прежде всего с наличием в пределах этих структур местных областей питания. При этом с переходом от глубоко погруженных и гидрогеологически наиболее закрытых участков водоносного комплекса к областям инфильтрации наблюдается зональное изменение состава вод, наиболее четко проявляющееся и лучше всего изученное в пределах Гаурдакского серного месторождения, на примере которого и рассматривается ниже.

Многие из отмеченных и ряд других показателей вод верхнеюрского комплекса являются характерными для глубинных щелочно-земельно-натриевых рассолов типа <sup>КОНТУРНЫХ</sup> вод нефтяных месторождений (Соколов, 1957Ф; Казаков и др., 1963; Гуревич и др., 1964Ф). К таким показателям относятся как прямые: значительные (до II мг/л) содержания органического вещества нефтяного ряда (в том числе нафтеновых кислот, фенолов) и высокие концентрации в составе насыщающих воды газов высших углеводородов; так и косвенные: общий ионно-солевой состав, высокие значения минерализаций, повышенные содержания ряда микрокомпонентов (иода, брома, аммония, бора, лития, стронция, бария, фтора), а также некоторые другие газовые и ряд гидродинамических показателей. Кроме того, устанавливается связь этих вод с отдельными небольшими нефте- и газопроявлениями в пределах района (и с месторождениями - на смежных территориях), а также с упоминавшимися широко распространенными микропроявлениями жидких и твердых битумов в породах водоносного комплекса.

Биогидрохимическая зональность на Гаурдакском месторождении

На Гаурдакском месторождении верхнеюрский водоносный комплекс представлен, главным образом, верхним горизонтом гиссарских известняков, характеризующимся несколько повышенной водопроницае-



мостью, и серно-кальцитовыми и кальцитовыми телами.

Данные ориентировочной оценки баланса подземных вод в области Гаурдакского поднятия и характер распределения гидростатических напоров в разрезе (Озябкин и др., 1967Ф), а также приводимые ниже особенности гидрохимической зональности свидетельствуют, что в питания водоносного комплекса на участке месторождения принимают участие воды как глубинного, так и атмосферного происхождения, при подчиненной роли последних. Атмосферное питание осуществляется преимущественно в пределах присводовых частей западного склона Гаурдакской структуры. Поступления инфильтрационных вод со стороны Кугитангского поднятия по мнению большинства исследователей не происходит. В целом участок месторождения может рассматриваться как очаг разгрузки напорных вод и одновременно как местная область питания.

Пьезометрический уровень на месторождении понижается с востока на запад от абс.отм. около 480 м до 450 м. На западе воды в скважинах самоизливающиеся. Направление движения подземных вод, по данным В.Н.Озябкина, преимущественно западное и юго-западное.

Результаты гидрохимических и микробиологических исследований показали наличие на месторождении сопряженного зонального изменения конно-солевого, газового и бактериального состава подземных вод верхнеюрского комплекса. Это позволило М.С.Гуревичу с соавторами (1964Ф, 1967); развивая намеченную ранее А.С.Соколовым (1957Ф) схему, выделить здесь три биогидрохимические зоны (снизу вверх) восстановительную, переходную и окислительную.

Воды наиболее погруженных в пределах месторождения участков водоносного комплекса-восстановительной зоны - представлены высоконцентрированными (с минерализацией 180 - 200 г/л, а иногда и несколько более) рассолами хлоридного кальциево-натриевого состава. Для них характерны все отмеченные признаки нефтяных вод, в том числе: значительные (5-11 мг/л) содержания органического вещества нефтяного типа, концентрация которого пропорциональна минерализа-

ции вод, обычно довольно высокие концентрации в составе растворенных газов тяжелых углеводородов; небольшие (до 2% - экв.) содержания иона  $SO_4^{2-}$ ; повышенные (хотя и несколько более низкие, чем в скв. IПГ) содержания микрокомпонентов. Эти признаки свидетельствуют о преобладающей роли глубинных вод в составе вод данной зоны.

Важными показателями вод зоны являются очень высокие концентрации сероводорода (до 1400 мг/л) и низкие значения Eh (от -154 до -100 мв). Микроорганизмы "круговорота серы" (Иванов, 1964) представлены преимущественно сульфатредуцирующими бактериями в неактивном и слабоактивном состоянии. Существенно, что в водах упоминавшейся выше скв. IПГ эти группы микроорганизмов не обнаружены (Померанц, 1969).

Верхняя граница зоны находится примерно на 200 м ниже уровня подземных вод.

Для вышележащей зоны пластовых вод - переходной - характерно снижение минерализации (преимущественно до 60-15 г/л), содержания органического вещества (до 2 мг/л) и концентрации сероводорода (до 50 - 250 мг/л); повышение Eh (до минус 100 - плюс 180 мв) и параллельное возрастание содержания иона  $SO_4^{2-}$  (до 3-6% - экв). Широко развиты и находятся в активном состоянии сульфатредуцирующие и тионовые бактерии.

Для вод обеих зон характерно присутствие иона  $Sr^{2+}$ , содержание которого повышается в направлении погружения пород в прямой зависимости от минерализации вод и в обратной - от содержания в них иона  $SO_4^{2-}$  (рис. 15). Аналогичные закономерности, судя по небольшому количеству определений, намечаются и для  $Ba^{2+}$ , содержание которого обычно на 1-2 порядка меньше, чем  $Sr^{2+}$ . Реакция среды в пределах обеих зон преимущественно слабокислая или близкая к нейтральной (рН от 5,4 до 7,2).

Последовательность изменения био- и гидрохимических показателей от восстановительной зоны к переходной и в пределах самих зон подтверждает вывод об участии в формировании их состава вод как

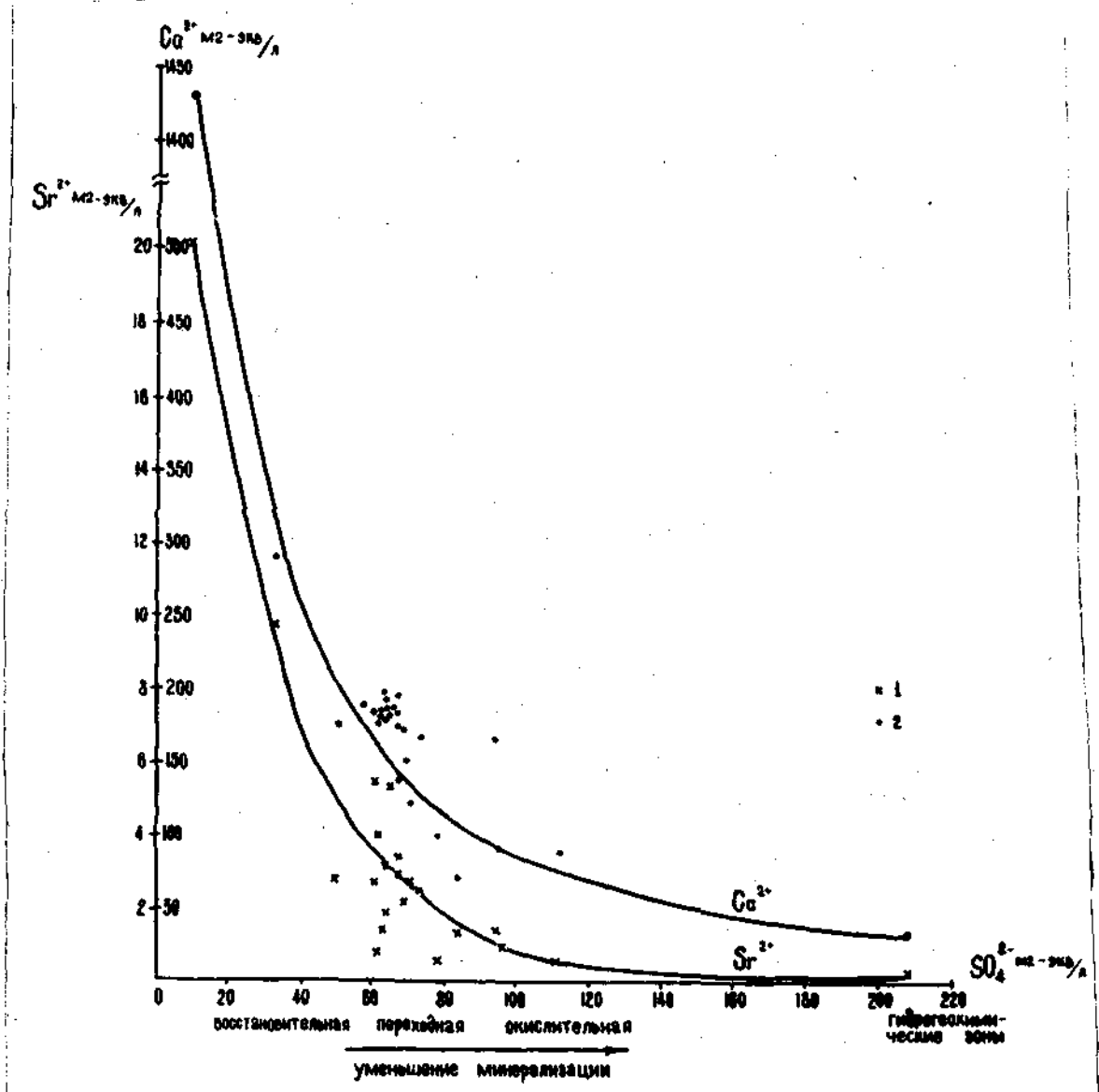


Рис. 15. Графики зависимости содержания ионов  $Ca^{2+}$  и  $Sr^{2+}$  от содержания ионов  $SO_4^{2-}$  в подземных водах Гаурдакского месторождения.  
1, 2 - содержание ионов: 1 -  $Sr^{2+}$ ; 2 - содержание ионов  $Ca^{2+}$ .

глубинного, так и поверхностного происхождения, при возрастающей роли последних вверх по восстанию пласта. Интересно, что<sup>В</sup> дебите источника Шуар-Кярнз, дренирующего воды переходной зоны, устанавливается четкая зависимость от времени года и количества выпадающих осадков (Пересунько, 1956Ф).

Выше уровня подземных вод - в окислительной зоне - локально развиты воды сульфатно-кальциевого типа с относительно низкой (3 - 50 г/л) минерализацией. Наличие в этих водах кислорода и отсутствие сероводорода обуславливает высокие значения  $E_h$  (от +300 до +650 мв). Содержание иона  $SO_4^{2-}$  высокое (51-98% - экв.). Реакция среды кислая (рН 0,4-2,3). Характерно активное развитие окисляющих серу бактерий *Th. Thiooxidans*. Воды представлены преимущественно незначительными каплями в шахтах. Интенсивность их четко зависит от времени года. Максимальна она непосредственно выше уровня подземных вод - на абс.отм. 480 - 490 м.

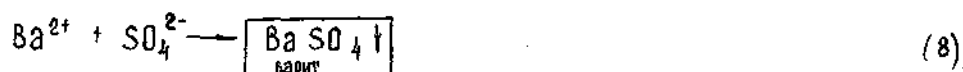
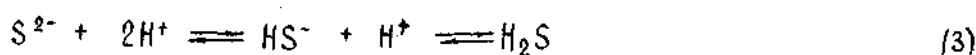
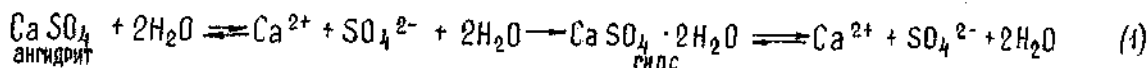
Сходный комплекс гидрохимических и микробиологических показателей характерен для подземных вод и других сероносных районов. На многих из них устанавливается аналогичная или близкая зональность изменения этих показателей. Наиболее отчетливо она проявляется на месторождении Шорсу (Юркин, 1962<sub>I</sub>) и в Среднем Поволжье (Станкевич, Азизов, 1968).

Температура подземных вод в разрезе Гаурдакского месторождения изменяется в небольшом интервале, в основном от 22-23 до 25-27°С.

Учитывая, что в питании водоносного комплекса участвуют воды атмосферного происхождения, просачивающиеся через известняки, частично через ангидриты (гипсы) или вдоль их контакта, в таблице 13. для сопоставления приведен состав вод, вмещаемых этими породами в зоне активного водообмена.

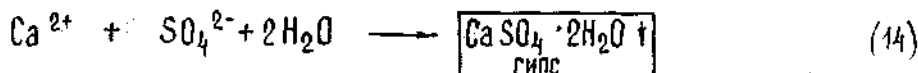
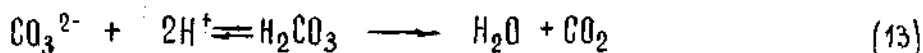
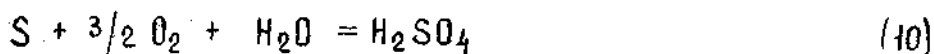
Современные биохимические гидрогеохимические и микробиологические процессы на Гаурдакском месторождении

Приведенные ранее выводы об особенностях химизма процессов серообразования на Гаурдаке позволяют записать их схематически следующим рядом реакций:



Реакция I характеризует процессы гидратации и растворения сульфата кальция, реакции 2-4 - образования сероводорода и серы, 2, 5, 6, - кальцита, 7- 9 - целестина, барита и флюорита. Течение реакций восстановления сульфатной серы до сульфидной (2) и последующего ее окисления до серы элементарной (4) осуществляется в значительной степени биохимическим путем - при участии сульфатредуцирующих (2) и тионовых (4) бактерий.

Процессы, сопровождающие окисление серных руд и ведущие к замещению серы и кальцита гипсом, могут быть записаны следующими реакциями:



Течение реакции окисления элементарной серы до сульфатной (10) обеспечивается деятельностью бактерий группы *Th.Thiooxidans* (Иванов, 1964; Соколова и Каравайко, 1964 и др.).

Некоторые из признаков приведенной характеристики гидродина-

x) Наряду с реакцией (4), по-видимому, происходит также окисление до элементарной серы ионов  $\text{HS}^-$  и  $\text{S}^{2-}$ .

мического режима и гидрогеохимической обстановки подземных вод в разрезе месторождения могут рассматриваться как предпосылки для осуществления здесь и в настоящее время комплекса процессов, связанных с серообразованием. К таким признакам относятся следующие. Подземные воды на месторождении образуются при смешении богатых органическим веществом рассолов ("нефтяных" вод) со слабо минерализованными и пресными водами атмосферного происхождения. Присутствующего в этих водах органического вещества достаточно, чтобы обеспечить течение процесса сульфатредукции (Гуревич и др., 1964Ф). Воды "смешения" имеют доступ в сульфатные и сульфатоносные породы, т.е. имеют возможность непосредственно взаимодействия с сульфатными минералами. Комплекс биохимических показателей оценен М.С. Гуревичем с соавторами (1967) как благоприятный для современного образования элементарной серы (см. ниже). В водах устанавливаются все компоненты ионно-солевого и газового состава, сопутствующие течению процессов образования минерального парагенезиса серы.

Современный процесс отложения серы и кальцита наблюдался на Гаурдаке многими исследователями на стенках карстовой полости источника Шуар-Кярыз, дренирующего воды переходной зоны,

В сходных с Гаурдакским месторождением гидрогеохимические условия некоторых других серных месторождений наблюдается отложение из подземных вод самородной серы, кальцита, гипса, целестина. Комплекс обычных для этих вод гидрохимических и микробиологических показателей рассматривается как характерный для среды современного минерало- (рудо) образования (Юшкин, 1962<sub>I</sub>, 1968<sub>I</sub>; Иванов, 1964 и др.).

Все это дает основание остановиться более подробно на оценке вероятности современного осуществления в условиях Гаурдакского месторождения комплекса различных процессов, связанных с серообразованием, путем совместного анализа гидрохимических и микробиологических показателей подземных вод.

Об оценке микробиологических показателей

Биохимические данные (Иванов, 1964; Гуревич и др., 1967; Померанц, 1968, 1969) говорят, как упоминалось, о вероятности осуществления на современном этапе на Гаурдакском месторождении процессов круговорота серы (2,4,9). При этом в водах восстановительной зоны вероятен лишь слабоактивный процесс сульфатредукции (2), имеющий видимо, затухающий характер в связи с накоплением здесь  $H_2S$  до таких высоких концентраций, при которых он оказывает токсичное "угнетающее" действие на активность производящих его бактерий. В водах переходной зоны вероятно активное течение процессов микробиологического образования сероводорода (2,3) и его бактериального и химического окисления до элементарной серы (4). Условия данной зоны рассматриваются как оптимальные для образования серы, а сама зона названа зоной современного серообразования (Гуревич и др., 1970). Существенно, что интервал значений  $E_h$ , характерных для этой зоны на Гаурдакском месторождении (от -100 до +180 мв), совпадает с тем интервалом  $E_h$ , где поля жизнедеятельности сульфатредуцирующих и тионовых бактерий переkreшиваются (Баас-Бекинг и др., 1963; Джкин, 1968<sub>1</sub>).

Поскольку с процессом сульфатредукции связано образование углекислоты - источника гидрокарбонатных (и карбонатных) ионов, то микробиологические данные служат также косвенным показателем возможного течения реакции (6) - образования вторичного кальцита.

Результаты определений калий-аргоновым методом относительного возраста газов, растворенных в подземных водах (Гуревич и др., 1964ф) свидетельствуют об относительно более позднем образовании  $H_2S$  и  $CO_2$  по сравнению с углеводородными газами. Образование сероводорода за счет восстановления сульфатов подтверждается результатами изотопного анализа серы сероводорода (Гуревич и др., 1969ф).

В водах окислительной зоны микробиологические показатели

указывают на активное течение процесса бактериального окисления серы (Ю). Модель окислительного процесса, как справедливо отмечает Л.Б.Померанц (1969), может служить современное микробиологическое окисление серы на стенках карстовой полости ист.Шуар-Кярыз. Оно началось здесь после искусственного понижения уровня сероводородных вод уже в процессе эксплуатации месторождения.

Помимо биохимического изучения подземных вод на Гаурдакском месторождении был выполнен анализ интенсивности микробиологических процессов в образцах пород (Померанц, Беленицкая, 1969). Он проводился параллельно с детальным литологическим изучением этих пород и позволил установить на месторождении прямую зависимость между активностью в породах различных групп микроорганизмов круговорота серы и интенсивностью различных типов преобразований пород. Такая зависимость проявляется как для изменений исходных пород, связанных с серообразованием: между десульфатизацией, кальцитизацией, осернением, развитием пустот и др. и активностью сульфатредуцирующих и тионовых бактерий, так и для процессов окисления руд: между интенсивностью их вторичного огипсования и активностью развития в них окисляющих серу бактерий. Последняя зависимость прослеживается и в крупных масштабах: в приуроченности максимумов интенсивности проявления этих геохимических и микробиологических процессов к одному гипсометрическому уровню (к интервалу абс.отм.480-490 м), а также к одним и тем же участкам (обычно к наиболее трещиноватым и закарстованным зонам). Наличие таких зависимостей является еще одним подтверждением участия во всех отмеченных преобразованиях пород микроорганизмов, а также осуществления этих преобразований на современном этапе.

Все отмеченные данные достаточно определенно обосновывают вероятность современного течения в разрезе месторождения процессов образования серы и косвенно - кальцита, а также процессов окисления серы.



## Анализ гидрохимических данных

Теперь попытаемся дать оценку физико-химической вероятности течения в современных условиях месторождения реакций I, 6 - 9, I2, I4, т.е. вероятности участия в химических взаимодействиях основных составляющих вмещающих пород (ангидрита и первичного кальцита), образования парагенных сере минералов, а также процессов преобразования минералов в зоне окисления.

### Методика расчетов

Количественная интерпретация гидрохимических данных для условий экзогенных месторождений самородной серы применялась М.В.Ивановым (1964), который, используя эмпирическое уравнение карбонатного равновесия Кольтгофа, показал, что для подземных вод этих месторождений характерна пересыщенность по отношению к  $\text{CaCO}_3$ .

Для условий высококонцентрированных растворов, какими являются подземные воды Гаурдакского месторождения, проведение такого рода расчетов требует обязательного применения метода активности.

Характер равновесия ионно-солевого состава подземных вод с компонентами (минеральными соединениями) вмещающих эти воды пород анализировался нами путем проведения расчетов, основанных на уравнениях закона действующих масс. Методика такого рода расчетов описана в ряде геохимических исследований (Левченко, 1950 и др.; Гаррелс и Крайст, 1968; Бартон, 1960; Зверев, 1967; Гончаров, 1967 и др.). Ниже приводятся лишь основные использованные положения по изложению их И.М.Кольтгофом и др. (1950) и Б.П.Надеински (1959).

Из минеральных соединений водовмещающего комплекса Гаурдакского месторождения в рассмотрение были включены основные породообразующие минералы вмещающих серные залежи пород (кальцит, ангидрит) и основные новообразования серных залежей (кальцит, целестин, барит, флюорит). Рассмотрен также ряд минеральных соединений, характерных для других экзогенных месторождений серы (магне-

зит  $MgCO_3$ , стронцианит  $SrCO_3$ , селлаит  $MgF_2$  и др.).

Аналогичная группа соединений, подлежащих рассмотрению (с точки зрения возможности их осаждения), получается, если выбор производить другим — "чисто" химическим путем. Возможные сочетания основных ионов солевого состава подземных вод месторождения могут быть разделены на две группы, дающие относительно хорошо и трудно растворимые (при  $25^{\circ}C$ ) соединения (табл. 9). Для соединений из группы хорошо растворимых сравнение значений их растворимости с наблюдаемыми их концентрациями в подземных водах Гаурдакского месторождения (табл. 13) однозначно показывает, что все они очень далеки от насыщения и из таких вод, естественно, осаждаться не должны. Ближе других к насыщению находится  $NaCl$  в наиболее концентрированных глубинных водах. Однако и по отношению к  $NaCl$  эти воды недосыщены. Таким образом, соединения этой группы рассмотрению не подлежат. Группа относительно трудно растворимых соединений примерно совпадает с комплексом выделенных выше минеральных соединений, будучи несколько шире.

В приводимых ниже расчетах использованы химические анализы проб подземных вод по данным М.С. Гуревича с соавторами (1964Ф), В.Н. Озябкина с соавторами (1967Ф) и Л.Б. Померанц (1969).

Вопрос о возможности растворения или осаждения решался путем вычисления произведений активностей ~~(и)~~ ионов в исследуемых растворах и их сравнения с произведениями растворимости ( $L$ ) соответствующих соединений, определяемыми по справочникам (табл. 10).

Активность ионов<sup>(а)</sup> определялась по формуле:  $a = \gamma \cdot c$ , где  $\gamma$  — коэффициент активности,  $c$  — молярная концентрация иона (мол/л). Произведение активностей ионов находилось из соотношения (для случая  $CaSO_4$ ):  $a_{Ca^{2+}} \cdot a_{SO_4^{2-}} = \gamma_{Ca^{2+}} \cdot \gamma_{SO_4^{2-}} \cdot c_{Ca^{2+}} \cdot c_{SO_4^{2-}} = \gamma_{\pm CaSO_4}^2 \cdot c_{Ca^{2+}} \cdot c_{SO_4^{2-}}$ , где  $\gamma_{\pm CaSO_4}$  — средний коэффициент активности соединения,  $\gamma_{\pm CaSO_4} = (\gamma_{Ca^{2+}} \cdot \gamma_{SO_4^{2-}})^{1/2}$ .

Все расчеты выполнены для молярных концентраций.

РАСТВОРИМОСТЬ (‰, ‰) НЕКОТОРЫХ СОЕДИНЕНИЙ В ВОДЕ ПРИ 25°C  
(Справочник, 1964)

	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Sr <sup>2+</sup>	Ba <sup>2+</sup>
Cl <sup>-</sup>	360	360	872,5	555	555	374
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	279	120,5	209	374	0,114	24 · 10 <sup>-3</sup>
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	294	1123	9,8 · 10 <sup>-3</sup>	1,2	6,0 · 10 <sup>-3</sup>	1,8 · 10 <sup>-3</sup>
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	916	379	1381	751	795	103,2
F <sup>-</sup>	43,5	1016	1,6 · 10 <sup>-2</sup>	7,5 · 10 <sup>-3</sup>	11,7 · 10 <sup>-3</sup>	1,61
Br <sup>-</sup>	946	681	1530	1033	1052	1000
I <sup>-</sup>	1840	1486	2158	1481	1830	2216

Обведены цифры, соответствующие относительно трудно растворимым соединениям

Таблица 10

ЗНАЧЕНИЯ ПРОИЗВЕДЕНИЙ РАСТВОРИМОСТИ СОЕДИНЕНИЙ

Соединение	Произведение растворимости, L	Источник
CaSO <sub>4</sub> · 2H <sub>2</sub> O	3,72 · 10 <sup>-5</sup>	Зверев, 1967
CaSO <sub>4</sub>	6,9 · 10 <sup>-5</sup> (?)	Рассчитано автором
CaCO <sub>3</sub>	0,93 · 10 <sup>-8</sup>	Справочник, 1964
CaF <sub>2</sub>	3,4 · 10 <sup>-11</sup>	там же
SrSO <sub>4</sub>	2,8 · 10 <sup>-7</sup>	там же
SrCO <sub>3</sub>	1,6 · 10 <sup>-9</sup>	там же
SrF <sub>2</sub>	3,4 · 10 <sup>-9</sup>	там же
BaSO <sub>4</sub>	1,08 · 10 <sup>-10</sup>	там же
BaCO <sub>3</sub>	8,1 · 10 <sup>-9</sup>	там же
BaF <sub>2</sub>	1,7 · 10 <sup>-6</sup>	там же
MgCO <sub>3</sub>	2,0 · 10 <sup>-9</sup>	там же
MgF <sub>2</sub>	7,1 · 10 <sup>-9</sup>	там же

Таблица 11

ОТНОШЕНИЯ АКТИВНОСТЕЙ ИОНОВ  
ДЛЯ НЕКОТОРЫХ РАВНОВЕСНЫХ СИСТЕМ

	Ca <sup>2+</sup>	Sr <sup>2+</sup>	Ba <sup>2+</sup>
a) $\frac{a_{CO_3^{2-}}}{a_{SO_4^{2-}}}$	0,25 · 10 <sup>-3</sup> (Г) " "	5,7 · 10 <sup>-3</sup>	75
b) $\frac{a_{Sr^{2+}}}{a_{Ca^{2+}}}$		$\frac{a_{Ba^{2+}}}{a_{Ca^{2+}}}$	$\frac{a_{Ba^{2+}}}{a_{Sr^{2+}}}$
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	7,5 · 10 <sup>-3</sup> (Г) 4,1 · 10 <sup>-3</sup> (А)	0,29 · 10 <sup>-3</sup> (Г) 0,16 · 10 <sup>-3</sup> (А)	0,37 · 10 <sup>-3</sup>
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	0,17	0,87	5,06
c) $\frac{a_{Ca^{2+}}}{a_{Mg^{2+}}}$			
	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	F <sup>-</sup>	
	4,65 · 10 <sup>-3</sup>	4,79 · 10 <sup>-3</sup>	

"Значки (Г) или (А) указывают, для какого из соединений системы значения рассчитаны соответственно: соответственно для CaSO<sub>4</sub> · 2H<sub>2</sub>O или CaSO<sub>4</sub>.

Таблица 12

РЕЗУЛЬТАТЫ ВЫЧИСЛЕНИЯ АКТИВНОСТИ ИОНОВ И СРЕДНИХ КОЭФФИЦИЕНТОВ АКТИВНОСТИ СОЕДИНЕНИЙ

мольная доля, M	Y <sub>CaSO<sub>4</sub></sub> (Зверев, 1967)	Y <sub>KCl</sub> <sup>*)</sup>	Y <sub>CaCl<sub>2</sub></sub> <sup>*)</sup>	Y <sub>Ca<sup>2+</sup></sub> <sup>*)</sup> = $\frac{Y_{CaCl_2}}{Y_{KCl}}$	Y <sub>K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub></sub> <sup>*)</sup>	Y <sub>SO<sub>4</sub><sup>2-</sup></sub> <sup>*)</sup> = $\frac{Y_{K_2SO_4}}{Y_{KCl}}$	Y <sub>SO<sub>4</sub><sup>2-</sup></sub> <sup>*)</sup> = $\frac{Y_{CaSO_4}}{Y_{Ca^{2+}}}$	Y <sub>CaSO<sub>4</sub></sub> <sup>*)</sup> среднее	Y <sub>MgCl<sub>2</sub></sub> <sup>*)</sup>	Y <sub>Mg<sup>2+</sup></sub> <sup>*)</sup> = $\frac{Y_{MgCl_2}}{Y_{KCl}}$	Y <sub>SrCl<sub>2</sub></sub> <sup>*)</sup>	Y <sub>Sr<sup>2+</sup></sub> <sup>*)</sup> = $\frac{Y_{SrCl_2}}{Y_{KCl}}$	Y <sub>Sr<sup>2+</sup></sub> <sup>*)</sup> = $\frac{Y_{BaCl_2}}{Y_{Ca^{2+}}}$	Y <sub>Ba<sup>2+</sup></sub> <sup>*)</sup> = $\frac{Y_{BaCl_2}}{Y_{Ca^{2+}}}$	Y <sub>Ba<sup>2+</sup></sub> <sup>*)</sup> = $\frac{Y_{BaCl_2}}{Y_{Sr^{2+}}}$	Y <sub>CaSO<sub>4</sub></sub> <sup>*)</sup> = $\frac{Y_{CaSO_4}}{Y_{Ca^{2+}}}$		
0,001				0,870*				0,067*		0,872*		0,868*	0,752		0,868	0,752	0,664*	
0,003	0,630																	
0,005	0,555			0,749*				0,740*		0,755*		0,744*	0,530		0,744	0,530	0,888*	
0,01	0,446			0,675*				0,660*		0,690*		0,670*	0,442		0,670	0,442	0,902*	
0,025	0,300			0,570*				0,545*		0,595*		0,556*	0,292		0,555	0,292	0,860*	
0,05	0,218			0,485*				0,445*		0,520*		0,465*	0,202		0,465	0,202	0,820*	
0,1	0,150			0,405*				0,335		0,450*		0,380*	0,127		0,380	0,127	0,765	
0,3	0,048	0,668	0,518	0,294	0,436	0,187	0,161	0,174	0,528	0,311	0,515	0,287	0,0501	0,508	0,262	0,046	0,695	
0,6	0,031	0,636	0,472	0,260	0,355	0,115	0,119	0,115	0,488	0,287	0,468	0,251	0,0291	0,450	0,226	0,026	0,662	
0,9	0,022	0,609	0,455	0,253	0,311	0,081	0,087	0,085	0,476	0,291	0,446	0,240	0,0204	0,425	0,210	0,018	0,652	
1,2	0,017	0,591	0,448	0,258	0,283	0,065	0,066	0,065	0,475	0,308	0,438	0,238	0,0153	0,411	0,201	0,013	0,652	
1,4	0,015	0,583			0,266	0,050	0,057	0,054	0,480	0,324	0,434	0,239	0,0129	0,405	0,200	0,010	0,654	
1,6	0,014	0,578			0,253	0,048	0,051	0,049	0,487	0,348	0,433	0,242	0,0119	0,400	0,193	0,0096	0,660	
1,8	0,013	0,574	0,453	0,253	0,240	0,042	0,046	0,044	0,493	0,365	0,434	0,250	0,0110	0,397	0,195	0,0096	0,671	
2,0	0,012	0,572	0,461	0,300	0,230	0,037	0,040	0,038	0,503	0,395	0,436	0,254	0,0097	0,397	0,197	0,0075	0,682	
	0,012	0,569	0,478	0,337			0,033	0,033	0,533	0,468	0,449	0,282	0,0093	0,397	0,198	0,0065	0,712	
3,0	0,013	0,571	0,305	0,396			0,0328	0,0328	0,575	0,583	0,468	0,313	0,0103	0,402	0,199	0,0063	0,745	
3,5	0,014	0,577	0,339	0,474			0,0296	0,0296	0,630	0,753	0,494	0,361	0,0105	0,411	0,209	0,0062	0,786	
4,0	0,015	0,583	0,385	0,585			0,0257	0,0257	0,699	0,996	0,525	0,424	0,0110	0,423	0,222	0,0057	0,830	
6,4																		1,107

\* Справочник (1964) с переводом молярных концентраций в моляры.

Присутствующие в породах два соединения сульфата кальция: ангидрит и гипс - имеют разную растворимость, составляющую при 25°С у ангидрита 0,27 г/100 г H<sub>2</sub>O, у гипса 0,209 г/100 г H<sub>2</sub>O<sup>х</sup>) (Справочник, 1964). Расчет величины произведения растворимости гипса имеется, в специальном гидрогеохимическом исследовании системы гипс - подземные воды (Зверев, 1967). Он выполнен по методу С.Глестона (1951): путем выведения графической зависимости концентрации сульфата кальция от молярной силы раствора (по экспериментальным данным) и последующей экстраполяции до бесконечного разведения. Для ангидрита аналогичный расчет выполнен быть не может из-за отсутствия экспериментальных данных о растворимости ангидрита в растворах различной концентрации. Используя имеющееся значение растворимости ангидрита в воде (2,7г/100 г H<sub>2</sub>O) и, считая зависимость растворимости ангидрита от молярной силы раствора в пределах рассматриваемых концентраций растворов (0 < m < 1) примерно аналогичной таковой для гипса, мы графически (рис.16) определили значение  $L^{1/2}CaSO_4 = 8,3 \cdot 10^{-3}$ , откуда  $L CaSO_4$  составляет  $6,9 \cdot 10^{-5}$ . Естественно, такой расчет дает лишь ориентировочную величину.

Данных о значении произведения растворимости доломита в нашем распоряжении не было.

Значения коэффициентов активности ионов и средних коэффициентов активности соединений рассчитывались в зависимости от молярной силы (m) исследуемых растворов. Значения средних коэффициентов активности соединения сульфата кальция заимствованы из работы В.П.Зверева (1967). Коэффициенты активности индивидуальных ионов  $Ca^{2+}$ ,  $Sr^{2+}$ ,  $Ba^{2+}$ ,  $SO_4^{2-}$  определены среднесолевым (по терминологии

х) Экспериментальные исследования растворимости гипса и ангидрита, проведенные В.И.Манихиным (1967), показали, что и при повышенных давлениях и при некотором повышении температуры растворимость ангидрита остается выше растворимости гипса, в частности в интервале давлений от 1 до 3000 кг/см<sup>2</sup> и температур 20-40°.

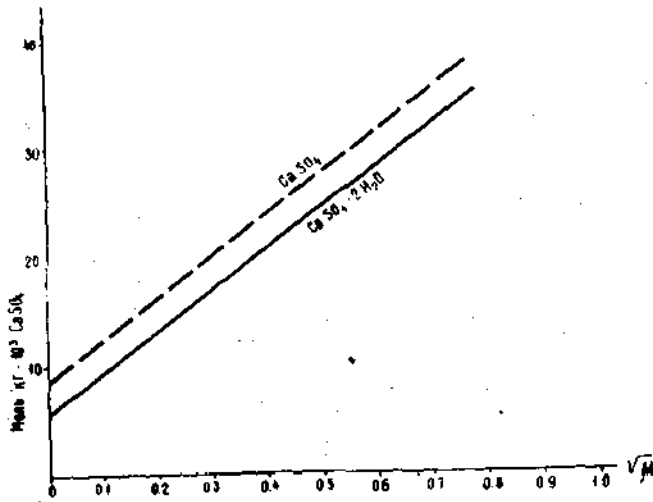


Рис.16. Экстраполяция данных по растворимости для соединенный сульфата кальция.

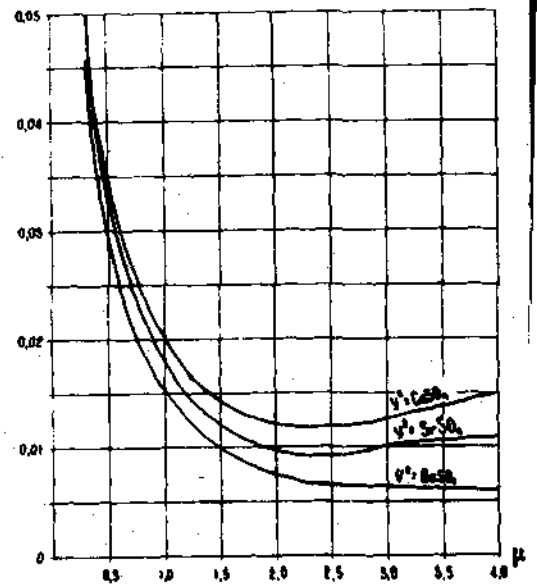


Рис.17. Графики зависимости значений коэффициентов активности ионов  $Ca^{2+}$ ,  $Sr^{2+}$ ,  $Ba^{2+}$ ,  $SO_4^{2-}$  и  $HCO_3^-$  от ионной силы раствора ( $\mu$ ) (для интервала  $\mu$  от 0.3 до 4.0).

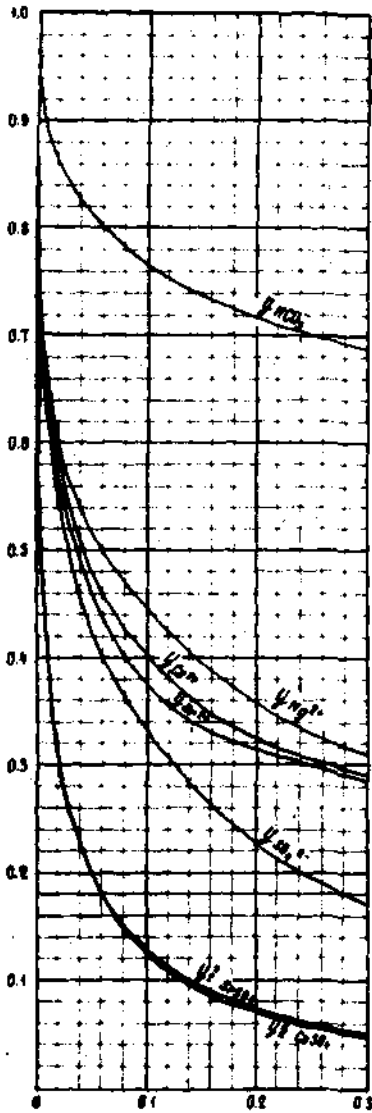


Рис.18. Графики зависимости значений квадратов средних коэффициентов активности соединений  $CaSO_4$ ,  $SrSO_4$  и  $BaSO_4$  от ионной силы раствора ( $\mu$ ) (для интервала значений  $\mu$  от 0.3 до 4.0).

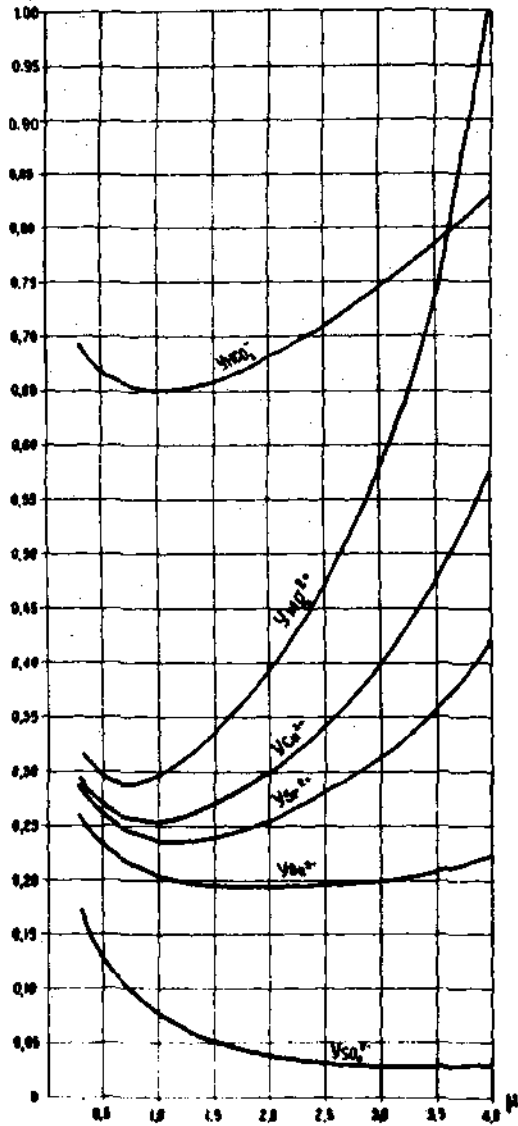


Рис.19. Графики зависимости значений коэффициентов активности ионов  $Ca^{2+}$ ,  $Sr^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $SO_4^{2-}$  и  $HCO_3^-$  и квадратов средних коэффициентов активности соединений  $CaSO_4$  и  $SrSO_4$  от ионной силы раствора ( $\mu$ ) (для интервала значений  $\mu$  от 0 до 0.3).

Р.М.Гаррелса и Ч.Л.Крайста, 1968) методом: по средним коэффициентам активности соответствующих солей с использованием допущения Маккин-неса, согласно которому  $\gamma_{K^+} = \gamma_{Cl^-} = \gamma_{\pm KCl}$ . Коэффициент активности иона  $SO_4$  определялся двумя способами: 1) Для значений  $0 < m \leq 2,0$  (из-за отсутствия для  $m \geq 2,0$  справочных данных о величинах  $\gamma_{\pm K_2SO_4}$ ) - среднесолевым методом из соотношения  $\gamma_{SO_4^{2-}} = \frac{\gamma_{\pm K_2SO_4}^3}{\gamma_{\pm KCl}^2}$  2) Для интервала значений от 0 до 4 по среднему коэффициенту активности соединения  $CaSO_4$  и коэффициенту активности иона  $Ca^{2+}$ :  $\gamma_{SO_4^{2-}} = \frac{\gamma_{CaSO_4}^2}{\gamma_{Ca^{2+}}}$ . Для интервала значений  $m$  от 0 до 2 оба способа дали хорошую сходимость результатов. При расчетах использованы средние из этих двух значений. Для  $m > 2,0$  использованы значения, определенные вторым способом.

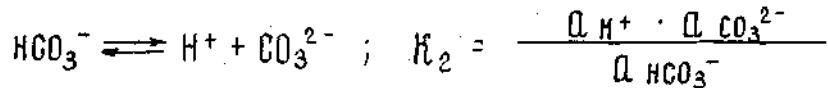
Исходные для расчетов значения средних коэффициентов активности соединений  $KCl$ ,  $MgCl_2$ ,  $SrCl_2$ ,  $BaCl_2$  и  $K_2SO_4$  заимствованы из Справочника химика (1964) после предварительного пересчета моляльных концентраций в молярные.

Средние коэффициенты активности соединений  $SrSO_4$  и  $BaSO_4$  вычислены по значениям коэффициентов активности составляющих их ионов.

Коэффициенты активности иона  $HCO_3^-$  - рассчитывались по формуле Дебая-Гюккеля с поправкой Дж.Бренстеда. Использован рекомендованный В.М.Левченко (1956<sub>1,2</sub>) несколько упрощенный вариант формулы с найденными им же значениями входящих в формуле коэффициентов, а именно:  $\lg \gamma = \frac{0,5 \sqrt{I}}{1 + \sqrt{I}} + 0,003 \sqrt{I}$ . Вычисленные значения коэффициентов активности ионов и средних коэффициентов активности соединений приведены в таблице II. Построенные на основании этих данных графики (рис.17-19) служили основой для дальнейших расчетов.

Для ионов  $CO_3^{2-}$ , концентрация которых из-за низких их со-  
 держаний в исследованных водах аналитическим путем не определяется,

активность вычислялась в зависимости от активности ионов  $\text{HCO}_3^-$  и pH растворов с использованием второй константы диссоциации угольной кислоты ( $K_2$ ) следующим образом:

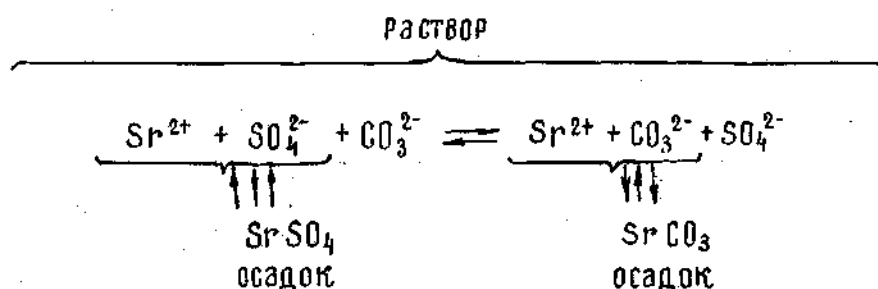


$K_2 = 4,69 \cdot 10^{-11}$  (Справочник, 1964). Откуда:

$$a_{\text{CO}_3^{2-}} = \frac{4,69 \cdot 10^{-11} \cdot a_{\text{HCO}_3^-}}{a_{\text{H}^+}}$$

Значения  $a_{\text{H}^+}$  определялись из соотношения  $\text{pH} = -\lg a_{\text{H}^+}$ .

Поскольку в исследуемой системе содержится несколько пар солей (например,  $\text{CaSO}_4$  и  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{BaSO}_4$  и  $\text{SrSO}_4$  и др.), имеющих общий ион, катион или анион, то для решения вопроса, какая из солей каждой такой пары может выпасть в осадок, предварительно исследовалось равновесие в системе: два осадка - раствор. Например, система  $\text{SrCO}_3 - \text{SrSO}_4 - \text{раствор}$  содержит два аниона ( $\text{SO}_4^{2-}$  и  $\text{CO}_3^{2-}$ ), которые могут осаждаться одним катионом ( $\text{Sr}^{2+}$ ). Процесс протекает по схеме:



Для случая равновесия этой системы, когда должны удовлетворяться одновременно два условия:  $a_{\text{Sr}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}} = L_{\text{SrCO}_3} = 1,6 \cdot 10^{-9}$  и  $a_{\text{Sr}^{2+}} \cdot a_{\text{SO}_4^{2-}} = L_{\text{SrSO}_4} = 2,8 \cdot 10^{-7}$ , имеем  $\frac{a_{\text{CO}_3^{2-}}}{a_{\text{SO}_4^{2-}}} = 5,7 \cdot 10^{-3}$ . Значения отношения активностей ионов  $\text{CO}_3^{2-}$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ , большие этой ( $5,7 \cdot 10^{-3}$ )

величины, указывают, что более вероятно течение реакции (15) слева направо, путем вытеснения ионом  $\text{CO}_3^{2-}$  иона  $\text{SO}_4^{2-}$  в его соединении с ионом  $\text{Sr}^{2+}$  и с замещением при этом осадка  $\text{SrSO}_4$  осадком  $\text{SrCO}_3$ . Осуществление этой реакции возможно лишь при условии, что раствор насыщен по отношению к  $\text{SrCO}_3$  (т.е. найденное произведение  $a_{\text{Sr}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}} > L_{\text{SrCO}_3}$ ).

В таблице II приведены вычисленные и использованные в дальнейших расчетах значения отношений активностей ионов для растворов, где два иона одного знака и один противоположного находятся в равновесии.

В расчетах использованы значения термодинамических констант в водных растворах для стандартных условий ( $25^\circ\text{C}$ , I атм.). В исследованных растворах температуры отклоняются от  $25^\circ\text{C}$  очень незначительно (на 2, редко  $3^\circ$ ). Влияние возможных на рассматриваемых глубинах гидростатических давлений (до 60-70 атм.), как показали Оуэн и Бринкли (рис. 20, Owen, Brinkley, 1941) в такого рода расчетах можно не учитывать. К такому же выводу приводит и рассмотрение (после соответствующей интерполяции) экспериментальных данных В.И.Манихина (1967) о влиянии давления на растворимость ангидрида и гипса.

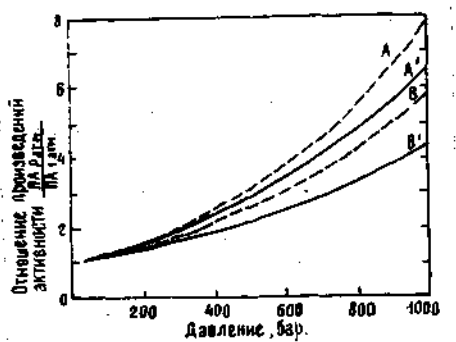


Рис. 20. Влияние давления на значения произведений активностей (ПА)  $\text{CaCO}_3$  (A и A') и

$\text{CaSO}_4$  (B и B') в воде (штриховые линии) и в растворе 0,725M NaCl. Рисунок Гаррелса и Краста (1968) составлен по данным Оуэна и Бринкли (1941).

Явления возможного соразтворения и соосаждения (например, в результате образования смешанных изоморфных кристаллов, комплексных соединений, твердых растворов, адсорбции и т.д.) при расчетах не учитывались. Однако, на решении вопроса об общей направленности процессов это отразиться не должно (Надеинский, 1959). Важно также, что в минеральных соединениях Гаурдакского месторож-



дения содержание изоморфных примесей крайне мало, даже изоморфная смесимость целестина и барита обычно не превышает долей - первых единиц процента (Коган, 1960; Дшкин, 1968<sub>1</sub>).

Результаты расчетов в значительной части сведены в таблице I3 и отражены на рис. 2Г.

Полная сходимость приводимых ниже выводов, сделанных по результатам расчетов, с данными литологических и биогидрохимических исследований показала, что для решения поставленных задач точность проведенных расчетов вполне достаточна.

### Обсуждение результатов расчетов

Рассмотрение данных, полученных при расчетах, производилось отдельно для скважин, вскрывших и не вскрывших рудные залежи, по субпараллельным профилям: по падению залежей ("рудным") и по падению вмещающих пород между залежами ("безрудным"). Поскольку основные закономерности, устанавливаемые по результатам расчетов, для этих профилей примерно одинаковы, то они рассматриваются совместно. На рис. 2Г представлен "рудный" профиль.

Для участков, расположенных ниже уровня подземных вод, т.е. для двух нижних гидрохимических зон получены следующие данные.

1. По отношению к соединению  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  (табл. I3, графа I7) наблюдаются различия между верхними и нижними частями водоносного комплекса. При этом выделяются: а) горизонты ниже абс.отм. 200-250 м (зона "А"), где воды насыщены им; б) верхние горизонты - интервал абс.отм. от 200-250 до 480 м (зона "В") с некоторым дефицитом насыщения. Граница между этими горизонтами по гипсометрическому положению совпадает с границей между восстановительной и переходной зонами.

По отношению к другому соединению сульфата кальция -  $\text{CaSO}_4$  на всех гипсометрических уровнях намечается некоторый, возрастающий вверх по разрезу, дефицит насыщения.

2. Отношения  $\frac{\Omega_{\text{CO}_3^{2-}}}{\Omega_{\text{SO}_4^{2-}}}$  (табл. I3, гр. I5) на всех гипсомет-

СВОЯНАЯ ТАБЛИЦА РАСЧЕТА ХАРАКТЕРА РАВНОВЕСИЯ В ПОДСЕМНЫХ ВОДАХ  
ВЕРХНЕУРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (по данным расчета химического анализа)

МЕСТО ОТБОРА ПРОБЫ	Г-НОВ/А · 10 <sup>3</sup>		ВОННАЯ СМЛА.		рН	Умн.	Умн. Док. №	Умн. Док. №	Умн. Док. №	Умн. Док. №	Умн. Док. №	Умн. Док. №	Умн. Док. №	Умн. Док. №	Умн. Док. №	Умн. Док. №	Умн. Док. №	Умн. Док. №	
	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>															
Сек. 62	212	54,7	4,0	6,0	8,0	0,005	2,6	0,009	2,6	0,009	2,6	0,009	2,6	0,009	2,6	0,009	2,6	0,009	2,6
Сек. 70 IV	185	31,5	2,2	3,1	6,6	0,009	2,6	0,009	2,6	0,009	2,6	0,009	2,6	0,009	2,6	0,009	2,6	0,009	2,6
Сек. 77 об	179	91,0	31,3	6,1	3,0	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Сек. 80 об	159	98,3	32,5	0,6	6,4	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Сек. 84 IV	150	50,0	4,1	2,7	2,2	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Сек. 89 IV	139	86,5	48,5	4,7	2,7	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Сек. 88 об	127	98,0	32,0	5,9	2,9	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Сек. 8 об <sup>1)</sup>	181	63,0	36,3	2,8	2,3	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Сек. 9 об <sup>2)</sup>	190	86,6	40,0	1,3	2,2	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Сек. 3 об <sup>3)</sup>	66	45,8	16,8	0,9	0,9	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Сек. 1 об	442,22	40,0	0,23	0,8	1,5	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Место 1, мостик <sup>4)</sup>	24	28,9	8,9	0,36	0,42	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Место 2, мостик <sup>5)</sup>	22	16,5	40,9	0,025	0,97	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Место 3, мостик <sup>6)</sup>	21	16,5	40,9	0,025	0,97	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Место 3, мостик <sup>7)</sup>	8	16,8	7,3	0,021	0,95	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Сек. 17 IV	4	32,3	2,3	0,021	0,95	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Сек. 196	201	91,0	42,0	2,96	6,9	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Сек. 268	198	48,0	41,0	—	7,1	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Сек. 278	190	99,0	42,0	193	6,4	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Сек. 279	180	92,9	46,5	2,64	3,4	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Сек. 278	180	92,5	44,0	1,50	3,4	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Сек. 273	187	91,3	38,8	2,70	2,0	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Сек. 114 IV	184	92,0	42,0	—	6,4	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Сек. 1 IV	172	85,0	42,0	1,40	7,1	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Сек. 50 IV <sup>10)</sup>	164	95,0	43,6	—	7,0	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Сек. 16 IV	156	86,0	46,0	—	6,0	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Сек. 518	118	85,3	30,2	—	7,6	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Сек. 29 IV	118	85,3	30,2	—	7,6	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Сек. 192	107	81,5	40,5	0,39	6,8	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Сек. 531	79	44,5	27,0	0,26	2,4	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2
Сек. 214	37	94,9	5,8	—	2,4	0,013	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2	0,017	2,2

а) Складывает, не округляя рублей и копеек

б) Складывает, не округляя рублей и копеек

в) Складывает, не округляя рублей и копеек

г) Складывает, не округляя рублей и копеек

д) Складывает, не округляя рублей и копеек

е) Складывает, не округляя рублей и копеек

ж) Складывает, не округляя рублей и копеек

з) Складывает, не округляя рублей и копеек

и) Складывает, не округляя рублей и копеек

к) Складывает, не округляя рублей и копеек

л) Складывает, не округляя рублей и копеек

м) Складывает, не округляя рублей и копеек

н) Складывает, не округляя рублей и копеек

о) Складывает, не округляя рублей и копеек

п) Складывает, не округляя рублей и копеек

р) Складывает, не округляя рублей и копеек

с) Складывает, не округляя рублей и копеек

т) Складывает, не округляя рублей и копеек

у) Складывает, не округляя рублей и копеек

ф) Складывает, не округляя рублей и копеек

х) Складывает, не округляя рублей и копеек

ц) Складывает, не округляя рублей и копеек

ч) Складывает, не округляя рублей и копеек

ш) Складывает, не округляя рублей и копеек

щ) Складывает, не округляя рублей и копеек

ъ) Складывает, не округляя рублей и копеек

ы) Складывает, не округляя рублей и копеек

э) Складывает, не округляя рублей и копеек

ю) Складывает, не округляя рублей и копеек

я) Складывает, не округляя рублей и копеек

Произведение

а) Таблица может быть полезна

рических уровнях больше равновесного для  $\text{Ca}^{2+}$  (табл. IIa). Следовательно, более вероятен переход в осадок карбоната кальция и замещение им соединений сульфата кальция. Поскольку при этом по отношению к  $\text{CaCO}_3$  устанавливается насыщенность на всех горизонтах пластовых вод (табл. I3, гр. I9), то из них действительно можно ожидать осаждения  $\text{CaCO}_3$  и замещения им в осадке сульфатов кальция. Растворения же и замещения самого  $\text{CaCO}_3$ , естественно, происходить не должно.

3. По отношению к  $\text{MgCO}_3$  устанавливается резкая недосыщенность растворов (табл. I3, гр. 26). Кроме того, как видно из таблицы 5<sup>B</sup>, для его осаждения из растворов, содержащих ионы  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{CO}_3^{2-}$  необходимо, чтобы активность, а значит и концентрация<sup>X)</sup> ионов  $\text{Mg}^{2+}$  в этих растворах превышала активность (концентрацию) ионов  $\text{Ca}^{2+}$  более чем на четыре порядка. Между тем в рассматриваемых водах содержание ионов  $\text{Ca}^{2+}$  всегда выше, чем  $\text{Mg}^{2+}$ .

4. Расчеты, касающиеся соединений стронция, дали следующие результаты:

а) Значения отношений  $\frac{\mu_{\text{Sr}^{2+}}}{\mu_{\text{Ca}^{2+}}}$  растворов (табл. I3, гр. 24) по отношению к  $\text{SO}_4^{2-}$  обычно выше равновесных (табл. IIб), что свидетельствует о вероятности замещения в осадке сульфатов кальция сульфатом стронция. Исключение представляет скважина I ВП, в которой водоносный комплекс вскрыт всего на 10-12 м ниже пьезометрического уровня и воды здесь по ряду показателей приближаются к водам окислительной зоны.

б) Значение  $\frac{\mu_{\text{CO}_3^{2-}}}{\mu_{\text{SO}_4^{2-}}}$  растворов (табл. I3, гр. I5) по отношению к  $\text{Sr}^{2+}$  меньше равновесного (табл. IIa). Значит, в случае  $\text{Sr}^{2+}$  (в отличие от  $\text{Ca}^{2+}$ ) более вероятно выпадение в осадок его сульфата, а не карбоната. При этом по отношению к  $\text{SrCO}_3$  (табл. I3, гр. 23) растворы недосыщены.

---

X) Разница в величинах коэффициентов активности ионов  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$  в данном случае на результат повлиять не может.

189

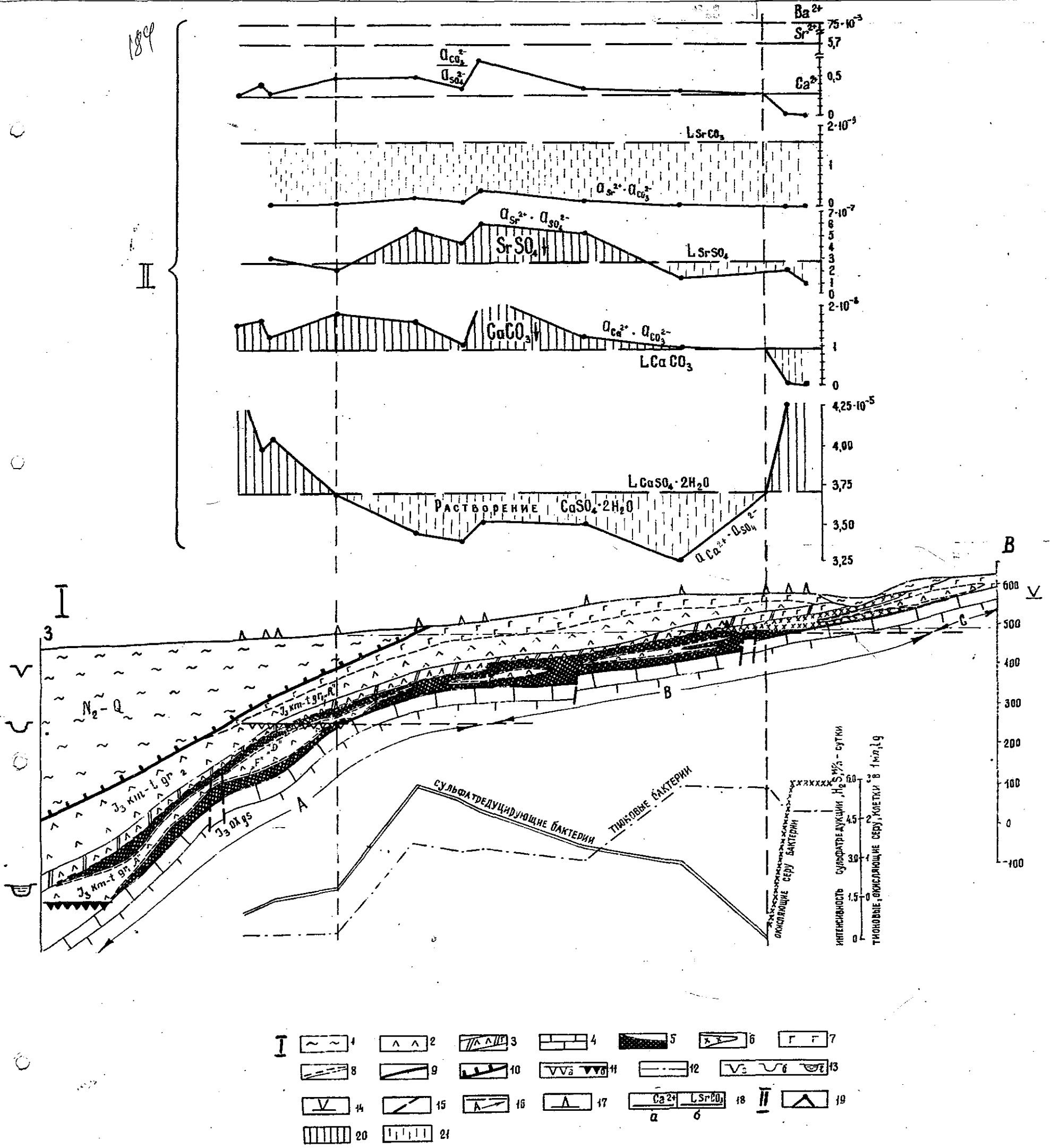


Рис. 21

Литолого-гидрогеохимический профиль Гаурдакского серного месторождения. I - I-17 - основной профиль, 1 - отложения, выполняющие древний врез р. Кансай ( $N_2-Q$ ); 2, 3 - отложения ангидритовой толщи гаурдакской свиты ( $J_3 km-t gr_{1,2}$ ); 4 - ангидриты, 5 - карбонатно-сульфатные породы горизонта "R"; 6 - известняки гиссарской свиты ( $J_3 ox gs$ ); 7 - серно-кальцитовые породы (залежи "F" и "D"); 8 - частично окисленные серные руды; 9 - зоны интенсивной гидратации ангидрита до гипса; 10 - то же, в виде тонких "оторочек", показанных вне масштаба; 11 - целестиносный "горизонт" (показан вне масштаба); 12 - поверхность эрозийного вреза погребенной долины реки Кансай; II - нижняя граница распространения крупных карстовых полостей (по данным А.П. Пospelova, 1966Ф): а - незаполненный (действующий) карст, б - заполненный (пассивный) карст; 13 - современный уровень подземных вод; 14 - гипсометрическое положение врезов долин: а) современной р. Кансай (местный базис эрозии), б) современной р. Аму-Дарьи (главный базис эрозии), в) погребенной р. Аму-Дарьи; 15 - предполагаемое наиболее высокое положение пьезометрического уровня за период после образования эрозийного вреза; 16 - тектонические нарушения; 17 - границы современных биогидрогеохимических зон А, В, С (восстановительной, переходной, окислительной, по М.С. Гуревичу и др., 1967); 18 - местоположение скважин, вскрывших рудную залежь. II - 18-21 - расчетные графики. 18 - прямые, соответствующие: а - равновесным значениям  $\frac{aCO_3^{2-}}{aSO_4^{2-}}$  по отношению к указанным катионам, б - произведениям растворимости соединений; 19 - линии, построенные по данным расчетов; 20 - насыщенность раствора соединением; 21 - недосыщенность раствора соединением.

Микробиологические показатели нанесены по данным Л.Б. Померанц.

Следовательно, на всех участках, где по отношению к  $SrSO_4$  воды насыщены, должно осуществляться выпадение в осадок сульфата стронция и замещение им сульфатов кальция.

В одной скважине (I, IV) с аномально высокой концентрацией ионов  $HCO_3^-$  и  $CO_3^{2-}$  установленное значение отношения  $\frac{\rho_{CO_3^{2-}}}{\rho_{SO_4^{2-}}}$  (5,62) очень близко к равновесному для  $Sr^{2+}$  при насыщенности здесь вод не только по отношению к  $SrSO_4$ , но и к  $SrCO_3$ . Этот случай показывает, что осаждение  $SrCO_3$  или вероятнее соосаждение его со  $SrSO_4$  и  $CaCO_3$  в виде примеси возможно. Значит, находки стронцианита на Гаурдаке не исключены, как это имеет место на некоторых серных месторождениях: в Крыму, Вгославии, Техас-Луизианской сероносной провинции (Дикин, 1968<sub>I</sub> и др.), а по данным последних лет и на Прикарпатских месторождениях (Писарчик и др., 1970П).

в) По отношению к  $SrSO_4$  общей закономерностью является насыщенность вод в глубоких горизонтах (в зоне "А" и в нижних частях зоны "В") и недосыщенность лишь в самых верхних горизонтах пластовых вод (табл. I3, гр. 2I). Выявляются два максимума значений произведения  $\rho_{Sr^{2+}} \cdot \rho_{SO_4^{2-}}$ : один из них - наиболее значительный - приходится на зону "А" безрудного профиля, другой - на зону "В" рудного. Наличие первого максимума связано, видимо, со значительным притоком глубинных рассолов с повышенными концентрациями иона  $Sr^{2+}$ , а второго - с достижением растворами при таких их минерализациях наиболее высоких значений сульфатной емкости. Для зоны "А" рудного профиля характерно состояние, близкое к равновесному или некоторая недосыщенность (скв. IOФ)! В последнем случае осаждения  $SrSO_4$ , естественно, не происходит. Однако, судя по приведенному соотношению активностей ионов, не происходит, вероятно, и его растворения (замещения), поскольку в первую очередь растворяется и замещается  $CaSO_4$ .

5. Для соединений бария намечаются закономерности, в общем аналогичные полученным для стронция. Однако, из-за наличия лишь

единичных определений содержаний бария в растворе они нуждаются в подтверждении. Более определено - при сравнении значений  $\frac{\alpha_{CO_3^{2-}}}{\alpha_{SO_4^{2-}}}$  растворов (табл. I3, гр. I5) с равновесным (табл. II а) - устанавливается лишь то, что из двух соединений бария - сульфата и карбоната (витерита) - возможно осаждение только сульфата.

Соотношения  $\frac{\alpha_{Ba^{2+}}}{\alpha_{Sr^{2+}}}$  по единичным пробам вод глубокой зоны превышают равновесное для  $SO_4^{2-}$ , что позволяет говорить о вероятном опережении выпадения в осадок  $BaSO_4$  по сравнению со  $SrSO_4$ .

Таким образом, в отношении стронция и бария условия пластовых вод, кроме самых верхних их горизонтов, благоприятны для осаждения их сульфатных соединений и замещения ими сульфата кальция и неблагоприятны для садки их карбонатных соединений.

6. Вероятность осаждения из растворов фтористых соединений -  $CaF_2$  и  $MgF_2$  не может быть рассмотрена из-за недостатка определений фтора в водах. Однако вопрос о том, осаждение какой из этих двух солей более вероятно, решается однозначно в пользу  $CaF_2$ , так как для  $\sqrt{\text{осаждения}}$   $MgF_2$  активность (и концентрация) ионов  $Mg^{2+}$  в растворе должна быть на два порядка выше, чем  $Ca^{2+}$  (табл. I2 в). Еще одно относительно трудно растворимое фтористое соединение -  $SrF_2$  с близким к  $MgF_2$  значением произведения растворимости, тем более не может осаждаться, поскольку концентрации ионов  $Sr^{2+}$  еще, и притом намного, ниже, чем  $Mg^{2+}$ . Еще меньше вероятность выпадения в осадок соединения  $BaF_2$ .

Суммируя результаты анализа расчетных данных, можно заключить, что в пластовых водах в разрезе месторождения растворяются, т.е. неустойчивы, соединения сульфата кальция, а также карбонаты и фториды  $Mg$ ,  $Sr$  и  $Ba$ . По отношению к остальным рассмотренным соединениям -  $CaCO_3, SrSO_4$  и  $BaSO_4$  - растворы насыщены, эти соединения устойчивы и при благоприятных условиях могут дать новообразования. Следовательно, из двух основных минералов исходных пород - ангидрита и первичного кальцита - в данных условиях неустойчив и может подвергаться замещению лишь ангидрит, кальцит же устойчив. Что ка-

сается третьей важной минеральной составляющей исходных пород — доломита, то для него из-за отсутствия в нашем распоряжении достаточных исходных для расчетов данных и учитывая сложную зависимость растворимости этой двойной соли от многих факторов (Соколов, 1962 и др.) — приходится ограничиться приведенными ранее литологическими наблюдениями, согласно которым, активное участие доломита в рассматриваемых процессах не устанавливается.

Вывод о химической устойчивости кальцита исходных пород при ничтожных значениях их первичной пористости позволяет полагать, что все новообразования в породах могут возникнуть в основном лишь на месте ангидрита.

Рассмотренные в ходе расчетов соотношения активностей различных пар ионов показывают, что наиболее вероятным способом возникновения минеральных новообразований на месте сульфатов кальция является замещение, осуществляемое путем вытеснения ионов  $\text{Ca}^{2+}$  или  $\text{SO}_4^{2-}$  другими ионами, содержащимися (или образующимися) в подземных водах.

Отмеченные выше некоторые различия в характере равновесия подземных вод по отношению к двум соединениям сульфата кальция —  $\text{CaSO}_4$  и  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  в зонах, расположенных на различных гипсометрических уровнях, дают основание предполагать существование различий и в характере протекающих в этих зонах процессов.

В нижней зоне "А", где при наличии некоторого дефицита насыщения по отношению к  $\text{CaSO}_4$ , сохраняется насыщенность соединением  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , вероятно развитие процессов замещения ангидрита соединениями  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{SrSO}_4$ ,  $\text{BaSO}_4$ , а также, учитывая насыщенность растворов по отношению к  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , — гипсом.

Поскольку переход ангидрита в гипс, при отсутствии условий для выноса ионов  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ , связан со значительным (порядка 60%) увеличением объема породы, то уже небольшие его проявления в плотных ангидритах должны вызвать заполнение пор и трещин, и без того незначительных по объему.

Так как сам гипс в водах зоны нерастворим, то в случае его образования на фронте проникновения растворов в толщу ангидритов вероятно закупоривание путей их проникновения. Это может приостановить или затормозить развитие процессов замещения сульфатов другими минералами, что иногда и наблюдается в породах.

В верхней зоне "В", где появляется дефицит насыщения и по отношению к гипсу, осуществление процессов представляется нам в следующем виде. На фронте проникновения растворов в ангидриты при их растворении в той тонкой пленке раствора, которая непосредственно контактирует с ангидритом, сначала будет возникать насыщенность по отношению к гипсу. Это приведет к его осаждению на месте растворенного ангидрита, т.е. к образованию тонкой гипсовой "оболочки". Однако, поскольку в условиях данной зоны, в отличие от нижней, основная масса растворов по отношению к  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  недосыщена, то подток новых порций растворов к гидратированному до гипса участку приведет и к его растворению. Кроме того, в этой зоне, благодаря более высокой сульфатной емкости растворов (см. ниже), при растворении ангидрита некоторая часть ионов  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{SO}_4^{2-}$  может перейти в раствор, не вызывая осаждения гипса на путях движения растворов.

Немаловажным фактором, который не может не оказывать влияния на течение процессов, является значительно большая скорость растворения гипса, чем ангидрита (Порошин, 1934; Лаптев, 1939; Кузнецов, 1947; Каражанов, 1959; Зверев, 1967 и др.).

Коэффициенты скорости растворения при  $25^\circ \text{C}$  составляют для гипса  $5,5 \cdot 10^{-3}$  см/сек, для ангидрита  $0,22 \cdot 10^{-3}$  см/сек (Каражанов, 1959), т.е. для ангидрита значения их в 25 раз ниже. Поэтому там, где растворение гипса становится возможным, естественно ожидать его несколько опережающего по отношению к ангидриту растворения и замещения. Вероятно этим объясняется нередко наблюдаемая в шлифах некоторая избирательность в развитии процессов замещения гипса по отношению к ангидриту. Таким образом, в условиях верхней зоны пластовых вод развитие процесса гидратации на фронте проникнове-



ния растворов в породе уже не может служить препятствием для дальнейшего развития процессов.

Помимо процессов замещения в обеих зонах вероятно развитие процессов выполнения любых пустот — имевшихся в исходных породах или вновь образовавшихся — кальцитом, целестином и другими соединениями, по отношению к которым воды насыщены. С этими процессами связано, в частности, образование разнообразных форм выполнения в рудных залежах. В наиболее глубоких горизонтах залежей, расположенных в пределах нижней гидрохимической зоны<sup>х)</sup>, при относительно слабой интенсивности растворения здесь сульфатов, в развитии процессов выполнения заключена, по видимому, одна из причин снижения общей пористости руд, нередко с полным заполнением в них наиболее мелких полостей, резким уменьшением количества и размера более крупных и увеличением относительной роли среди них полостей несообщающихся.

Анализ характера равновесия в водах верхнеюрского комплекса из зоны его глубокого погружения за пределами серного месторождения (скв. IШ, табл. IЗ) мог быть выполнен лишь ориентировочно из-за отсутствия исходных данных для расчета коэффициентов активности ионов и соединений в растворах таких высоких концентраций. В условиях этих вод характер равновесия в основном видимо аналогичен установленному для вод восстановительной зоны месторождения (насыщенность по отношению к  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{SrSO}_4$  и недосыщенность к  $\text{SrCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ ). В отличие от последних, растворы здесь близки к насыщению по отношению к  $\text{CaSO}_4$ , поэтому сколько-нибудь широкое развитие процессов замещения сульфатов соединениями  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{SrSO}_4$  маловероятно.

В изменении по разрезу полученных расчетных величин на фоне общей зональности наблюдаются довольно значительные колебания,

---

<sup>х)</sup> Наличие самих серных руд на уровнях нижней гидрохимической зоны связано с более низким положением уровня подземных вод и, соответственно, границ гидрогеохимических зон в более ранние периоды формирования месторождения (гл. VI).

особенно заметные для соединений, содержащих ион  $\text{CO}_3^{2-}$ . Наиболее вероятными из причин, обуславливающих эти колебания, нам представляются, помимо погрешностей химических анализов и расчетов, локальные различия в интенсивности водообмена, в количественном соотношении интенсивности поступления на каждый данный участок вод глубинного и поверхностного происхождения и в характере миграции газов. Эти различия в значительной мере определяются положением участка по отношению к зонам тектонических нарушений, к карстовым системам, неравномерной водопроницаемостью пород и др.

Теперь рассмотрим результаты расчетов для вод окислительной гидрохимической зоны (табл. I3, рис. 2I, зона "С"). В сернокислых водах этой зоны при резко кислой реакции среды не только ионы  $\text{CO}_3^{2-}$ , но даже и  $\text{HCO}_3^-$  находятся в концентрациях, ниже определяемых аналитическим путем. Значения отношений  $\frac{\alpha \text{CO}_3^{2-}}{\alpha \text{SO}_4^{2-}}$  (табл. I3, гр. I5) этих вод практически равны нулю, а по отношению к  $\text{CaCO}_3$  (табл. I3, гр. I6) воды недосыщены. В то же время здесь устанавливается насыщенность по отношению к  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  (табл. I3, гр. I7), т.е. вероятно осаждение гипса и замещение им карбоната кальция.

По отношению к сульфату стронция полученные данные несколько разноречивы (табл. I3, гр. 2I, 24), главным образом, из-за колебаний содержания стронция в разных пробах. Вероятно, состав вод капелей больше, чем пластовых, зависит от состава пород непосредственно на месте фильтрации (в рассматриваемом случае от наличия в них целестина). Возможность замещения  $\text{SrSO}_4$  сульфатом кальция, намечающаяся по данным одной пробы, <sup>проблематична.</sup> При изучении шлифов серных руд из зон окисления только в одном случае наблюдалось такое взаимоотношение целестина и гипса, по которому можно предполагать, что гипс заместил целестин. Случаев замещения целестина гипсом на других серных месторождениях, насколько нам известно, не отмечалось.

Карбонат стронция в условиях данной зоны неустойчив, а образование его здесь невозможно. Определений содержания бария в водах этой

зоны нет.

Зональность подземных вод по сумме гидрогеохимических  
и микробиологических данных

Результаты расчетов подтверждают справедливость выделения в современном разрезе трех био- и гидрогеохимических зон, в которых по сумме данных возможно развитие следующих процессов.

1. В восстановительной зоне "А" вероятно замещение ангидрита кальцитом, целестином и баритом. Сульфатредукция в настоящее время заторможена и проявляется слабо. Гидратация ангидрита до гипса осуществляется, но вероятно в незначительных масштабах. Ее развитие, по видимому, может тормозить продвижение в исходные породы других преобразований. Сера практически не образуется. Первичный кальцит (известняк) ни растворению, ни замещению не подвергается.

Предельная глубина распространения комплекса этих процессов в современном гидрогеологическом разрезе месторождения не выявлена: условия, благоприятные для их развития, отмечаются от абс.отметок 200-250 м до самых глубоких из изученных его частей (до абс.отм. минус 140 м). Можно лишь говорить, основываясь на данных по скважине IIIГ, что в условиях глубин с абс.отметками около минус 700 м течение этих процессов мало вероятно.

2. В переходной зоне "В" возможно активное развитие гидратации ангидрита до гипса с последующим<sup>с</sup> растворением<sup>их</sup>, сульфатредукции с образованием сероводорода и его дальнейшим окислением до элементарной серы, осаждения кальцита, целестина, барита (?) и замещения этими соединениями гипса. Первичный кальцит в условиях этой зоны, так же как и нижележащей, инертен.

3. В окислительной зоне "С" вероятны процессы окисления серы, растворения кальцита, осаждения гипса и замещения им кальцита и серы.

Изложенный материал дает основание более обоснованно заключить, что в настоящее время на месторождении происходит формирование ми-

нерального парагенезиса самородной серы (серных руд) в переходной зоне, образование кальцита и некоторых других минералов, практически без серы - в восстановительной зоне и окисление (разрушение) руды выше уровня подземных вод.

Баланс компонентов в составе подземных вод при  
их взаимодействии с породами

Ранее нами была проведена ориентировочная оценка баланса привноса-выноса компонентов в составе подземных вод Гаурдакского месторождения в процессе их взаимодействия с вмещающими породами (Беленицкая, 1971<sub>I</sub>). При ее выполнении мы исходили из того, что основные изменения в составе пластовых вод по мере движения вверх по разрезу отражают влияние, главным образом, двух факторов: вод поверхностного происхождения, разбавляющих и привносящих ряд компонентов и ~~результата~~ взаимодействия вод с породами. Для выявления роли первого фактора предварительно была исключена разница в интенсивности влияния второго. За основу сопоставлений было принято содержание в водах  $Na^+$ . Этот компонент выбран как практически не участвующий в процессах взаимодействия вод с породами в рассматриваемой части разреза, о чем свидетельствует отсутствие его как в составе исходных пород, (поскольку соляная часть разреза гаурдакской свиты находится вне исследуемой системы), так и в составе минеральных новообразований. Следовательно, убывание содержания  $Na^+$  вверх по разрезу происходит главным образом за счет разбавления подземных вод. Это дает возможность вычислить условные коэффициенты разбавления и использовать их для расчета вероятных содержаний в водах остальных компонентов при отсутствии разбавляющего влияния вод поверхностного происхождения в этой части разреза. Расчет таких коэффициентов по содержанию в водах  $Cl^-$  дает аналогичные результаты.

Рассмотрение полученных результатов показало, что по мере взаимодействия с породами осуществляется вынос из вод (расходование)  $Co^{2+}$ ,  $Sr$ ,  $Ba$ , небольшой привнос в них  $Ca$  и  $S$  (в виде иона  $SO_4^{2-}$ ;

При сравнении этих результатов с данными баланса вещества для пород наметилась следующая закономерность: компоненты, убывающие в составе вод, привносятся в породы (фиксируются в них), и, наоборот, компоненты, содержание которых убывает в породах, характеризуются привносом их в воды. Это еще раз подтверждает наличие химического взаимодействия между породами и водами, взаимное изменение их состава именно в процессе такого взаимодействия.

Полученные данные могут также служить подтверждением намеченного ранее характера процессов, осуществляемых между породами и водами, в том числе наличия растворения  $\text{CaSO}_4$  и осаждения  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{SrSO}_4$ ,  $\text{BaSO}_4$ . Подтверждается также использование содержащихся в "нефтяных" водах органического вещества, ионов  $\text{Sr}^{2+}$  и  $\text{Ba}^{2+}$ .

#### О возможной роли метасоматоза в осуществлении современных процессов

Попытаемся выяснить возможность осуществления намеченного комплекса современных процессов метасоматическим путем. С этой целью рассмотрим исследуемую систему порода - вода с точки зрения основных положений и главных законов теории метасоматоза (Линдгрэн, 1934; Наквник, 1949 и др.; Коржинский, 1951, 1953; Казыцын, 1962 и др.) хотя последние, как известно, разработаны применительно к гипогенным условиям. С таких позиций представляется существенным следующий ряд моментов.

1. Данные расчетов обосновывают физико-химическую вероятность одновременного течения в подземных водах процессов растворения и отложения, с привносом и выносом ряда компонентов и с замещением при этом в породе одних минеральных соединений другими.

2. Основным путем осуществления процессов замещения является вытеснение ионов из минеральных соединений пород ионами, содержащимися в подземных водах, т.е. ионный обмен, сопровождаемый отложением микрочастичек самородной серы. Насыщенность вод по отношению к ряду соединений при наличии определенного процента пористости в породах предопределяет участие в минералообразовании процессов прос-

того осаждения этих соединений в пустотах. Однако незначительная величина пористости, в том числе ничтожная в замещаемых породах, должна ограничивать масштабы развития этих процессов.

3. Участвующие во взаимодействии с водами породы (исходные ангидриты и замещающие их серные руды) в целом представляют собой твердое геологическое тело. Массы компонентов, находящихся в каждый данный момент в поровом растворе, заполняющем все пустоты пород, составляют ничтожно малую часть от твердой фазы - от массы самой породы: от нескольких тысячных до нескольких десятых весовых частей процента.<sup>х)</sup>

Все сказанное с учетом литологических данных дает основание полагать, что и на современном этапе в ходе преобразования сульфатных пород в серные руды метасоматическое замещение одних минералов другими играет определяющую роль.

#### Положение гидрогеохимических зон в разрезе

Влияние, оказываемое на гидродинамический режим, а через него и на гидрогеохимическую зональность артезианских бассейнов геоморфологическими факторами и прежде всего глубокими эрозионными врезами, общеизвестно. Особенно большую роль им отводят исследователи придерживающиеся точки зрения о региональном движении подземных вод во всей осадочной толще земной коры. Именно долины крупных рек многие из них считают одним из основных стимуляторов такого движения (Гатальский, 1956; Силин-Бекчурин, 1959; Кротова, 1966 и др.). Среди гидрогеологов, считающих, что подземные воды, начи-

---

<sup>х)</sup> Эти значения найдены как отношения массы вещества в растворе, содержащемся в единице объема породы, к массе этого объема породы. Масса вещества в растворе определена как произведение общей концентрации в растворе всех породообразующих компонентов на объем этого раствора, заключенного в единице объема породы. Расчет проводился для всего интервала наблюдаемых значений концентраций растворов и величин пористости пород. Учтены различные по ионно-солевому составу типы растворов и различные по химическому составу типы водовмещающих пород (основные разности первичных<sup>х</sup> пород и серных руд).

ная с некоторой глубины, находятся в относительно застойном состоянии, некоторые (Макаренко и др., 1937-1939; Макаренко, 1947, 1948 и др., Личков, 1948 и др.) используют положение местного и главного базисов эрозии как критерий для выделения трех гидродинамических зон (интенсивного, замедленного и весьма замедленного водообмена). Хотя влияние, оказываемое на гидродинамический режим артезианских систем глубокими врезами, по сравнению с влиянием других факторов, оценивается по-разному, однако несомненная важность этого фактора признается всеми.

На Гаурдакском месторождении определяющая роль геоморфологических показателей в положении гидрогеохимических зон отчетливо прослеживается при сопоставлении уровней проявления здесь современных эрозионных, карстовых и геохимических процессов.

Как отмечалось, месторождение расположено в восточном борту долины р. Кансай, притока р. Аму-Дарьи. Эрозионный врез этой долины (абс.отм. около 400 м) является местным базисом эрозии. Ему подчинены уровни наиболее активного проявления современного карста в борту долины (карстовые этажи, развитые в интервале абс.отм. 450-480 м), совпадающие с участками разгрузки напорных вод, и уровень этих вод на площади месторождения (абс.отм. 450-480 м). Этим отметкам соответствует положение верхней границы гидрогеохимической зоны серообразования.

Эрозионный врез р. Аму-Дарьи (абс.отм. 250 м на юго-западе района) является главным базисом эрозии района. Ему подчинена нижняя граница действующего (незаполненного) карста (абс.отм. порядка 250 м, см. гл. У). Этот уровень определяет нижнюю границу глубинной циркуляции карстовых вод в сторону удаленных дрен (Д.С. Соколов, 1962) и, соответственно, глубину относительно повышенной интенсивности влияния вод атмосферного происхождения. С отметками этого уровня совпадают отметки нижней границы зоны серообразования. Иначе говоря, положение зоны серообразования отвечает интервалу гидрогеологического разреза с относительно повышенной интенсивностью смешения вод (в пределах зоны замедленного водообмена - см. ниже).

Таким образом, для района хорошо выражена подчиненность биогидрогеохимической зональности динамическому режиму подземных вод и достаточно конкретная их зависимость от двух геоморфологических уровней - главного и местного базисов эрозии.

О роли вод поверхностного происхождения в зональности современных процессов

Упомянувшиеся результаты гидродинамических расчетов (Озябкин, 1967Ф), рассмотренные особенности биогидрогеохимической зональности, установленная связь последней с положением базисов эрозии - все это с несомненностью свидетельствует о довольно значительном участии вод поверхностного происхождения в составе пластовых вод в разрезе месторождения. Иначе говоря, сумма фактов подтверждает наличие в гидрогеологическом разрезе месторождения подтока вод двух типов: богатых органическим веществом хлоридных кальциево-натриевых рассолов и слабо минерализованных вод поверхностного происхождения, смешение которых является одной из предпосылок формирования месторождений серы данного типа (Соколов, 1958).

Сопоставление процессов в переходной и восстановительной зонах показывает, что все их основные различия так или иначе обусловлены разной интенсивностью влияния в их пределах вод поверхностного происхождения, максимальной в переходной зоне.

Интенсивное влияние таких вод сказывается в этой зоне прежде всего на течении процессов, возможных лишь при определенных окислительно-восстановительных условиях среды. Важнейшим из них является серообразование. В пределах переходной зоны (названной так прежде всего именно по окислительно-восстановительной обстановке - переходной от резко восстановительных условий нижней зоны к окислительным верхней) в относительно небольшом, порядка 200м, гипсометрическом интервале осуществляется сравнительно резкое и значительное изменение - "перепад" (Овчинников, 1970)  $E_h$  (от -100 до +180 мв), возможный лишь благодаря достаточному по



интенсивности влиянию вод инфильтрационных. Поскольку наблюдаемый "перепад" происходит в интервале значений  $E_h$ , благоприятном для биохимического и химического окисления серы сульфидной до серы элементарной с потерей ею при этом миграционной способности и осаждением, то этот интервал значений  $E_h$  и отвечающий ему участо гидрогеологического разреза может рассматриваться как окислительный для серы геохимический барьер (Перельман, 1961-1968), точнее - биогеохимический. Характерно, что интервал таких же значений  $E_h$  установлен на всех изученных в этом отношении месторождениях серы рассматриваемого типа и предполагается оптимальным для серообразования (Иванов, 1964; Юшкин, 1968<sub>г</sub>).

Участие вод атмосферного происхождения, обеспечивая окисление сероводорода, тем самым препятствует созданию его слишком высоких концентраций, угнетающе действующих на активность сульфатредуцирующих бактерий, т.е. оказывает косвенное влияние и на их активность.

Участие этих вод определяет и характер других, "чисто" химических процессов, непосредственно не связанных с окислительно-восстановительной обстановкой. Будучи слабо минерализованными или пресными, эти воды разбавляют глубинные рассолы, повышая их растворяющую, по отношению к сульфату кальция, способность. Сами инфильтрационные воды области питания обогащены сульфат-ионом в разной степени в зависимости от состава пород, сквозь которые они просачиваются (табл. 13). При этом характерно, что не только воды, просачивающиеся через известняки и составляющие, по видимому, основную часть поверхностного питания, но и инфильтрующиеся через ангидриты<sup>х)</sup>, несмотря на то, что они близки к насыщению по отношению к

---

<sup>х)</sup> Сернокислые воды, поступающие из зоны окисления серных руд, в данном случае не учитываются, поскольку они имеют ограниченное распространение, а резко повышенные содержания иона  $SO_4^{2-}$  и среди них устанавливаются лишь на локальных участках. Кроме того, вывод серных руд в зону окисления произошел лишь на последнем этапе

насыщенности по отношению к сульфату кальция, содержат значительно меньше сульфатов, чем воды переходной зоны. Это закономерно, учитывая значительно более низкую сульфатную емкость слабоминерализованных вод по сравнению с водами повышенной минерализации. Максимальная растворимость  $\text{CaSO}_4$ , согласно экспериментальным данным (Штернина, 1949; Левченко, 1950), характерна для растворов с минерализацией от 70 до 160 г/л, т.е. примерно для того интервала концентраций, какой устанавливается в водах переходной зоны. Следовательно, за счет только примешивания инфильтрационных вод к глубинным рассолам рост содержания сульфатов в единице объема раствора произойти не может, но при этом образуются растворы с максимальной сульфатной емкостью, более высокой, чем таковая у обоих составляющих — как у глубинных рассолов, так и у инфильтрационных вод. Этим в значительной степени определяется рост дефицита насыщения по отношению к сульфату кальция в переходной зоне и возможность растворения здесь гипса. Однако, как показывают химические анализы, действительное абсолютное повышение содержания ионов  $\text{SO}_4^{2-}$  в водах переходной зоны по сравнению с восстановительной очень незначительно, следствием чего и является сохраняющаяся здесь некоторая недосыщенность по отношению к сульфатам кальция. Тот факт, что недосыщенность не ликвидируется, несмотря на непосредственную связь вод с сульфатными породами при режиме затрудненного водообмена, можно объяснить лишь значительной активностью "расходования" ионов  $\text{SO}_4^{2-}$  в процессе сульфатредукции (и частично при осаждении целестина и барита) — со скоростью, близкой скорости поступления этих ионов в раствор. Сказанное подтверждается максимальной активностью сульфатредуцирующих бактерий в этом же интервале минерализаций (рис. 2I; Померанц, 1968).

---

х) развития месторождения (см.гл.VI), а до этого, при образовании основной массы руд, вод, характерных для современной зоны окисления серы, просто не было, поскольку выше пьезометрического уровня были развиты лишь ангидриты и гипсы.

Активная сульфатредукция, обуславливая сохранение дефицита насыщения по отношению к сульфату кальция, тем самым сохраняет условия для его дальнейшего растворения. Последнее обеспечивает возможность минералоотложения (на месте растворенного ангидрита) и способствует более активному притоку растворов к замещаемым участкам благодаря параллельному росту их пористости.

Растворение сульфатных минералов обеспечивает постоянное поступление в раствор ионов  $Ca^{2+}$ , что, при наличии источника ионов  $CO_3^{2-}$ , поддерживает насыщенность вод по отношению к  $CaCO_3$ , определяя возможность осаждения кальцита. Интенсивное поступление в раствор ионов  $SO_4^{2-}$  способствует осаждению целестина и барита.

Таким образом, активное развитие в переходной зоне процессов, ведущих к формированию серных руд, как биохимических, так и химических, как растворения, так и минералоотложения взаимосвязано и в значительной мере определяется общей главной причиной — относительно повышенной интенсивностью в этой зоне водообмена.

Можно полагать, что и различия между водами восстановительной зоны и водами, вскрытыми на участках более глубокого погружения водоносного комплекса (скв. IПГ), также определяются главным образом наличием некоторого, хотя и значительно менее интенсивного, влияния в первых из них вод поверхностного происхождения. Здесь вероятно сказывается преимущественно лишь некоторое разбавляющее их действие. Служить же источником кислорода и обеспечивать условия для жизнедеятельности тионовых бактерий они уже не могут.

Все рассмотренные био- и гидрогеохимические особенности восстановительной зоны дают основание считать, что ей соответствует гидродинамический режим зоны замедленного водообмена. К зоне весьма затрудненного водообмена, хотя в известной мере условно, можно отнести более погруженные участки, вскрытые, в частности, скв. IПГ (рис. 22).

Таким образом переходную и восстановительную зоны, хотя и до-

вольно сильно отличающиеся интенсивностью влияния в них вод поверхностного происхождения, в целом следует вероятно рассматривать как участки одной гидродинамической зоны - замедленного водообмена. С точки зрения гидрогеохимических условий они представляют собой зону "геохимического противоречия" - "фронт" водонапорного бассейна (Овчинников, 1970). Осуществляющиеся здесь процессы преобразования пород относятся, соответственно, к типу гипергенных.

Условия, характеризующие участки водносного комплекса, отнесенные в гидродинамической зоне весьма затрудненного водообмена, можно рассматривать как приближающиеся к катагенетическим, т.е. практически уже без сколько-нибудь заметного влияния гипергенных факторов. К сожалению, литологические особенности пород водоносного комплекса для этих участков в пределах района по существу не изучены.

Выше был сделан вывод о том, что обогащение вод зоны смешения сульфатами, а также непрерывное восполнение того количества иона  $SO_4^{2-}$ , которое расходуется в процессе сульфатредукции, происходит не только и не столько в результате внесения в них сульфат-иона инфильтрационными водами, как это часто трактуется, сколько за счет растворения сульфатных минералов непосредственно на месте - водами смешения. Хотя обе точки зрения предполагают, что источником иона  $SO_4^{2-}$  являются сульфатные породы, однако отмеченные некоторые различия в решении вопроса принципиальны и важны прежде всего по следующей причине. Согласно первой точке зрения таким источником служат сульфатные породы, развитые на путях инфильтрации вод в близповерхностных участках зоны активного водообмена, т.е. вне среды минералообразования. Пространственного совмещения процесса растворения ангидрита (реакция 1) со всеми последующими процессами, связанными с минералообразованием (реакции 2-9), эта точка зрения не предполагает. Вторая точка зрения предполагает, что ра-

створение сульфатных минералов осуществляется непосредственно в минералообразующей среде, т.е. предполагает возможность пространственного совмещения этих двух групп реакций (I) и (2-9). Тем самым такая точка зрения не исключает возможности метасоматического минералообразования.

Сопоставление результатов био- и гидрогеохимического анализа с литологическими данными

Сопоставление результатов совместного гидрогеохимического и микробиологического анализа с данными литологических исследований приводит к следующим выводам.

I) В современном разрезе месторождения имеет место взаимодействие между пластовыми водами и карбонатно-сульфатными породами с осуществлением именно тех процессов, которые привели к формированию серных руд. При этом: а) единственное замещаемое в исходных породах соединение - сульфат кальция - и в современных условиях является единственным из породообразующих минералов химически неустойчивым; инертный в ходе серообразования первичный кальцит не участвует и в современных процессах; б) комплекс основных новообразований пород (сера, кальцит, целестин, барит, флюорит - т.е. минеральный парагенезис самородной серы) соответствует комплексу соединений, для которых вероятно современное химическое или биохимическое осаждение; в) нет предпосылок для осаждения ряда минеральных соединений (стронцианита, магнезита, селлаита и др.), иногда встречающихся на экзогенных месторождениях серы, но на Гаурдаке отсутствующих; г) компоненты, содержание которых убывает в составе вод, приносятся в породы; преобразование пород связано с использованием содержащегося в водах нефтяного органического вещества, ионов  $Sr^{2+}$ ,  $Ba^{2+}$ ,  $(F^{-})$ .

2) Наиболее вероятным способом осуществления современного минералообразования, также как и процессов прошлого, сформировавших серные залежи, является метасоматическое замещение соединений сульфата кальция.

3) В реализации рассмотренных преобразований активное участие принимали и принимают бактерии круговорота серы.

4) Выше уровня подземных вод при участии микроорганизмов осуществляется взаимодействие подземных вод с минералами серных руд с формированием минерального комплекса, характерного для зоны окисления.

5) Установленной зональности современных эпигенетических процессов, отвечающей гидрогеохимической зональности разреза; соответствуют три типа гипергенных преобразований пород (снизу вверх) кальцитовый (безрудный), сернокальцитовый (рудный) и серно-кислотное выветривание (окислительный). По отношению к серным залежам выделенные зоны характеризуются условиями: сохранения ("консервации") или очень слабого их изменения (восстановительная), формирования (переходная) и разрушения (окислительная).

6) Оптимальная биогидрогеохимическая обстановка для массового серообразования рассматриваемого метасоматического по сульфатам типа создается при возникновении зон с повышенной интенсивностью подтока (смешения) вод поверхностного происхождения и глубинных рассолов непосредственно на участки развития сульфатоносных комплексов. Такая обстановка характерна для переходной зоны месторождения. Литологические данные позволяют полагать, что формирование всех горизонтов серных залежей месторождения, независимо от их гипсометрического положения в настоящее время, происходило в условиях, аналогичных или близких установленным для этой зоны.

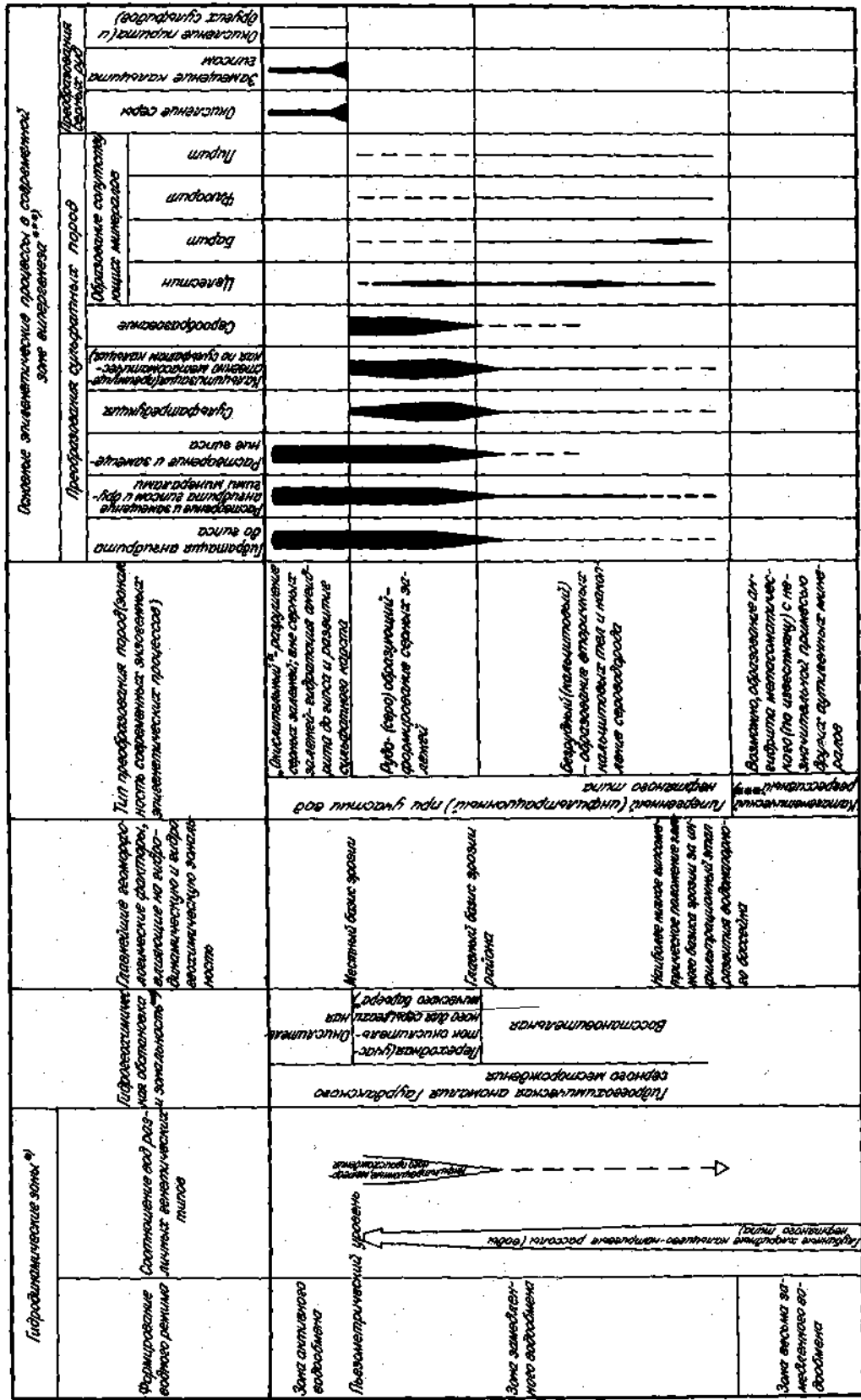
Выявление комплекса гидрогеохимических и микробиологических показателей, характерного для переходной зоны Гаурдакского месторождения, на других участках может свидетельствовать об осуществлении и в их пределах современных процессов серообразования (при наличии, естественно, всех других, необходимых для развития этого процесса предпосылок - Соколов, 1958 и др.).

Характер важнейших эпигенетических процессов, осуществляемых в современном разрезе месторождения, отражен на рис. 22. Он показан в основном по результатам био- и гидрогеохимического анализа (хотя и с учетом рассмотренного их сопоставления с данными литологических исследований). Лишь для некоторых процессов, второстепенных по значимости (образование флюорита, пирита, частично барита), для которых одних гидрогеохимических данных было недостаточно, интервалы и предполагаемая интенсивность развития намечены в большей мере по литологическим показателям, прежде всего исходя из характера их парагенетических взаимоотношений с теми минералами, образование которых в соответствующем интервале устанавливается достаточно отчетливо по гидрогеохимическим данным.

Надо подчеркнуть, что на рис. 22 показаны интервалы развития процессов в современных условиях (при современном положении гидрогеохимических зон), составляющие лишь часть от интервалов их проявления за весь период развития гипергенных преобразований при различных положениях базисов эрозии (см. гл. VI). Кроме того, следует обратить внимание, что интенсивность некоторых процессов, даже при стабильном положении базисов эрозии, видимо далеко не постоянна. Это касается, в частности, ряда преобразований, осуществляемых в нижней восстановительной зоне, течение которых, как отмечалось, к настоящему времени заторможено, по сравнению с его интенсивностью в начальный период - сразу после установления базиса эрозии на уровне, близком современному. Можно полагать, что при отсутствии избыточных концентраций сероводорода, тормозящих деятельность сульфатредуцирующих бактерий (при сохранении всех других важнейших био- и гидрохимических показателей, характеризующих восстановительную зону) не только сульфатредукция, но и ряд других, связанных с ней процессов происходит значительно бо-

Рис. 22

Схема соотношения зонльности подземных вод с зонностью современного складчатого комплекса в породе верхнеюрского карбонатно-сульфатного комплекса на Гаурдакском серном месторождении



\*) В соответствии со схемой Н.К.Менделеева (1950)  
 \*\*) По М.С.Пуреву и др. (1967)  
 \*\*\*) Термин в понимании Н.Б.Васильева (1957)

Таблица имеет строгую интеллектуальную принадлежность  
 процессу. Пунктиром показаны незначительная ин-  
 тенсивность



лее интенсивно. Прежде всего это относится к кальцитизации (метасоматической по ангидритам) и соответственно к десульфатизации пород, которые видимо именно в таких условиях ведут к образованию мощных вторичных кальцитовых тел. Интенсивное их развитие вероятно имеет место либо на начальных этапах установления соответствующего гидродинамического режима - до образования избытка сероводорода, либо в условиях, когда сероводород по тем или иным причинам не скапливается: или он достаточно быстро расходуется, например, в результате интенсивного сульфидообразования при наличии источника металлов, или если есть возможность для его достаточно быстрой миграции - "оттока" от места образования.

## Глава У. НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РАЙОНА

Прослеженная зависимость положения границ гидрогеохимических зон в разрезе Гаурдакского месторождения от современного положения базисов эрозии (гл. IУ) делает очевидной необходимость для проведения палеогидрогеохимических реконструкций предварительно восстановить историю колебаний базисов эрозии. Это особенно важно, учитывая наличие в районе глубокой погребенной карстово-эрозионной системы, свидетельствующей о значительных амплитудах таких колебаний.

Погребенная карстово-эрозионная система на территории района вскрыта бурением (Банченко, 1951ф; Петров, 1955; Камышев и др., 1960ф; Парникель, 1963ф, 1966ф; Седлецкий и др., 1964ф, 1967ф; Парникель и др., 1965ф; Байков и др., 1966ф) на многих участках вдоль наиболее крупных долин и представлена их погребенными врезами и многочисленными проявлениями связанного с ними глубокого карста. В их изучении автор принимал непосредственное участие, выполнив комплекс специальных литологических, геоморфологических и палеогеоморфологических исследований. Анализ фактического и литературного материала по этим вопросам и его сопоставление с литературными данными по смежным районам Средней Азии был выполнен в 1966 г. автором совместно с М.С.Гуревичем и В.И.Седлецким, а затем развит в ряде работ (Беленицкая и др. 1970, Беленицкая, 1967ф, 1968ф, 1968<sub>2</sub>, 1970<sub>1</sub>)

### Древняя эрозионная система района

Погребенная речная сеть в пределах района выявлена и прослежена на отдельных участках пра-долин р.р.Кугитанг-Дарьи - на востоке, Кансая (Гаурдакской) - на западе, Дарьи (Тюбегатанской) - на крайнем северо-востоке, а также р.Аму-Дарьи на примыкающей к району с юго-запада территории (рис.23).

Дно погребенного вреза р.Аму-Дарьи вскрыто на абс.отметках

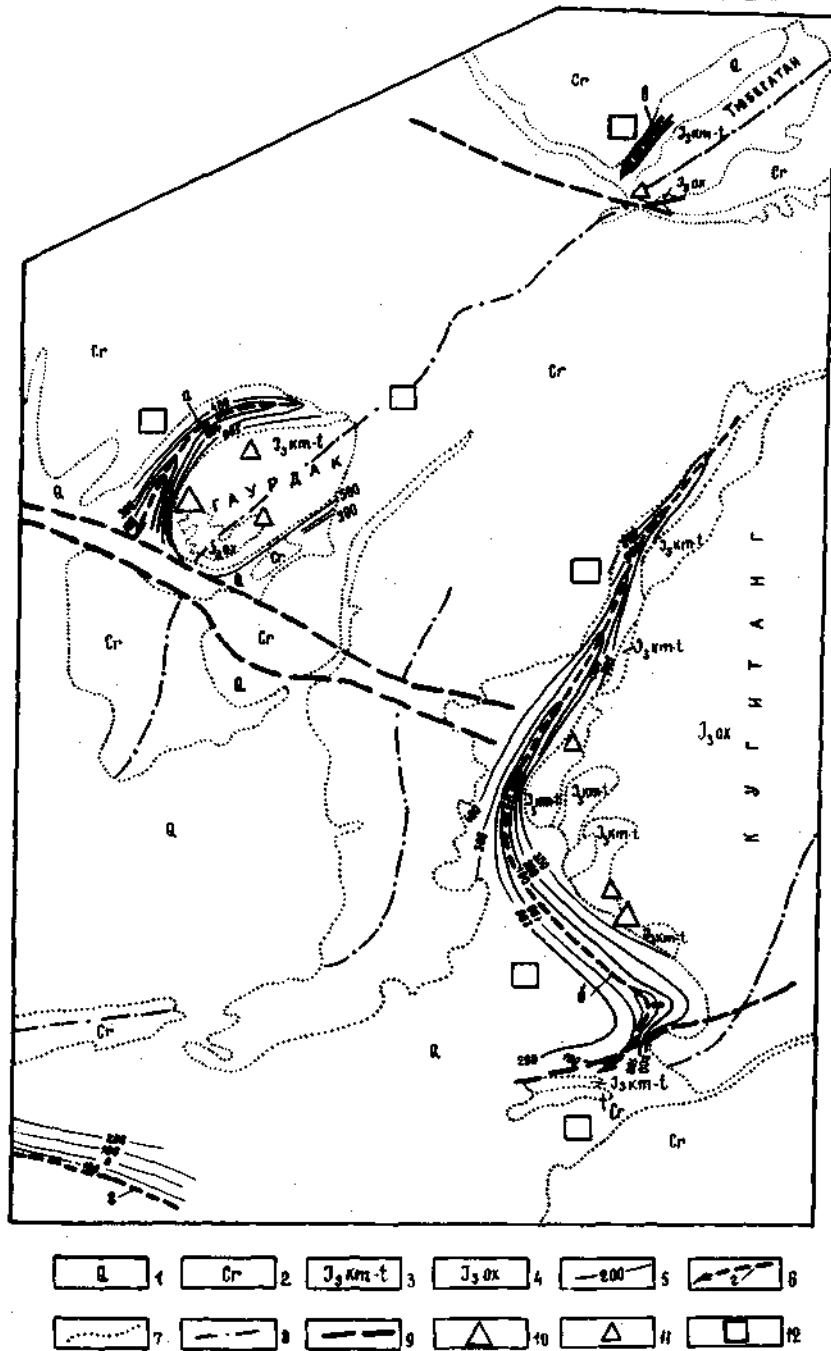



Рис.23. Схема древней (среднеплиоценовой) эрозионной сети Гаурдак-Кугитангского района.  
 1 - четвертичные отложения; 2 - меловые, преимущественно песчано-глинистые отложения; 3 - верхнеюрские (киммеридж-титонские) отложения, ангидриты, гипсы; 4 - верхнеюрские (оксфордские) известняки; 5 - изолинии поверхности (в абс.отм.) погребенных эрозионных врезов; 6 - осевые линии погребенных врезов долин: а) - Гаурдакской, б) - Кугитангской, в) - Тюбегатанской, г) - Аму-Дарьи; 7 - границы стратиграфических подразделений; 8 - оси антиклиналей; 9 - линии тектонических нарушений (8,9-по данным В.И.Седлецкого, 1964); 10 - месторождения серы; 11 - серопроявления; 12 - месторождения калийных солей.

около минус 150 м при мощности выполняющих его отложений 420 м, р. Кугитанг-Дарья - на абс. отметках минус 100 м при мощности отложений свыше 420 м, р. Кансай - на абс. отм. 115 м (предположительно 0 - минус 100 м) при мощности отложений более 350 м. Древняя Тибегатанская долина сравнительно мало изучена. Вскрытая мощность выполняющих ее отложений превышает 180 м.

Древние Кугитангская, Гаурдакская и Тибегатанская долины приурочены к западным и северо-западным крыльям одноименных антиклиналей. Общая ориентировка долин близка к простиранию пород галогенно-карбонатной толщи. Осевые их зоны на отдельных участках совпадают с тектоническими нарушениями. В плане погребенные врезь располагаются в пределах развития соляной и ангидритовой толщ, границы между которыми (в зонах размыва) и осевые линии врезь примерно совпадают. На изученных отрезках западные борта погребенных врезь сложены соляной толщей и перекрывающими ее песчано-глинистыми отложениями карабийской свиты, восточные - ангидритами и подстилающими их известняками, а все более молодые мезозойские отложения в этих бортах размывы. Мощность самой ангидритовой толщи даже под наиболее глубокими участками врезь в большинстве случаев сокращена мало (рис. 7), а полного ее размыва здесь не отмечалось. Это свидетельствует, что образование врезь происходило преимущественно за счет размыва солей при подчиненной роли размыва сульфатных пород.

При сравнении положения в плане тальвегов древних долин и их современных аналогов отмечается устойчивое смещение последних в одну сторону - к западу. Величина смещения растет к низовьям долин.

Морфологически древние долины в большинстве случаев представляют собой -образные глубокие (до 200-400 м, а участками и несколько более) врезь, расширяющиеся в южном направлении. Обычна асимметрия их поперечного профиля: левый "ангидритовый" склон чаще более пологий, правый - "соляной" - круче. Для продольного профиля врезь

на фоне общего уклона к югу характерно наличие в осевой зоне карстовых впадин и котловин, достигающих значительных глубин (50-100 м в древней Кугитангской долине). Таким образом, погребенные врезы на большинстве изученных участков могут рассматриваться как карстово-эрозионные образования соляной толщи.

Устанавливается сходство погребенных врезов и по некоторым литологическим особенностям выполняющих их отложений. Обычно они представлены разнородными по составу осадками: от широко развитых глинистых и алевритовых с различным содержанием примеси более крупного обломочного материала до прослоев и слоев гравийно-галечникового состава. В целом преобладают осадки тонкозернистые. Для глинистых и алевритовых разностей отмечается высокая карбонатность (до 20-50%  $\text{CaCO}_3$ ) и большая однородность (обычно содержание фракций  $< 0,01$  мм составляет от 50 до 80%, а фракции более 0,25 мм отсутствуют). Окраска пород преимущественно от красно-бурой до палево-серой и серой.

В разрезе отложений всех долин характерно присутствие так называемых обрушенных пород. Эти породы являются в основном брекчией обрушения пород надсолевого комплекса - нижнемеловых красноцветных песчано-глинистых отложений и представляют собой хорошо сцементированную, по составу нередко преимущественно глинистую плотную массу. Залегают они в различных частях разрезов в виде прослоев, линз и неправильной формы тел различного размера в плане и по мощности (от долей до десятков метров). Наиболее крупное такого рода образование установлено в пра-долине р.Кугитанг-Дарьи в районе Карлюкского месторождения калийных солей. Здесь оно залегает в виде мощного (до 70-80 м) плащеобразного "покрова" на размытой в процессе образования древнего вреза поверхности соляных пород - вдоль соляного края (рис.24,26). "Покров" распространен в правом (западном) борту и, частично, в центральной части пра-долины р.Кугитанг-Дарьи, образуя в плане полосу длиной около 10 км (или более) и шириной в среднем

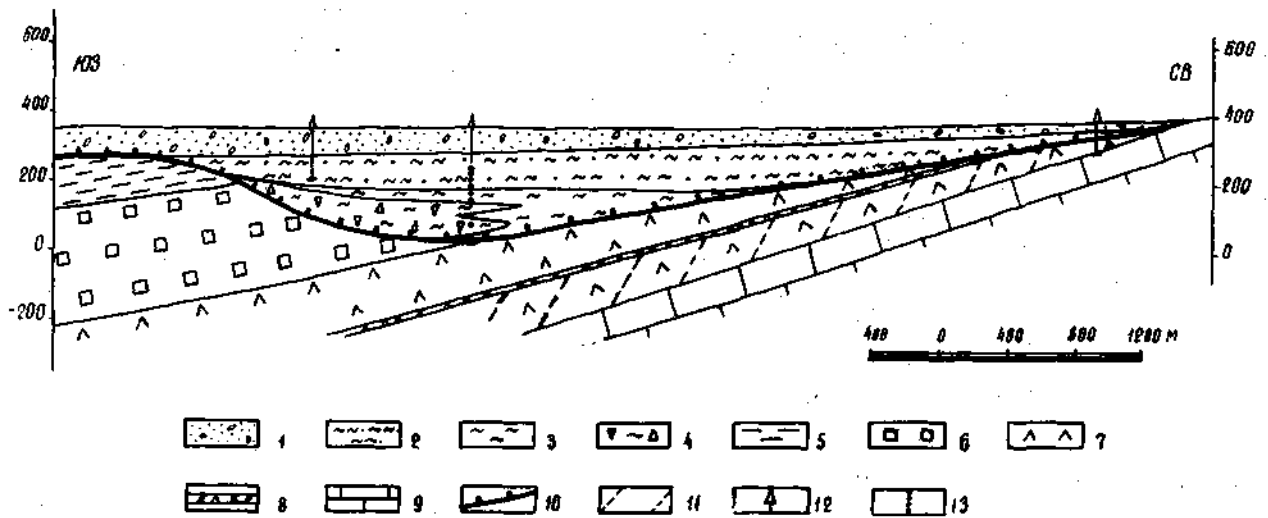


Рис. 24. Схематический поперечный геологический профиль пра-долины р. Кугитанг-Дарьи на участке Карлюкского калийного месторождения.

I - верхнечетвертичные песчано-глинистые и гравийно-галечные осадки ( $Q_3$ ); 2 - среднечетвертичные алеврито-глинистые осадки с примесью песчаного, реже гравийно-галечного материала ( $Q_2$ ); 3 - нерасчлененный комплекс среднеплиоценовых - нижнечетвертичных существенно глинистых осадков с подчиненным количеством гравийно-галечного материала ( $N_2-Q_1$ ); 4 - зона существенно глинистых пород - брекчии обрушенных нижнемеловых отложений; 5 - отложения карабильской свиты, красноцветные аргиллиты, глины ( $J_3 t - C_2, v, k, z, b, 1$ ); 6, 7, 8 - отложения гаурдакской свиты: 6 - соляная толща ( $J_3 km-t g_{2,3,4}$ ); 7, 8 - ангидритовая толща ( $J_3 km-t g_{2,2}$ ); 7 - ангидриты, 8 - карбонатно-сульфатные породы горизонта "R"; 9 - известняки гиссарской свиты ( $J_3 ox gs$ ); 10 - поверхность среднеплиоценового эрозионного вреза; II - перспективная на серу зона в приобортовой части погребенного вреза; 12 - скважины; 13 - точки отбора проб на спорово-пыльцевой анализ.

1,5 км. Полоса этих пород, ограничивая правый борт пра-долины, является в то же время краевой восточной частью Карлюкского калийного месторождения, в связи с чем была детально изучена (Беленицкая, 1966Ф Седлецкий и др., 1967Ф).

Наличие, а нередко и преобладание обрушенных образований в разрезах отложений, выполняющих погребенные врезы, не только затрудняет их расчленение, но в ряде случаев долгое время служило препятствием распознаванию наличия самих врезов. Это имело место, в частности, в районе Гаурдакского серного месторождения и Тьобегатанского серопроявления. Так, на Гаурдакском месторождении на западном погружении серных залежей в восточном борту современной долины р. Кансай в процессе разведки многими скважинами были вскрыты красноцветные породы, сходные с отложениями разных свит нижнего мела, но брекчированные и залегающие здесь непосредственно на ангидритах гаурдакской свиты. Несмотря на то, что существование погребенного вреза р. Кансай, вскрытого ранее вдоль его северо-западного борта, было известно, эти образования долгое время рассматривались либо как тектонические чешуи нижнемеловых пород, надвинутые на ангидриты гаурдакской свиты, либо связывались с процессами соляной тектоники, как одно из следствий диапиризма. При более внимательном их изучении было установлено (Парникель, 1963Ф; Седлецкий и др., 1964Ф) довольно широкое распространение в их составе примеси инородного обломочного материала и, что особенно существенно, наличие такого материала в их основании в виде линз и прослоев. Это привело к выводу, что они возникли в результате обрушения нижнемеловых пород после выщелачивания значительных масс подстилавших их солей. Дальнейшее специальное изучение этих отложений и установление связи их образования с развитием древней Гаурдакской долины изменило представление о характере погребенного вреза этой долины, значительно более глубокого, широкого и, главное, непосредственно примыкающего к Гаурдакскому серному месторождению

(Беленицкая, 1968<sub>I</sub>, 1970<sub>I</sub>; Беленицкая, Гуревич, Седлецкий, 1970 и др.). Специальное изучение аналогичных образований на участке Тубегатанского серопроявления, выполненное нами в 1965-1966 гг., показало наличие и здесь погребенного вреза.

Приведенные и рассмотренные ранее данные показывают, что для древних долин района, особенно четко для Гаурдакской и Кугитангской, устанавливается значительное сходство многих важнейших особенностей строения. Прежде всего это касается самих погребенных врезов: их структурно-тектонического положения, взаимоотношения с породами, слагающими ложе, и с более древними поверхностями выравнивания (с сохранившимися <sup>их</sup> фрагментами - см. гл. II), суммы морфологических признаков, общего характера и некоторых специфических черт выполняющих их отложений, измененности пород, слагающих ложе (гл. III), а также, как будет показано ниже, особенностей развития подчиненных им глубоких карстовых систем. Все это говорит об общности генезиса глубоких врезов и о вероятной близости времени их заложения. Установленные помимо этого близкие значения мощностей отложений, выполняющих врезы, сходство строения террасовых комплексов (гл. II) и соотношения тальвегов древних и современных врезов - эти и ряд других признаков приводят к выводу, что и дальнейшее, после возникновения глубоких врезов, развитие долин происходило в целом синхронно.

Возраст отложений, выполняющих погребенные врезы района, всеми предшествующими исследователями обычно условно определялся как четвертичный, а время возникновения самих врезов относилось к началу четвертичного периода или к границе его с неогеном. Имеющихся по району фактических данных для решения этих вопросов недостаточно. Поэтому необходимо обратиться к более общим закономерностям истории формирования эрозионной системы юга Средней Азии и прежде всего бассейна р. Аму-Дарьи, лишь в непосредственной связи с которыми могло происходить развитие эрозионной сети рассматриваемого района.



Для большей части обширного региона юга Средней Азии начало последнего континентального этапа развития, сменившего длительный период седиментации преимущественно морского и лагунного типа, связано с начавшейся в олигоцене активизацией альпийских тектонических движений. В первой половине этого этапа - до среднего плицена - на рассматриваемой территории преобладал площадной смыв, амплитуда вреза долины была небольшой, не превышала первых десятков м (Луппов, 1963).

Этапом наиболее интенсивного и глубокого эрозионного расчленения древнего рельефа на этой территории юга Средней Азии явилось среднеплиоценовое время. Основной его причиной и стимулом послужило чрезвычайно сильное (до абс.отм. минус 500 - минус 600 м) и резкое понижение в это время базиса эрозии региона - уровня Каспийского бассейна, которое произошло в результате интенсивного и не компенсированного осадконакоплением прогибания Южнокаспийской впадины. Приводимый краткий обзор и прилагаемая схема расположения среднеплиоценовых врезов на территории юга Средней Азии (рис.25) составлен по литературным данным. Их сводка имеется в работах Н.П.Луппова (1963), Е.Е.Милановского (1963), Р.Г.Гарецкого и А.Л.Древича (1964), З.А.Сваричевской (1965), Г.И.Попова (1967) и др.

Процессы среднеплиоценового эрозионного расчленения отличались чрезвычайно широким размахом: они проявились на территориях практически всех областей, примыкающих к Каспийскому бассейну или так или иначе с ним связанных: на Кавказе, в Поволжье, Приуралье, на юге Западной Сибири, Прииртышье, Казахстане, Средней Азии, а также в ряде районов Ирана и Афганистана. Были выработаны глубокие, ныне погребенные врезы палео-рек Волги, Камы, Урала, Эмбы, Тургая, горных долины Большого и Малого Кавказа, многих рек равнинных и горных районов Средней Азии и ряда других областей. Глубина наиболее крупных врезов относительно раннеплиоценовых поверхностей выравнивания достигала 400-600 м. Большая часть врезов этого времени заполнена отложе-

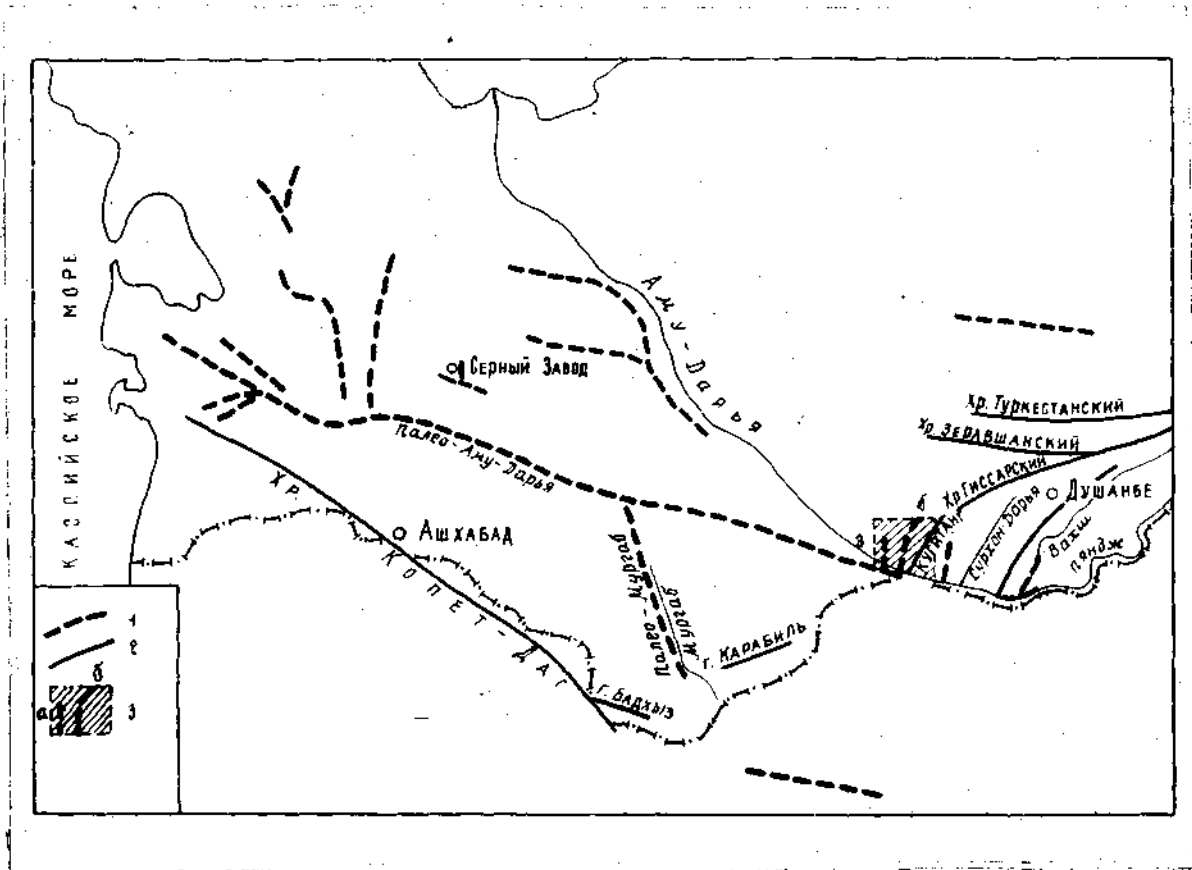


Рис. 25. Схема среднеплиоценовой погребенной речной сети на Юге Средней Азии.  
1 - положение основных среднеплиоценовых глубоких долин (по литературным данным); 2 - главнейшие хребты; 3 - площадь Гаурдак-Кугитангского района, а) - Гаурдакская прадolina, б) - Кугитангская.

ниями среднего и верхнего плиоцена.

Многочисленные фактические данные говорят о синхронности и тождественности эрозивных и последующих аккумулятивных процессов на всей этой огромной территории, что подтверждает образование средне-плиоценовых глубоких врезов именно в связи с понижением общего для всей этой территории базиса эрозии, а не в связи с поднятиями отдельных ее участков.

На юге Средней Азии крупнейшей водной артерией в среднем плиоцене являлась Палео-Аму-Дарья. Она пересекала территорию с востока на запад от гор Тянь-Шаня до Западно-Туркменской впадины - в направлении, не совпадающем с современным (рис.25). Общая мощность пород средне- и позднеплиоценового возраста, заполняющих ее древний врез, достигает 940 м (Блиская, 1963), а глубина дна - абс.отметок минус 500 - минус 800 м (Раевский, 1967). Наблюдаемая мощность частично увеличена, а уровень дна опущен в результате конседиментационного прагибания соответствующих участков территории. Глубина собственно эрозивного вреза составляет не менее 500 м.

В дальнейшем, после заполнения глубокого вреза происходило последовательное чередование циклов эрозии и аккумуляции, интенсивность которых была менее значительной.

При определении времени образования глубоких врезов района важно учитывать, что антиклинальные структуры, к крыльям которых они приурочены, в течение континентального периода испытывали той или иной интенсивности устойчивые поднятия. Каких-либо значительных опусканий никто из исследователей района не предполагает. Поэтому наблюдаемые отметки дна врезов не могут быть результатом последующего их погружения, а должны быть связаны лишь с существованием в какое-то время базиса эрозии на уровне, соответствующем современным отметкам их тальвегов, либо даже более низком, но не выше этих отметок. Приведенные выше данные показывают, что такое положение базиса

эрозии на юге Средней Азии было лишь в среднем плиоцене.

С достаточной уверенностью можно считать, что древние Гаурдакская и Кугитангская долины, как и современные их аналоги, являлись притоками Палео-Аму-Дарьи. На это указывают следующие факты:

а) вскрытые участки погребенных врезов этих долин находятся в непосредственной близости (всего около 50 км) от глубокого вреза древней Аму-Дарьи; б) наиболее низкие абс. отметки их тальвегов очень близки к отметкам дна Палео-Аму-Дарьи, вскрытым на участках, примыкающих к району; в) уклоны тальвегов погребенных врезов направлены в сторону древней Аму-Дарьи; г) в том же направлении понижаются поверхности, соединяющие границы литологически сопоставимых (одновозрастных?) комплексов, выделенных в отложениях, выполняющих глубокие врезы Кугитанг-Дарьи (Беленицкая, 1966Ф) и Аму-Дарьи (Амурский, 1960; Камышев, Айзберг, 1960Ф).

Все сказанное позволяет рассматривать средний плиоцен как наиболее вероятное время возникновения крупнейших эрозионных врезов района, а главным базисом эрозии района в этот период считать погребенный врез Палео-Аму-Дарьи.

Естественно, что не исключается вероятность некоторого запаздывания возникновения врезов - притоков по отношению к врезу Палео-Аму-Дарьи. Однако, учитывая относительную кратковременность существования вреза Палео-Аму-Дарьи незаполненным и довольно быстрое и интенсивное его выполнение мощной толщей осадков, надо признать, что значительным такое запаздывание быть не могло. Это тем более справедливо, что и для глубоких врезов Гаурдак-Кугитангского района ряд фактов позволяет говорить о небольшой продолжительности существования их незаполненными. Такой вывод уже был сделан нами ранее на основании анализа закономерностей распространения процессов гидратации в ангидридах, слагающих склоны погребенных <sup>врезом</sup> долин (гл. III) и подтверждается закономерностями развития в них карста (см. ниже).

Подтверждают его и некоторые из отмеченных морфологических особенностей врезов, в частности нередко V-образный характер их поперечного профиля, невыработанность на ряде участков продольного профиля ~~долин~~ с развитием полуслепых участков (свидетельство, что эрозионная деятельность потока не достигла профиля равновесия) и т.д.

Вывод о небольшой длительности существования врезов незаполненными, а также тот факт, что заполнение глубокого вреза Аму-Дарьи началось уже в среднем плиоцене, позволяют считать, что заполнение глубоких врезов Гаурдакской и Кугитангской долин также началось в конце неогена, возможно уже в среднем плиоцене, и датировать выполняющие эти врезы отложения  $N_2^{2-3} - Q_4$ .

Такое заключение подтверждается данными спорово-пыльцевого анализа отложений, выполняющих глубокие участки погребенного вреза Кугитангской пра-долины. В спорово-пыльцевом комплексе этих отложений, по мнению Е.Н.Ершовой, устанавливается аналогия с комплексом курунсайской свиты. Последняя выделена В.А.Лоскутовым и Я.К.Меламедом в Таджикской депрессии как нижняя часть кулябского комплекса, датируемого на основании многочисленных новых данных, включая комплексы окаменелостей,  $N_2^{2-3} - Q_1$  (Лоскутов и др., 1970).

Существенно, что данные спорово-пыльцевого анализа являются подтверждением вывода о поздненеогеновом, а не четвертичном, как считалось до сих пор, возрасте древних врезов Гаурдак-Кугитангского района. Надо сказать, что и кулябские отложения до настоящего времени на основании лишь косвенных признаков считались нижнечетвертичными.

Что касается древней Тибегатангской долины, то она, как и современный ее аналог, являлась, по-видимому, водотоком системы Гузар-Дарьи, левого притока Кашка-Дарьи. Для этих двух долин также установлено наличие глубоких погребенных врезов, образование которых до сих пор связывалось с началом четвертичного периода (Тетюхин, 1966 и др.). Не решая вопроса о возрасте Тибегатангской долины, в данном

случае не принципиального, мы в дальнейшем для упрощения изложения, касаясь вопросов о возрастных границах, связанных с древними долинами, не будем оговариваться, что для Тубегатанской долины они могут несколько отличаться.

### Карстовые системы, их соотношение с эрозионными, возраст

В породах верхнеюрского галогенно-карбонатного комплекса преимущественно в прибортовых частях погребенных эрозионных врезов широко развит глубокий (до глубин 400-600 м и несколько больше) карст (рис. 26). Изучение характера и закономерностей его развития важно для нас прежде всего потому, что карстовые системы, будучи одним из следствий образования глубоких эрозионных врезов, уточняют и дополняют закономерности формирования последних. Одновременно они нередко служат связующим - морфологическим и генетическим - звеном между эрозионными системами и зонами развития других гипергенных процессов, во многих случаях несколько опережая последние в своем развитии и в значительной мере предопределяя при этом пути и закономерности их распространения. Кроме того, знание характера и степени закарстованности толщ позволяет судить об их водопроницаемости как в настоящее время, так и на более ранних этапах, что очень существенно при решении ряда вопросов о современных и палеогидрогеологических условиях формирования зоны гипергенеза. Только с таких точек зрения ниже рассматриваются некоторые стороны проблемы карста в районе.

Наиболее интенсивно карст проявился в солях и ангидридах. В толще солей, благодаря их очень высокой растворимости, но при этом почти полной водонепроницаемости, процессы эрозии, сопровождаемая карстовые, часто опережают их, в результате чего в толще развиты грандиозные по масштабам карстово-эрозионные формы, одним из проявлений которых являются на многих своих участках описанные выше древние врез. Собственно карстовые формы в соляной толще развиты преимущественно вдоль ее верхнего и нижнего контактов, а в средних частях

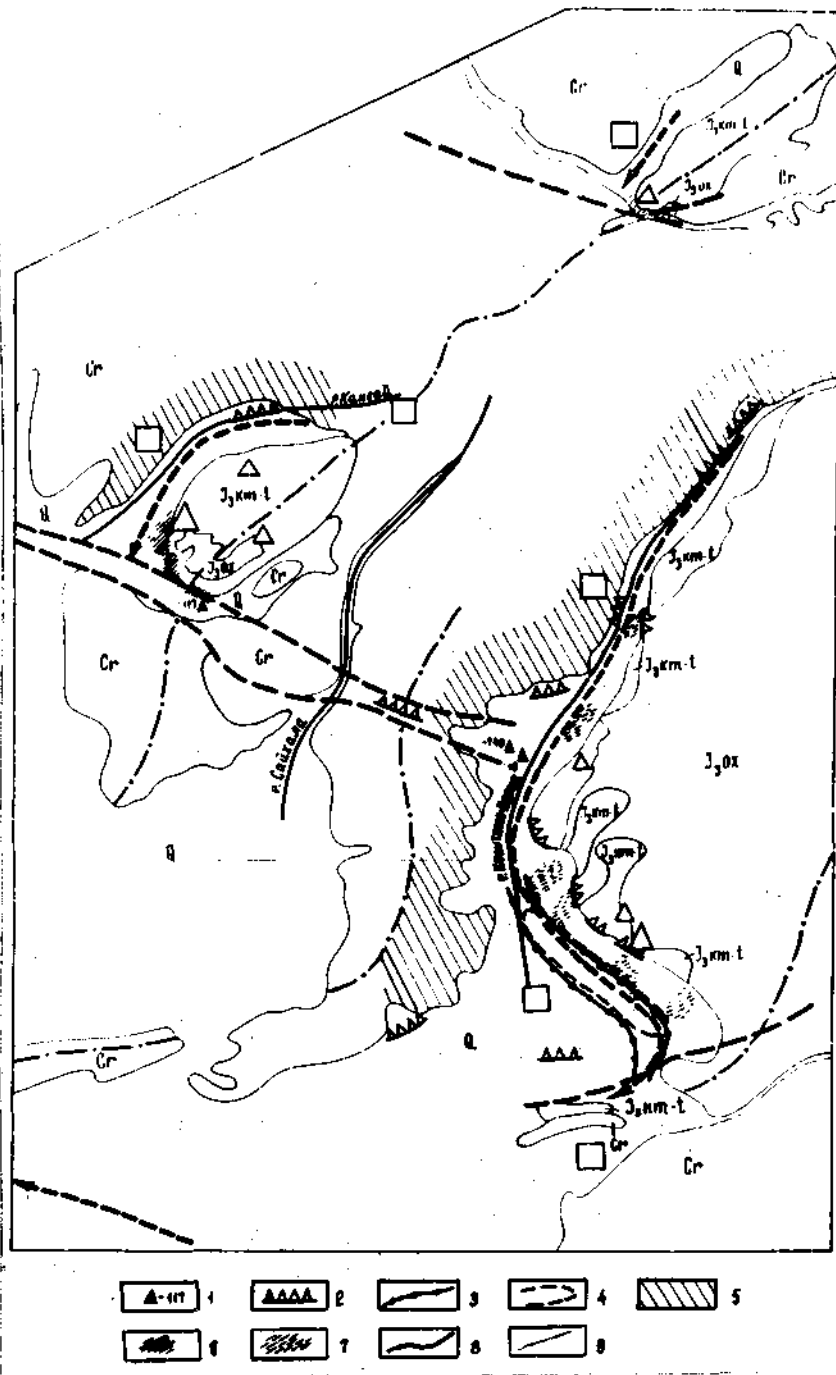


Рис. 26. Схема карстовых систем Гаурдак-Кугитангского района. 1 - наибольшие вскрытые глубины развития карста (в абс. отм.); 2 - участки максимального проявления поверхностных форм карста (по данным А.П.Поспелова, 1966Ф); 3 - контуры зоны залегания солей в борту погребенного вреза Кугитангской долины непосредственно под отложениями, выполняющими врез (контуры соляного края); 4, 5 - площади развития обрушенных надсолевых (нижнемеловых песчано-глинистых) пород: 4 - брекчии обрушения - глинистая водонепроницаемая "покрышка" на соляном крае (Карлюкский участок Кугитангской долины), 5 - блоковое проседание по экзотектоническим трещинам в результате выщелачивания соли вдоль напластования; 6, 7 - положение рудных залежей и связанного с ними карста в низах ангидритовой толщи: 6 - установленное, 7 - предполагаемое; 8 - тальвеги современных долин; 9 - границы стратиграфических подразделений. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 23.

разреза толщи практически не отмечаются (Седлецкий и др., 1967Ф). Из этой закономерности можно заключить, что соляная толща даже на тех участках, где она затронута процессами карстования в верхнем и нижнем своих горизонтах, в целом сохраняет водонепроницаемость и устойчивого дренажа через нее не происходит.

С процессами интенсивного подземного выщелачивания и карстования солей вдоль их верхнего контакта с покрывающими нижнемеловыми породами по падению толщи (в сторону от долин) связаны так называемые экзотектонические явления, имеющие на площади района широкое распространение (Банченко, 1951Ф; Петров, 1957; Седлецкий, 1965<sub>2</sub>). Интенсивное, но неравномерное выщелачивание и уменьшение мощности соли под покрывающими отложениями вызывает дробление последних на блоки и проседание их по трещинам, внешне проявляющимся как нормальные сбросы. Протяженность экзотектонических трещин в нижнемеловых отложениях по правобережью р. Кугитанг-Дарьи достигает 40 км, а амплитуда вертикального перемещения блоков - 70 м и более. Соль под просевшими нижнемеловыми породами существенных деформаций не испытывает. Основные площади развития нижнемеловых пород, обрушенных и разбитых экзотектоническими трещинами, приурочены к правым бортам долин рр. Кугитанг-Дарьи, Кансая и Дарьи (рис. 26).

Для сульфатных пород характерны сходные с солями, лишь менее резко выраженные, особенности: хорошая растворимость при почти полном отсутствии водопроницаемости. Последней особенностью определяется преимущественное развитие карстовых форм в разрезе толщи вдоль контактов ангидритов с водопроницаемыми карбонатными породами, прежде всего вдоль нижнего их контакта с гиссарскими известняками и в меньшей степени - с горизонтом карбонатно-сульфатных пород " R ".

Наибольшее развитие в толще ангидритов имеет карст рудный, тесно связанный с серными залежами пространственно и генетически: образую-



шийся, как было показано в гл. III, чаще всего на поздних этапах формирования залежей преимущественно за счет сохранившихся внутри них изолированных и полуизолированных останцовых участков сульфатных пород.

Карст, возникающий под действием вод главным образом атмосферного происхождения, распространен в толще ангидритов в приповерхностных зонах: вдоль поверхности земли и в бортовых частях погребенных врезов. Закономерности его распространения очень сходны с рассмотренными ранее (гл. III) для проявлений в толще ангидритов процессов их приповерхностной гидратации.

Карст в известняках имеет более ограниченное распространение.

Выявленные в них карстовые формы, в том числе крупные пещеры, развиты выше или непосредственно у современного уровня подземных вод. Для многих из них установлено соответствие их гипсометрического положения уровням разновозрастных четвертичных террас, чаще всего наиболее высоких среднечетвертичных (Поспелов и др., 1966Ф), что позволяет рассматривать такие формы как участки разгрузки подземных вод в более ранние периоды, при более высоком положении базиса эрозии. Это совпадает с мнением, высказанным Н.П. Петровым (1959). С карстовыми полостями, развитыми непосредственно у современного уровня подземных вод, часто связаны выходы источников.

Наиболее широкое развитие карстовые формы имеют на контактах литологически разнородных карстующихся толщ: соляной и сульфатной, сульфатной и карбонатной. В первом случае карст, как правило, образуется за счет солей, во втором - за счет сульфатов. Такое предпочтительное растворение солей по сравнению с сульфатами, а последних - по отношению к карбонатам является естественным следствием прежде всего резко различной растворимости этих соединений. Обратная последовательность растворения при гипергенезе, по сравнению с последовательностью седиментации в ряду соль-ангидрит (гипс) - кальцит, отмечалось и для других регионов развития галогенно-карбонатных толщ

▲ (Писарчик, 1963 и др.).

Положение карстовых систем в плане, помимо их приуроченности к прибортовым участкам древних долин (рис.26), четко контролируется зонами тектонических нарушений (Седлецкий и др., 1964Ф; Поспелов и др., 1966Ф). Наиболее крупные тектонические нарушения в развитии карстовых систем имели значение по-видимому не только как зоны наиболее ослабленные и проницаемые, но выполняли и дренирующую роль, усиливавшуюся в процессе развития вдоль них карста. Возможно, в частности, что глубокий врез Палео-Аму-Дарьи оказывал дренирующее влияние на развитие карста района не только через систему эрозионных врезов, но и через наиболее крупные из тектонических нарушений. Прежде всего это относится к основным нарушениям Узун-Кудукского грабена, вдоль которых карст устанавливается на глубинах, максимальных для района (минус 117 м - минус 220 м - у юго-западного склона Гаурдакского поднятия, минус 140 м в долине р.Кугитанг-Дарьи), и при этом - что в данном случае особенно существенно - на абс.отметках, более низких, чем отметки ближайших к ним эрозионных врезов. Не исключено однако, что наиболее глубокие части погребенных врезов, игравших роль дрен при развитии этих и других наиболее глубоких участков карстовых систем, в настоящее время просто еще не вскрыты, а их действительная глубина достигает абс.отметок минус 100 - минус 200 м.

В распространении карстовых полостей в вертикальном разрезе проявляется ряд общих для всех карстующихся толщ закономерностей, намеченных А.П.Поспеловым (Поспелов и др., 1966Ф), которые хорошо увязываются с важнейшими особенностями строения древних долин и отражены на рис.27.

1. Вскрытая максимальная глубина распространения карста близка максимальной (минус 150 м) вскрытой глубине погребенных врезов.

2. Незаполненные обводненные крупные карстовые полости (активный действующий карст) в большинстве случаев не устанавливаются

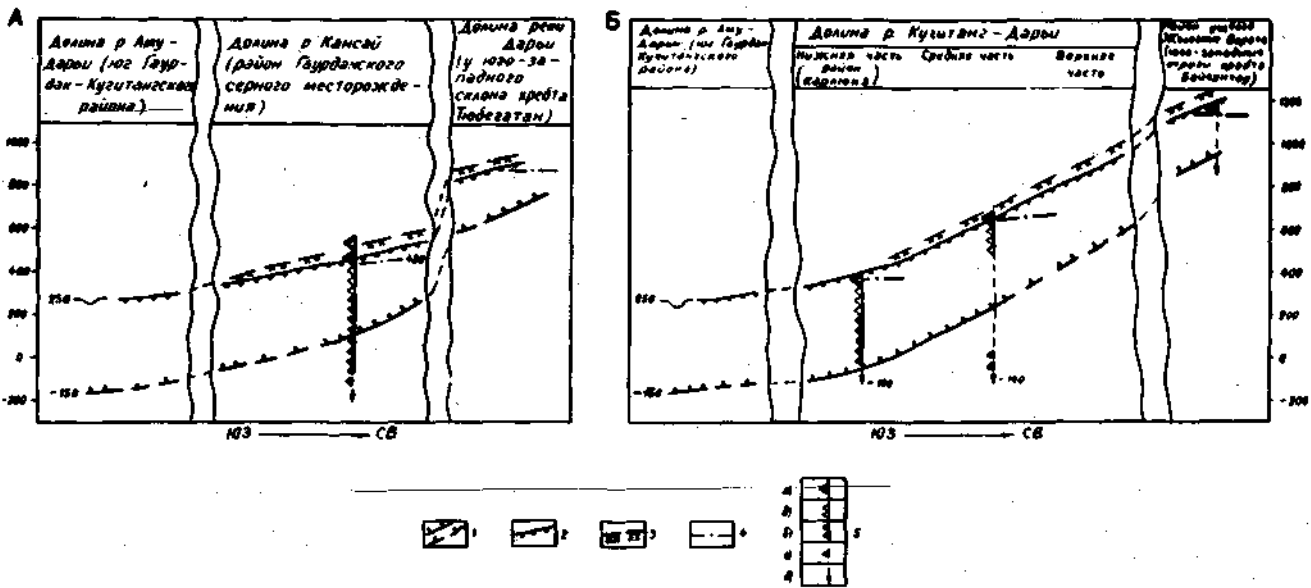


Рис. 27. Схема соотношения эрозионно-аккумулятивных и карстовых уровней и их изменений со среднего плейстоцена до современного периода. Продольные профили северо-северо-восточной ориентировки через западную (А) и восточную (Б) части Гаурдак-Кугитангского района.

I - максимальные глубины среднеплиоценовых врезов: террасы 2 -  
 а - вскрытые; б - предполагаемые; 2, 3 - поверхности I над-  
 пойменной террасы ( $Q_4$ ); 3 - поверхность наиболее высо-  
 кой среднечетвертичной ( $Q_2$ ); террасы 4 - современный  
 уровень подземных вод; 5 - карст в толще ангидритов:  
 а - выше, б - д - ниже современного уровня подземных вод:  
 б - преимущественно незаполненный (действующий) в зоне  
 глубинной циркуляции карстовых вод, - выше главного базиса  
 эрозии, в, г - преимущественно заполненный, пассивный (г -  
 наиболее глубокое развитие карста в зонах крупных тектони-  
 ческих нарушений), д - вскрытая глубина развития карста.

глубже абс.уровня плюс 200-250 м. Ниже этого уровня полости в значительной степени заполнены обломочным или хемогенным материалом, что указывает на нахождение здесь карста в пассивном состоянии. Как отмечалось, этот уровень соответствует положению современного главного базиса эрозии (плюс 250 м) и может рассматриваться как нижняя граница зоны современной глубиной циркуляции карстовых вод.

3. Выше современных врезов речных долин (местных базисов эрозии) и подчиненного им уровня подземных вод отмечается приуроченность карстовых полостей к определенным гипсометрическим уровням - карстовым этажам. Последние часто увязываются с террасовыми поверхностями, наиболее четкого среднечетвертичными (два уровня) и верхнечетвертичными, а также с тальвегами современных долин.

Перечисленные закономерности при наличии четкой пространственной приуроченности и подчиненности карстовых форм эрозионным системам, вместе с рядом более мелких особенностей в характере проявления карста, указывают на наличие тесной генетической и временной связи между развитием карстовых систем района и эрозионных, в том числе связи активного (современного) карста с современными врезами, а заполненного пассивного (древнего) - с глубокими погребенными.

Учитывая это, а также тот факт, что в досреднеплиоценовое время для развития в верхнеюрской толще глубокого карста, как и других гипергенных преобразований, предпосылок не было (гл.УІ), нижней возрастной границей формирования глубокого карста района, как и глубоких врезов древних долин, можно считать средний плиоцен. Все изложенное приводит кроме того к выводу, что развитие карстовых систем в районе, начиная со среднего плиоцена и до настоящего времени, происходило и происходит в тесной связи с развитием его гидрографической сети, а через нее - с развитием долины р.Аму-Дарьи. Это позволяет рассматривать древние долины и карст как звенья единой древней карстово-эрозионной системы, расчленившей территорию района на глубину свыше

600 м - до абс.отм.около минус 200 м.

Основные этапы развития карстово-эрозионных систем района

Анализ приведенных данных позволяет наметить последовательность формирования карстово-эрозионной системы района.

Первый этап. В связи с резким понижением базиса эрозии в среднем плиоцене при образовании глубокого вреза Палео-Аму-Дарьи были расчленены и в значительной степени уничтожены ранне-среднеплиоценовые аллювиально-пролювиальные отложения покровного типа и началась интенсивная эрозия дислоцированных и выведенных в приповерхностную зону верхнеюрских карстующихся пород. Глубинная эрозия максимально проявлялась в легко растворимой соляной толще, вдоль выходов которой произошло заложение основных эрозионных врезов. Их дальнейшее углубление осуществлялось преимущественно по падению толщи путем растворения и выноса солей между толщами покрывавших ее красноцветных отложений и подстилающих ангидритов (с частичным растворением последних), с некоторой миграцией при этом тальвегов долин вниз по падению соляной толщи. Этот процесс привел к образованию глубоких (до абс.отм.порядка минус 100 м) врезов продольного типа общего юго-западного простирания. Глубокие врезы играли роль дрен по отношению к поверхностным и подземным водам верхнеюрских толщ, слагающих их борта, благодаря чему были сформированы наиболее глубокие карстовые системы.

Второй этап. В связи с повышением регионального базиса эрозии произошло заполнение глубоких врезов отложениями позднего неогена-ранне-среднечетвертичными. Заполнение врезов сопровождалось растворением солей, слагавших нижние участки их западных "соляных" склонов, преимущественно в результате боковой эрозии. Растворение солей значительно опережало эрозию покрывавших их красноцветных нижнемеловых пород, развитых в верхних участках этих же склонов. Это вызывало блоковое обрушение и оползание надсолевых пород, их брекчирование и

отложение в ложе долин, чаще всего в их прибортовых участках, в виде разнообразной формы линз, "покровов" и "пластов" среди аллювиально-пролювиального материала. Обрушение и оползание надсолевых пород безусловно имело место и в период преобладания глубинной эрозии на I этапе развития долин. Но сохранение их от размыва и перестроения стало возможным лишь благодаря "погребению" среди других отложений в результате заполнения врезов, и при том заполнения достаточно быстрого. Последнее еще раз говорит о сравнительно высокой скорости заполнения глубоких участков древних долин.

В связи с выполнением долин и повышением уровня подземных вод глубина сферы распространения дренирующего влияния долин последовательно уменьшалась, перемещалась вверх по разрезу зона активного карста, а в глубоких горизонтах происходило выполнение ранее возникших карстовых полостей обломочным и частично хемогенным материалом с переходом карста в "пассивное" состояние.

Третий этап соответствует второй половине четвертичного периода. Для этапа характерны небольшие врезания - частичные переуглубления долин. Суммарная их амплитуда в северной половине района составляет около 100 м. Переуглубления фиксированы комплексом террас на склонах долин (см. гл. II). Они вызваны новыми, менее интенсивными понижениями базиса эрозии и небольшими дифференцированными поднятиями района.

Переуглубления сопровождались активизацией и новым понижением уровней развития карста, возможно частичным омоложением ранее заполненного, перемещением разгрузки карстовых вод на более низкие гипсометрические уровни с образованием ряда карстовых этажей, соответствующих уровням речных террас.

При рассмотренных этапах по направленности развития долин совпадают с намеченными для р. Кансай Н. П. Петровым еще в 1955 г., когда погребенный врез этой долины был вскрыт лишь на одном из ее участков

вдоль правого склона (Петров, 1955). Вместо второго и третьего этапов могут быть намечены более дробные подразделения, как это сделал несколько позже этот же исследователь, отметивший проявление после первого наиболее интенсивного цикла эрозии четырех менее интенсивных циклов эрозии и четырех - аккумуляции.

### Некоторые выводы

1. Вывод о генетической взаимосвязи и <sup>и</sup> синхронности развития карстово-эрозионных систем района позволяет говорить о вероятном наличии между спорадически выявленными их отрезками связующих звеньев т.е. о значительно более широком, чем установленное к настоящему времени, распространении на площади района карстово-эрозионных систем.

2. В связи с их развитием значительные площади, расположенные выше абс.уровня порядка минус 100 м, временно выводились в зону активного водообмена. Приуроченность таких систем к зонам развития верхнеюрских отложений показывает, что последние на многих участках могли подвергаться глубокому дренированию с интенсивной инфильтрацией вод атмосферного происхождения.

3. В современном гидрогеологическом разрезе района в пределах интервала пластовых вод, расположенного выше абс.уровня 200-250 м, в верхних частях зоны замедленного водообмена вероятна относительно несколько повышенная интенсивность водообмена.

4. При сохранении от размыва соляной толщи карст в подстилающих ангидритах обычно не развит, т.е. не происходило и не происходит проникновения в них вод атмосферного происхождения. Вероятно, соляная толща до почти полного ее уничтожения препятствует дренажу залегающих ниже ее ангидритов. Поэтому уже само наличие над ангидритами соляной толщи позволяет предполагать отсутствие или очень незначительное развитие в них карста и всех других гипергенных преобразова-

ний (за исключением краевых, примыкающих к врезам участков).

5. Сходство основных закономерностей распространения в ангидритовой толще карста и процессов гидратации подтверждает ряд сделанных ранее на основании литологических наблюдений выводов, касающихся палео- и современного динамического режима подземных вод (гл. III).

6. Поскольку развитие карста, так же как и возникновение гипсов, в низах ангидритовой толщи возможно лишь при наличии хотя бы частичной гидрогеологической раскрытости структуры, то время его образования является показателем верхней возрастной границы такого "вскрытия". Рассмотрение с этой точки зрения Гаурдакской структуры показывает следующее. Карст на этой структуре в низах ангидритовой толщи распространен до абс. отметок минус 100 - минус 200 м, т.е. представляет наиболее глубокие его проявления. Возникновение последних, как отмечалось, могло произойти скорее всего синхронно с образованием глубоких врезов и не позже начальных этапов их заполнения. Не позже этого времени должно было осуществиться и "вскрытие" структуры. Наиболее благоприятная для этого обстановка возникла также в связи с образованием глубокого вреза, когда на примыкающих к врезу площадях резко возросла интенсивность дренирования как поверхностными, так и подземными водами.

7. Характер распространения в толще ангидритов карстовых форм еще раз показывает, что преобразования в разрезе толщи контролируются наиболее проницаемыми ее участками: контактами ангидритов с карбонатными породами и зонами тектонических нарушений, локализуясь чаще всего на их пересечении.



## Глава VI. ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СЕРНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ ГАУРДАК-КУГИТАНГСКОГО РАЙОНА

### Палеогидрогеологические закономерности формирования зон гипергенеза в ангидритовой толще района

Процессы формирования серных залежей в ангидритовой толще, будучи одним из проявлений гипергенеза, относятся к тому его типу, который обусловлен совместным воздействием на породы вод не только атмосферного происхождения, но и глубинных <sup>располов</sup> и, таким образом, тесно связан с жизнью артезианских систем, осуществляясь на инфильтрационном этапе их развития. Поэтому закономерности формирования зон гипергенеза такого типа взаимосвязаны с закономерностями палеогидрогеологического развития артезианских систем района в целом и верхнеюрского водоносного комплекса в частности. Последние в свою очередь в значительной мере определяются геологической (и геоморфологической) историей района и не могут быть восстановлены без ее анализа. Именно с точки зрения влияния на эволюцию палеогидрогеологических условий ниже дается краткий обзор геологической истории района. Приводимые затем общие закономерности палеогидрогеологического развития района рассматриваются лишь с позиций их влияния на общий ход гипергенных преобразований в породах верхнеюрского комплекса, а также как основной фон для дальнейшей реконструкции палеогидрогеологических условий формирования серных залежей в пределах конкретных структур.

### Основные черты истории геологического развития района

Образование верхнеюрского галогенно-карбонатного комплекса произошло в условиях развития территории в составе эпигерцинской платформы, на фоне длительного устойчивого прогибания, начавшегося в верхнем триасе и продолжавшегося до среднего олигоцена. В результате к концу этого периода верхнеюрский комплекс был перекрыт мощным (около 3000 м) покровом меловых и палеогеновых образований. Для всего периода осадконакопления характерна спокойная тектоническая обстанов-

ка при отсутствии признаков значительных перерывов с расчленением рельефа.

С конца палеогена в связи с проявлением позднеальпийского тектогенеза произошло коренное изменение геотектонической обстановки, смена нисходящего движения на общее дифференцированное поднятие и установление континентального режима. Период максимальной тектонической активности продолжался примерно до середины плиоцена. Тектонические движения этого времени сопровождались дислокацией, последовательным выводом на поверхность и разрушением кайнозойских и мезозойских осадочных толщ, в том числе (к концу периода) и верхнеюрского галогенно-карбонатного комплекса. Были сформированы, а затем в той или иной степени разрушены основные складчатые структуры. К концу этого времени возникли новые и были обновлены ранее заложенные разрывные нарушения. Несколько более позднее развитие разрывных нарушений, как крупных, так и всех более мелких, по отношению к складчатым структурам установлено, в частности, для Кугитангской, Гаурдакской и Тубегатанской антиклиналей (Петров, 1955; Коган, 1958; Ромашова, Смахов, 1959 и др.).

При общей дифференцированности неогеновых движений для интересующих нас трех сероносных структур характерно преобладание устойчивых поднятий. Это важно, поскольку, как отмечалось, исключает объяснение глубоких проявлений карстовых и всех других гипергенных процессов, включая серообразование, последующим погружением соответствующих участков этих структур.

Верхняя возрастная граница периода интенсивных дислокаций определяется, в частности, по соотношению среднеплиоценовых глубоких карстово-эрозионных систем со структурно-тектоническими элементами. Зависимость, а на ряде участков четкая подчиненность вторых первым (см. гл. V) свидетельствует, что ко времени начала развития карстово-эрозионных систем были уже сформированы как складчатые структуры,

так и осложняющие их тектонические нарушения.

Положение в плане глубоких врезов, заложенных в соляной толще, дает представление о зонах вывода толщи в начале среднего плиоцена в близповерхностное залегание, показывая, что в основных чертах эти зоны уже совпадали с участками современного неглубокого залегания солей.

Рельеф района в это время существенно отличался от современного. Значительная часть площади представляла собой равнинную поверхность, покрытую аллювиально-пролювиальными отложениями. Над ней возвышались хребты Кугитанг-Тау, Гаурдак, Тибегатан и другие, степень расчлененности и раскрытости которых была значительно меньшей, чем в настоящее время. О размыве к этому времени галогенных отложений и эрозионном вскрытии карбонатной толщи можно достаточно определенно говорить лишь в отношении Кугитангской структуры.

В среднем плиоцене, в результате резкого снижения главного базиса эрозии, произошло глубокое эрозионное расчленение рельефа, сопровождавшееся ростом интенсивности разрушения отдельных структур, особенно значительным за счет размыва галогенных отложений. Вероятнее всего именно в это время, судя по приведенным в гл.У соображениям, была частично вскрыта карбонатная толща в присводовых частях Гаурдакской структуры.

Все последующее - послесреднеплиоценовое - время характеризовалось относительно более спокойной тектонической обстановкой со слабым проявлением дифференцированных, несколько более интенсивных в северной части района поднятий небольшой амплитуды. Значительные изменения в геолого-геоморфологической обстановке района в этот период связаны с формированием мощных карстово-эрозионных систем.

Общая последовательность палеогидрогеологического развития района

Сопряженно с образованием и развитием геологических структур района происходило формирование его водонапорной системы. Весь геологически длительный отрезок времени от образования верхнеюрских толщ до начала проявления в олигоцене позднеальпийских тектонических движений может рассматриваться как единый элизионный (седиментационный) (Карцев, Вагин, 1962, 1970 и др.) этап гидрогеологического развития верхнеюрского водоносного комплекса. В течение этого этапа на фоне нисходящих движений и накопления в спокойной тектонической обстановке мощной серии осадочных отложений осуществлялись процессы формирования и метаморфизации подземных вод без участия инфильтрационных вод атмосферного происхождения.

Начавшемуся в конце палеогена новому - континентальному периоду геологической истории соответствует начало нового - инфильтрационного этапа развития водонапорной системы. В период от олигоцена до среднего плиоцена в процессе формирования основных структурно-тектонических и геоморфологических элементов района происходило расчленение единой водонапорной системы с обособлением артезианских бассейнов разных порядков и с сопряженным развитием нефтегазоносных бассейнов. Размыв в сводах антиклиналей последовательно нижнемеловых, а затем и верхнеюрских галогенных отложений, служивших водонепроницаемой крышкой для верхнеюрского водоносного комплекса, сопровождался возникновением областей питания и зон разгрузки. По мере внедрения в водоносный комплекс вод инфильтрационных происходило включение в инфильтрационный этап развития все больших площадей.

Если в течение всего досреднеплиоценового времени определяющую роль в гидрогеологическом развитии играл тектонический фактор, то послесреднеплиоценовые относительно слабые тектонические движения на эволюции общей гидродинамической обстановки района отразились по-видимому мало. Значительно более существенное влияние на нее

оказывали наиболее динамичные в это время геоморфологические факторы.

О наличии в досреднеплиоценовый период местных областей питания верхнеюрского комплекса на площади района можно уверенно говорить лишь в отношении Кугитангской структуры. Глубокое эрозионное расчленение расширило их и создало новые, в частности на Гаурдакской и возможно Тубегатанской структурах. Одновременно резко увеличилась глубина и возросла интенсивность проникновения инфильтрационных вод, расширились гидрохимические аномалии. Вместе с тем произошло снижение уровней разгрузки пластовых вод на отдельных структурах и общее снижение пьезометрической поверхности. Все это привело к значительному понижению границ гидродинамических и гидрохимических зон прежде всего на участках, прилегающих к глубоким эрозионным врезам.

С последующим повышением базиса эрозии до его максимально высокого уровня, существовавшего до середины четвертичного периода, связано новое повышение уровней разгрузки, некоторое уменьшение глубины влияния вод поверхностного происхождения и, как результат, повышение положения границ гидрохимических зон. Дальнейшие сравнительно небольшие колебания базиса эрозии, по-разному проявляясь в пределах различных структур, обуславливали некоторое колебание положения в их пределах границ гидродинамических и гидрохимических зон, однако в целом на динамике подземных вод отразились мало: положение областей питания и зон разгрузки, направление стока и другие показатели сохранялись видимо практически неизменными, и характер артезианской системы соответствовал ее современному плану.

Инфильтрационный этап развития водоносного комплекса (и всей территории) продолжается и в настоящее время. Таким образом, весь период гидрогеологического развития верхнеюрского комплекса, от его образования до настоящего времени, можно рассматривать как один длительный гидрогеологический цикл.

Некоторые закономерности формирования зон гипергенеза

в ангидритовой толще

Поскольку впервые после накопления верхнеюрских отложений их вывод в близповерхностную зону и размыв водонепроницаемой покрывки, т.е. создание условий для инфильтрации вод атмосферного происхождения, отмечаются лишь в неогене в связи с началом инфильтрационного этапа жизни водоносного комплекса, то лишь в неогене впервые стали возможными и гипергенные преобразования этих отложений.

Наиболее ранние проявления гипергенеза могли быть связаны с возникновением региональных внешних областей питания водоносного комплекса за пределами района. К этому периоду можно предположительно относить осуществление преобразований безрудного типа в самих водовмещающих породах - гиссарских известняках и, возможно, в незначительных масштабах в породах ангидритовой толщи, преимущественно в существенно карбонатных прослоях горизонта " R ".

Отмечавшаяся зависимость полноты десульфатизации в гиссарских известняках от степени раскрытости каждой структуры (гл. III) свидетельствует, что завершение преобразований такого типа в известняках связано с нарушением гидрогеологической закрытости уже непосредственно в пределах соответствующей структуры.

Последний фактор - степень раскрытости конкретной структуры - в значительно большей мере лимитировал ход гипергенных преобразований в породах "чисто" сульфатных. Особенно это касается преобразований рудного типа, которые могли осуществляться преимущественно лишь на участках, расположенных относительно близко к местным областям питания (инфильтрации). Поэтому начало их проявления в пределах каждой структуры (и разных участков одной структуры), в зависимости от возникновения здесь таких областей, относится к разному времени. В период, предшествующий среднему плиоцену, эти преобразования могли осуществляться главным образом лишь в пределах Кугитангской структуры

При слабой и неглубокой инфильтрации вод поверхностного происхождения характерной для этого периода, глубина их развития также могла быть лишь небольшой. При этом, учитывая устойчивый положительный знак тектонических движений, сопровождавшихся все более глубоким вскрытием структур, уровень развития гипергенных преобразований должен был последовательно снижаться, а подвергшиеся гипергенезу участки толщи - уничтожаться эрозией.

С этим же периодом, предшествовавшим среднеплиоценовой глубинной эрозии, связано, вероятно, начало развития гипергенных преобразований преимущественно безрудного типа, в возвышенных присводовых участках

Гаурдакской структуры, в низах ангидритовой толщи, а также полное завершение здесь десульфатизации в гиссарских известняках. К такому выводу приводит то обстоятельство, что во все последующее время эти участки Гаурдакской структуры находились выше уровня пластовых вод (см. ниже) и такого рода преобразования, требующие участия пластовых вод, позже здесь осуществиться уже не могли. Вместе с тем, поскольку эти преобразования являются гипергенными, то факт их наличия в возвышенных участках Гаурдакской структуры свидетельствует о вероятном некотором нарушении ее гидрогеологической закрытости уже до снижения уровня пластовых вод.

Расширение сферы и увеличение глубины влияния вод поверхностного происхождения, сопровождавшее среднеплиоценовое эрозионное расчленение, вызвало значительное расширение площадей развития гипергенных преобразований и резкое увеличение абсолютной глубины их проявления. При этом вероятно усилилось влияние инфильтрационных вод, поступающих не только с местных, но и с внешних областей питания. За счет последних должна была возрасти сфера регионального распространения гипергенных преобразований, осуществлявшихся главным образом в водовмещающих породах - гиссарских известняках и частично в породах горизонта "R". Эти преобразования, преимущественно безрудного типа, сопровождаемые

накоплением сероводорода, вероятно привели к широкому распространению сероводородного "заражения" подземных вод.

В процессе последующего повышения базиса эрозии уровень развития гипергенных преобразований опять повысился и при всех более поздних его колебаниях всегда находился выше отметок, достигнутых в среднем плиоцене.

Приведенный обзор показывает, что формирование зоны гипергенеза в породах ангидритовой толщи на всей территории района может быть связано лишь с неоген-четвертичным континентальным периодом развития этой территории. Образование зоны гипергенеза в гипсометрическом интервале, к которому приурочены серные залежи, ограничивается более узкими рамками - от среднего плиоцена до настоящего времени. Ниже более подробно рассматриваются характерные черты палеогидрогеологической истории формирования зон гипергенеза и серных залежей в течение этого отрезка времени на примере Гаурдакского месторождения. При выделении факторов, определявших закономерности изменения палеогидрогеологических условий в этот период, учитывалось следующее. Формирование зон гипергенеза (и серных залежей) на Гаурдакском месторождении связано, как отмечалось, с этапом, когда наиболее интенсивные дислокации уже завершились. Поэтому нет оснований предполагать, что имели место какие-либо коренные изменения в положении этих зон или в направленности гипергенных процессов под влиянием изменений тектонической обстановки. Подтверждением сходства тектонических условий на протяжении всего этого времени, включая и современный период, является подчиненность зон гипергенеза одним и тем же нарушениям без какой-либо видимой их перестройки, отсутствие признаков тектонических пересечений среди гипергенных новообразований, а также однотипность преобразований по всему интервалу их распространения и их сопоставимость с современными процессами. Иначе говоря, можно считать что тектонический фактор оказывал хотя безусловно очень существенное,



но относительно стабильное влияние на гидрогеологические условия периода формирования серных залежей. Поэтому в приводимой реконструкции последовательной эволюции этих условий фактор тектонический, как постоянно действующий, не учитывается. Основное внимание уделено наиболее изменчивым в это время геоморфологическим показателям.

Палеогидрогеологические условия формирования Гаурдак-  
ского месторождения

Существование зависимости серообразования, как и всех других гипергенных процессов, от характера эрозийного расчленения территории естественно вытекает из самого понимания этих процессов, как требующих для своего осуществления участия вод атмосферного происхождения. Вопрос этот имеет две стороны, взаимосвязанные, но не всегда совпадающие: 1) необходимость гидрогеологического раскрытия структур, сложенных сульфатно-карбонатными породами, без чего невозможно проникновение в них вод поверхностного происхождения, а следовательно и течение процессов серообразования; 2) наличие колебаний базисов эрозии, регулирующих перемещение уровней развития процессов серообразования, тем самым в значительной степени определяющих их масштабы и часто способствующих сохранению. Обе стороны вопроса в разное время находили то или иное отражение в работах многих исследователей.

Идея о возникновении месторождений серы в структурах гидрогеологически раскрытых заложена в представлениях А.С.Уклонского (1928-1940), рассматривавшего серные месторождения как "шляпу" нефтяных. Несколько позже эта мысль получила более конкретное выражение. Г.И.Теодорович (1942, 1943) пришел к выводу о связи месторождений серы лишь с теми структурами, у которых нарушена кровля. А.С.Соколов (1953, 1958) выделил такого рода связь как одну из основных закономерностей размещения месторождений серы. Эта точка зрения в настоящее время является общепризнанной.

При рассмотрении этой стороны вопроса по отношению к Гаурдак-Бугитангскому району возникает еще один момент, требующий большого внимания. Если для структур, где покрывкой служит глинистая толща, относительная водонепроницаемость которой несомненна, достаточным показателем гидрогеологической раскрытости или закрытости служат данные о наличии или отсутствии размыва этой толщи, то для разрезов типа гаурдакского, где сероносность связана с низками ангидритовой толщи, а сама толща является покрывкой, решение вопроса усложняется. Это связано с тем, что ангидриты, будучи породами водонепроницаемыми, в то же время в определенных условиях легко карстуются, что может обусловить нарушение гидрогеологической закрытости структуры и при отсутствии полного размыва такой покрывки. В связи с этим в предшествующем и последующем изложении этому моменту уделено особое внимание.

Вторая сторона вопроса - о влиянии эрозийного расчленения на ход процессов серообразования - впервые нашла отражение в работах Н.Д.Нацкого (1926), который на основании сопоставления гипсометрического положения серных бугров Каракумского месторождения с уровнем постплиоценовых террас предполагал наличие между ними генетической взаимосвязи. В 1955 г. Н.П.Петров (1955) высказал важную мысль о связи процессов серообразования на Гаурдакском серном месторождении с положениями уровня подземных вод в борту частично вскрытой к тому времени древней долины р.Кансай. Им же была намечена последовательность колебаний этого уровня в связи с основными этапами развития долины. Хотя представления Н.П.Петрова о процессах серообразования как о простом выполнении карстовых пустот минералами парагенезиса серы отличаются от наших, однако предложенная этим исследователем принципиальная схема последовательности формирования месторождений в процессе перемещения уровня подземных вод наиболее близка нашей точке зрения.

Несколько позже В.Д.Коган (1961Ф) подтвердил вывод Н.П.Петрова о том, что современный уровень подземных вод на месторождении находится ниже, чем во время образования залежей, не менее, чем на 120 м — на высоту интервала от наиболее высоких отметок нахождения промышленных залежей до современного уровня подземных вод.

Зависимость развития процессов гипергенеза, и в их числе серообразования, в галогенно-карбонатных толщах от геоморфологических особенностей района (современных и древних) в общей форме неоднократно отмечалась Л.М.Миропольским (1956) и Я.К.Писарчик (1958, 1963 и др

А.И.Отрешко (1960<sub>1,2</sub>) на примере Средневожского сероносного бассейна впервые установил пространственную связь сероносности сульфатно-карбонатных отложений с врезанными в них долинами неогеновых размывов и отметил тесную зависимость мощности осерненных горизонтов и их количества от глубины размыва толщ, перекрывающих сероносные комплексы. Наличие такой зависимости А.И.Отрешко объяснил своеобразием условий образования серных залежей, возникших, по его мнению, в результате смешения сульфатно-карбонатных грунтовых вод с солеными морскими, проникавшими на уровни водоносных горизонтов. Возраст серных месторождений А.И.Отрешко определял неогеновым. Основываясь лишь на факте наличия неогеновых отложений на площадях всех сероносных районов, А.И.Отрешко считал возможным распространить отмеченные для Средневожского бассейна закономерности на все другие сероносные провинции, допуская при этом связь сероносности только с неогеновыми размывами. Наиболее вероятной причиной такой предполагаемой им избирательности серообразования во времени А.И.Отрешко считал специфические палеогеографические особенности и состав вод бассейнов неогенового времени.

Не разделяя изложенной точки зрения на генетическую сущность отмеченных закономерностей, следует подчеркнуть важность показанной в этих работах пространственной приуроченности серных месторождений

к древним долинам, а также постановки в них вопроса о наличии между ними генетической связи.

Дальнейшие исследования позволили А.И.Отрешко (1965<sub>I,2</sub>, 1969) обоснованно распространить вывод о связи сероносности с долинами неогеновых размывов на весь регион Восточноевропейской сероносной провинции. При этом представления А.И.Отрешко о генетической сущности такой связи изменились. В настоящее время роль перемещения базиса эрозии в связи с тектоническими подвижками альпийского орогенеза А.И.Отрешко (1969) видит в регулировании уровней смещения инфильтрационных сульфатных и глубинных нефтяных вод. Такая точка зрения более близка нашим представлениям.

Полученный в процессе исследований последних лет на Гаурдакском месторождении новый фактический материал, освещенный в предыдущих разделах, позволил, частично в развитие представлений Н.П.Петрова, обосновать излагаемую ниже схему последовательности формирования серных залежей Гаурдакского месторождения в связи с развитием карстово-эрозионных систем района и предложить методику комплексного гидрогеохимического и палеогеоморфологического анализа зон гипергенеза и связанных с ними серных залежей в сульфатоносных толщах (Беленицкая, 1967Ф, 1968Ф, 1968<sub>I,2</sub>, 1969<sub>I</sub>; Гуревич и др., 1970).

Разработанная в этих работах схема формирования серных залежей без принципиальных изменений положена в основу генетических построений И.С.Лазаревым (1970).

#### Основные этапы развития Гаурдакской долины

Как уже отмечалось в предыдущих разделах, для площади Гаурдакского месторождения местным базисом эрозии является в настоящее время и являлся, начиная со среднего плиоцена, врез р.Кансай (Гаурдакской долины), опоясывающей Гаурдакскую структуру с запада и северо-запада. Главным базисом эрозии для месторождения и всего района в течение этого времени служил (и служит) врез р.Аму-Дарьи.

На участке месторождения для Гаурдакской долины характерны следующие показатели (в абс. отметках): вскрытая глубина погребенного вреза 115 м; наибольшая высота распространения отложений долины в ее левом — "ангидритовом" борту 560–600 м; прослеженные уровни террасовых поверхностей в этом же борту от 460 до 520 м. Уклон дна древнего вреза долины, как и современного, направлен к долине р. Аму-Дарьи.

Изложенная ранее (гл. V) общая последовательность формирования карстово-эрозионных систем в целом для района относится и к Гаурдакской долине. Соответственно в жизни этой долины различаются три основных этапа (рис. 29), совпадающие по направленности развития с на-  
меченными Н. П. Петровым (1955) для древнего Кансая.

1. Образование глубокого вреза до абс. отм. ниже 115 м, возможно до 0 — минус 100 м, в связи с понижением в среднем плиоцене главного базиса эрозии до абс. отм. минус 150 м или несколько глубже.

2. Заполнение вреза обломочным материалом до абс. отметок 560–600 м в связи с повышением главного базиса эрозии в течение конца неогена — первой половины четвертичного периода.

3. Новое врезание — частичное переуглубление долины в течение второй половины четвертичного периода, обусловленное изменениями положения главного базиса эрозии, а также небольшими поднятиями района, и фиксированное рядом террасовых поверхностей, прослеженных на уровнях от 520 до 460 м.

#### Признаки связи формирования серных залежей с развитием

#### Гаурдакской долины

Помимо уже отмеченной пространственной приуроченности серных залежей месторождения к бортовым частям погребенной Гаурдакской долины, а также высказанных соображений о совпадении времени формирования мощных зон гипергенеза в ангидритовой толще с периодом формирования глубокой эрозионно-карстовой системы, которая принципиально могла обеспечить благоприятный для формирования этих зон гидродинамический

и гидрогеохимический режим, на Гаурдакском месторождении устанавливается ряд других фактов, более конкретно и однозначно подтверждающих наличие здесь тесной связи процессов серообразования с развитием древней долины. Эта связь отчетливо проявляется в приводимых ниже и на рис. 28 сопоставлений абс. отметок некоторых уровней, характеризующих процессы с одной стороны эрозионно-аккумулятивные и карстовые, а с другой - серообразования.

1) Абс. отметки нижней границы распространения серных залежей (минус 100 - минус 220 м) соответствуют наиболее низкому за рассматриваемый период положению главного базиса эрозии (в среднем плиоцене). Подчиненность глубины развития залежей вполне определенному гипсометрическому уровню подчеркивается также тем, что при одинаковой в целом глубине распространения обеих залежей верхняя из них - "Д" по падению толщи прослеживается дальше. На крайнем западном фланге месторождения, в нижних гипсометрических его горизонтах, в отличие от всех остальных уровней, залежь "Д" вскрывается чаще, чем "F", и при этом несколько возрастает относительная роль ее руд в общих запасах руд обеих залежей.

2) Абс. отметки наиболее высоких уровней развития серных залежей (560-580 м) соответствуют наиболее высокому положению местного базиса эрозии, о котором дает представление максимальная высота распространения отложений долины в ее прибортовых частях.

3) Ряд особенностей строения и состава залежей на промежуточных гипсометрических уровнях разреза (колебания суммарной мощности и запасов, иногда конфигурация и ориентировка, взаимное расположение верхней и нижней залежей и соотношение их мощностей, состав руд и их окисленность и т.п.) увязываются с промежуточными положениями базисов эрозии, фиксированными террасовыми площадками, карстовыми этажами (Поспелов и др., 1966Ф) и т.п.

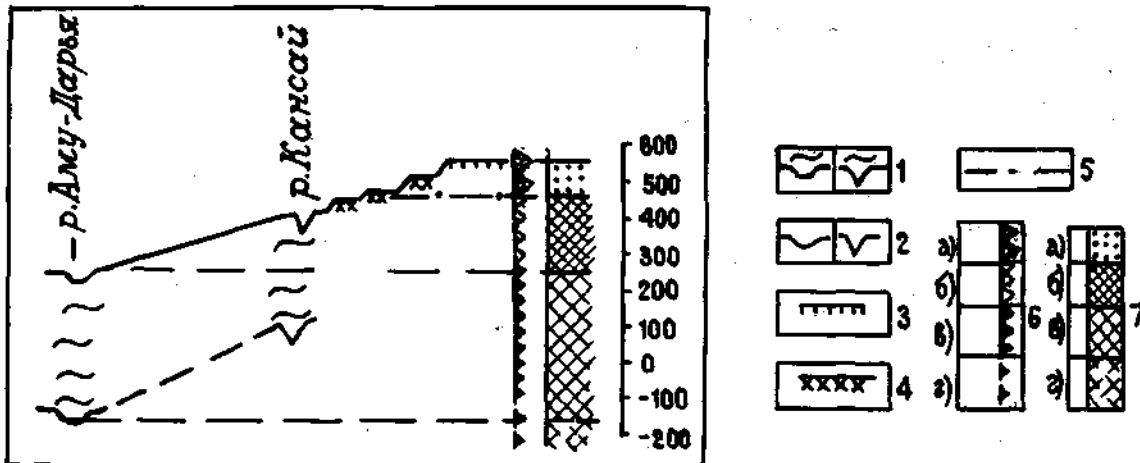


Рис. 28. Схема соотношения процессов серообразования с карстовыми и эрозийными на Гаурдакском серном месторождении. 1, 2 - врезы долин: 1 - погребенные (среднеплиоценовые) и выполняющие их отложения, 2 - современные; 3 - максимально высокие абсолютные отметки распространения четвертичных отложений на площади месторождения; 4 - четвертичные террасы в районе месторождения; 5 - современный уровень подземных вод на месторождении; 6 - карст в толще ангидридов: а - выше, б - г - ниже современного уровня подземных вод: б - преимущественно незаполненный (действующий) в зоне глубинной циркуляции карстовых вод, в, г - преимущественно заполненный, пассивный, (г - наиболее глубокое развитие карста в зонах крупных тектонических нарушений); 7 - серная залежь, ее положение в современных гидрогеохимических зонах: а) окислительной, б) переходной (современного серообразования), в, г - восстановительной (г - наиболее глубокое развитие серной залежи на участках, крупных тектонических нарушениях).

4) Наиболее глубокие абс. отметки распространения преобразований безрудного типа (около минус 400 м) сопоставимы с предполагаемым наиболее низким распространением условий восстановительной зоны гипергенеза в среднем плиоцене (см. ниже).

Четкая соподчиненность уровней проявления сравниваемых процессов говорит о наличии генетической связи между самими процессами. Поскольку влияние геоморфологических уровней на процессы серообразования осуществляется через гидродинамические и гидрогеохимические факторы, то можно полагать, что и для последних зависимость от геоморфологических показателей, аналогичная с установленной для современного этапа, выдерживалась на протяжении всего рассматриваемого периода, при всех вертикальных перемещениях базисов эрозии. А это значит, что изучив закономерности палеогеоморфологического развития территории, можно достаточно уверенно восстанавливать историю эволюции ее палеогидродинамической, а через нее - и палеогидрогеохимической обстановки.

Такого рода реконструкция приводится ниже для Гаурдакского месторождения. Учитывая установленную однотипность комплекса процессов, осуществлявшихся в пределах каждой гидрогеохимической зоны в течение всего рассматриваемого периода, эта реконструкция является вместе с тем принципиальной схемой формирования серных залежей месторождения. (рис. 29).

История палеогидрогеологического развития и последовательность формирования Гаурдакского месторождения

Как упоминалось, начало развития гипергенных преобразований безрудного типа в породах ангидритовой толщи и практически полное завершение десульфатизации в гиссарских известняках на Гаурдакской структуре вероятнее всего связано с периодом, непосредственно предшествовавшим образованию глубокого вреза Гаурдакской долины в среднем плиоцене, когда даже наиболее возвышенные участки структуры находи-



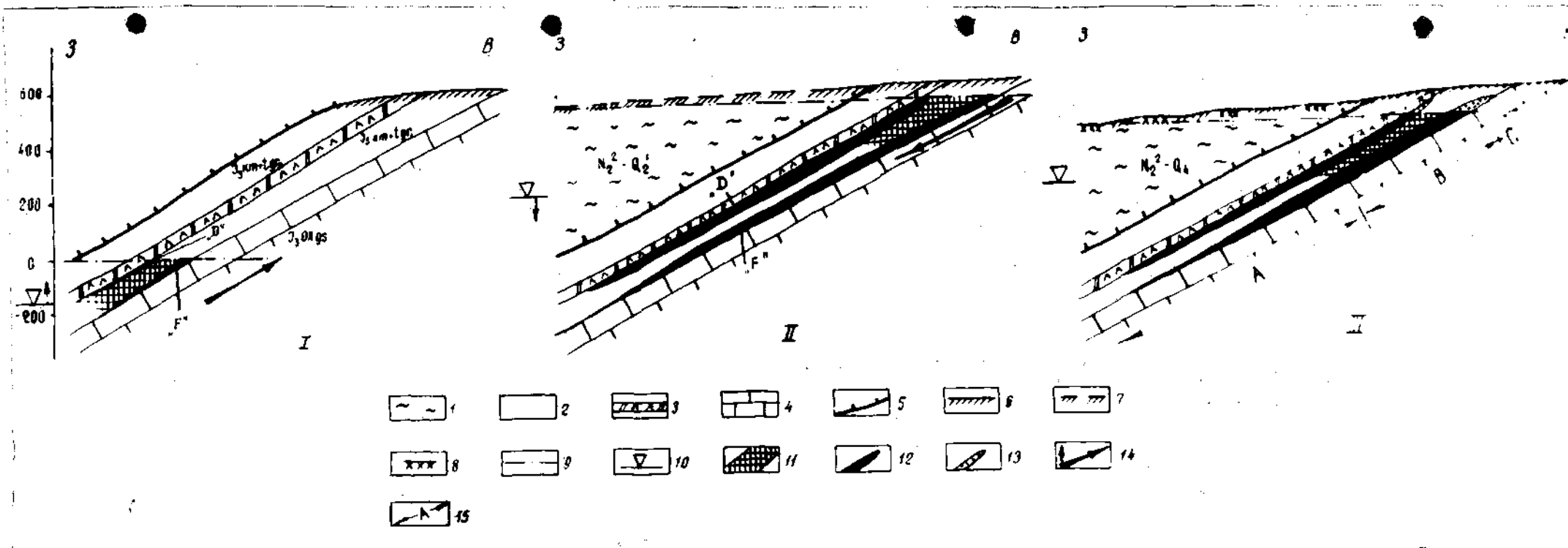


Рис. 29. Схема последовательности формирования серных залежей в связи с развитием Гаурдакской долины. I - III - этапы развития долины и соответствующие им положения зоны серообразования: I - наиболее низкое положение базиса эрозии, образование эрозионного вреза ( $N_2^e$ ); II - наиболее высокое положение базиса эрозии, заполнение эрозионного вреза до наиболее высоких абс. отметок ( $Q_2^1$ ); III - современное положение базиса эрозии, частичное переуглубление долины ( $Q_y$ ). I - отложения, выполняющие погребенный эрозионный врез; 2,3 - гаурдакская свита ( $J_{3 km-t}^{q_{2,2}}$ ): 2 ангидриты, 3 - карбонатно-сульфатные породы горизонта "R"; 4 - известняки гиссарской свиты ( $J_{30x qs}$ ); 5 - поверхность эрозионного вреза; 6,7 - поверхность земли: 6 - современная, 7 - предполагаемая в период заполнения вреза до наиболее высоких абс. отметок; 8 - террасы; 9 - уровень подземных вод; 10 - положение главного базиса эрозии района (эрозионного вреза р. Аму-Дарья); II - зона серообразования; 12 - серные руды залежей "F" и "D"; 13 - частично окисленные серные руды; 14 - направление перемещения базиса эрозии, уровня подземных вод (и зоны серообразования) после завершения соответствующего этапа; 15 - современные биогидрогеохимические зоны в разрезе месторождения и соответствующий им тип преобразования пород: А - восстановительная, преобразования безрудного типа; В - переходная, рудо- (серо-) образование; С - окислительная, окисление серных руд.

лись еще ниже уровня напорных вод, но уже в пределах некоторого влияния гипергенных факторов. Предполагаемая незначительная инфильтрация вод атмосферного происхождения в это время вероятнее всего осуществлялась в присводовых участках структуры, в зонах, где водонепроницаемость ангидритовой толщи была нарушена благодаря резкому сокращению ее мощности в результате размыва.

Не исключено, что в этот же период на участках, смежных с такими зонами, в относительно наиболее окислительных условиях верхнего интервала пластовых вод могли начаться и процессы серообразования. Однако, из-за отсутствия условий для глубокого дренажа ангидритовой толщи и глубокой инфильтрации вод атмосферного происхождения, эти процессы, если и осуществлялись, то лишь в очень узкой по вертикали зоне в наиболее возвышенных, ныне разрушенных участках структуры.

В период последующего быстрого снижения пьезометрического уровня в процессе формирования эрозионного вреза Гаурдакской долины серообразование также вряд ли проявилось в значительных масштабах. Об этом помимо небольшой длительности этого периода свидетельствует ряд показателей негативного характера: отсутствие в это время сколько-нибудь значительной области питания, невыработанность карстово-эрозионных систем, только еще начавших развиваться, и соответственно отсутствие дренированности ангидритовой толщи и т.п. Этот вывод подтверждается отмечавшимся отсутствием признаков окисления в рудах, развитых ниже зоны их современного окисления. Такие признаки должны были бы проявиться в рудах в случае их образования до снижения уровня вод. Естественно, что незначительные по масштабам проявления процессов окисления в ходе исследований могли остаться не замеченными. Кроме того, они могли быть в значительной мере затухеваны последующим, сопровождавшим новое повышение уровня вод наложением на окисленные участки процессов серообразования, в ходе которых гипс, возникший за счет окисления серной руды, мог снова заместиться серой и кальцитом.

Однако тот факт, что признаков проявления процессов окисления вне зоны современного их развития никто из исследователей не отмечал, все же показывает, что если в период формирования вреза рудная минерализация и имела место, то по сравнению с последующим мощным серообразованием ее масштабы были гораздо менее значительными и относительная роль руд, сформированных в этот период, в общем объеме залежей крайне мала.

Вывод о том, что раскрытие Гаурдакской структуры скорее всего произошло в связи с образованием глубокого вреза в среднем плиоцене (гл.У), показывает, что, начиная с этого времени, ее закрытость уже не могла служить препятствием для интенсивного серообразования.

Резкое понижение главного базиса эрозии в среднем плиоцене определило глубину развития эрозионных и карстовых систем района и через них - нижней уровень относительно интенсивного влияния вод атмосферного происхождения на участках развития этих систем, который таким образом мог снизиться до абс.отметок порядка минус 150 - минус 200 м. Понижение местного базиса эрозии в результате образования глубокого вреза Гаурдакской пра-долины сопровождалось понижением уровня местной разгрузки напорных вод до абс.отм. ниже 115 м, возможно до 0 - минус 100 м. Интервал между этими двумя уровнями по своему гидродинамическому режиму соответствовал переходной гидрогеохимической зоне (зоне серообразования) и таким образом определял наиболее низкое положение этой зоны (рис.29-1). Условия, характеризующие нижнюю восстановительную зону, могли распространиться значительно ниже этих отметок. Поскольку в современном разрезе они устанавливаются более чем на 400 м глубже нижней границы зоны серообразования (и на столько же глубже главного базиса эрозии), то простая аналогия позволяет предполагать распространение условий "древней" восстановительной зоны по крайней мере до абс.отметок минус 500 - минус 600 м. Проявления в породах безрудных гипергенных преобразований, характеризующих

восстановительную зону, прослежены в незначительных масштабах до абс.отметок минус 400 м, а в более заметных - до абс.отметок около минус 300 м, т.е. до несколько меньших глубин. Это обстоятельство вполне закономерно. Наличие древних глубоких карстово-эрозионных систем, хотя и выполненных аккумулятивным материалом, все же безусловно оказывает и в настоящее время активизирующее влияние на гидродинамический режим вод. Дренирующая роль погребенных врезов крупнейших древних долин разных районов по отношению к глубоким напорным водам отмечалась рядом исследователей (Силин-Бекчурин, 1951; Гатальский, 1956; Кротова, 1966). На территории Гаурдак-Кугитангского района их влияние находит выражение, в частности, в характере пьезометрической поверхности вод верхнеюрского комплекса (Озябкин и др., 1967Ф) и должно отразиться в увеличении глубины влияния, хотя бы незначительного, вод инфильтрационных и, соответственно, глубины современного распространения условий зоны гипергенеза.

В процессе повышения базисов эрозии происходила миграция вверх и границ гидродинамических и гидрохимических зон. При этом неизменно нижняя граница зоны серообразования подчинялась в основном положению главного базиса эрозии, а верхняя следовала за уровнем напорных вод, поднимавшимся вместе с повышением местного базиса эрозии при заполнении древнего вреза Гаурдакской долины.

Проследивая здесь лишь последовательность перемещения гидрогеохимических зон, мы, как отмечалось, считаем, что комплекс процессов, осуществлявшихся в пределах каждой зоны, оставался неизменным и близким рассмотренному для современных условий.

Зоны развития процессов рудообразования на всех этапах формирования залежей были подчинены "фронту" продвижения напорных вод - "фронт<sup>у</sup>" их проникновения из подстилающих гиссарских известняков вдоль тектонических нарушений и их дальнейшего распространения в толще ангидритов. Соответственно и наращивание серных залежей вверх по вос-

станию толщи происходило вдоль тектонических нарушений и несколько в стороны от них, прежде всего вдоль кровли гиссарских известняков, а также вдоль наиболее проницаемого горизонта толщи ("R"). При этом в последнем серообразование в первую очередь контролировалось прослоями и слоями, наиболее обогащенными карбонатным материалом. Все это и определило характер залегания залежей и их конфигурацию.

Косвенным доводом в пользу того, что рост залежей связан с периодом заполнения долины, помимо всех рассмотренных фактов, может служить наличие включений серы, а на отдельных участках и довольно значительные ее концентрации в выполняющих долину отложениях на различных гипсометрических уровнях их распространения.

Образование наиболее высоких гипсометрических горизонтов рудных тел и завершение формирования основного контура залежей связано с выполнением долины осадками. Поскольку подъем пьезометрического уровня ограничивался не только положением базиса эрозии, но и глубиной эрозионного вскрытия водоносного комплекса гиссарских известняков, важно указать, что последний даже в настоящее время не вскрывается глубже абс.отм. около 550-560 м в южных частях месторождения и более высоких - в северных. Выходов известняков под отложения древней долины на месторождении не наблюдается. Следовательно, в период наиболее высокого положения местного базиса эрозии глубина вскрытия известняков не должна была ограничивать высоту подъема уровня напорных вод, так что последний, подчиняясь положению местного базиса эрозии, мог также подняться до абс.отметок порядка 560-600 м. Это и определило максимальные высоты распространения серных залежей. Интересно в связи с этим отметить, что на Кугитангской структуре на ряде участков и в частности в пределах Карлюкского серного месторождения гиссарские известняки вскрыты эрозией глубже верхнего уровня распространения отложений древней Кугитангской долины, которые в наиболее высоких частях ее восточного склона залегают непосредственно на известняках. На этом

участке пьезометрический уровень в период наиболее высокого положения местного базиса эрозии находился ниже последнего. Вероятно ниже находится и верхняя граница распространения здесь метасоматических серных руд. Аналогичная ситуация наблюдается и на юго-западной оконечности Тюбегатанской структуры.

На всех этапах формирования залежей, параллельно с осуществлением метасоматических процессов, некоторая часть сероводорода, образующегося как в восстановительной, так и в переходной зонах<sup>х)</sup>, могла в той или иной степени мигрировать по разломам, трещинам и карстовым трактам. Сера, кристаллизовавшаяся за счет такого сероводорода, вероятно сыграла определенную роль в образовании форм выполнения как в контурах серных залежей, так и в ореоле рассеяния. Вместе с тем, мигрируя с подземными водами, этот  $H_2S$  не мог в какой-то мере не участвовать и в самом метасоматическом процессе.

По мере продвижения вверх зоны серообразования нижние, уже сформировавшиеся участки залежей оказывались в обстановке восстановительной среды, обеспечивающей условия сохранения серных руд. Одновременно здесь, в прилежащих к залежам участках ангидритов осуществлялись преобразования безрудного типа, а в серных рудах, в результате наложения безрудной минерализации на рудную, вероятно происходило частичное выполнение полостей комплексом минералов безрудного сообщества. Интенсивность осуществления этих преобразований, возможно довольно высокая в начальные моменты после установления гидродинамического режима, отвечающего условиям восстановительной зоны, затем постепенно снижалась по мере накопления избытка сероводорода и торможения активности сульфатредуцирующих бактерий.

х) Видимо имело место поступление некоторого количества  $H_2S$  с водами "нефтяного" типа и извне — с участков, расположенных вне контуров месторождения. Однако их роль на основании имеющихся фактов определена быть не может. Можно лишь, как было показано, говорить, что для образования серных руд достаточно сероводорода, образующегося на месте за счет сульфатов исходных пород.

В связи с третьим этапом жизни долины (рис. 29III) — ее частичным переуглублением и некоторым омоложением карста на более глубоких уровнях — произошло соответствующее понижение границ гидродинамических и гидрогеохимических зон. При этом зона роста серных руд, переместившись на более низкие гипсометрические уровни, наложилась на образовавшиеся ранее участки залежей, в том числе и на те их горизонты, которые побывали в восстановительной зоне. Это обусловило продолжение роста залежей и, вместе с тем, отмечавшуюся ранее сложность взаимоотношений между новообразованиями рудного и безрудного минеральных сообществ (см. гл. III). Одновременно верхние горизонты залежей оказались выше понизившегося уровня сероводородных вод в окислительных условиях.

Благодаря отсутствию значительных колебаний базисов эрозии в течение позднечетвертичной и современной эпох, зона серообразования в этот период занимала относительно устойчивое положение, близкое современному. О продолжающемся формировании залежей в современных условиях в интервале порядка 250-480 м достаточно определенно свидетельствуют рассмотренные ранее био- и гидрогеохимические данные.

В целом положение зоны серообразования в интервале абс. высот порядка 200-500 м было вероятно одним из наиболее продолжительных, чем <sup>в</sup> значительной мере и обусловлено образование в этом интервале максимальных запасов серных руд месторождения.

Так последовательные колебания базисов эрозии со среднего плицена до современного этапа, определяя и регулируя положение гидродинамических и гидрогеохимических зон в прибортовых участках Гаурдакской долины в разрезе сульфатной толщи, регулировали последовательность формирования серных залежей: стадия глубокого врезания долины обусловила (предопределила) саму возможность глубокого и интенсивного развития процессов гипергенеза и серообразования, со стадией их заполнения связан рост залежей, а со стадией переуглубле-

ния — частичное разрушение их верхних горизонтов при продолжающемся росте нижних.

Все изложенное позволяет заключить, что серообразование в масштабах, сформировавших залежи, могло происходить на Гаурдаке с конца неогена, примерно со среднего плиоцена, на протяжении всего четвертичного периода и продолжается в настоящее время.

Такой вывод несколько отличается от точки зрения Н.П.Петрова (1955) и В.Д.Когана (1962), определивших возраст месторождения как четвертичный. Расхождение (понижение нижней возрастной границы) связано с изменившимся представлением о возрасте глубокого эрозионного расчленения и соответствующим изменением в решении вопроса о возрасте контролирующих осернение тектонических нарушений.

Рассмотренная последовательность формирования залежей в зависимости от колебаний базисов эрозии относится и к образованию в их составе барито-целестинового "горизонта". Об этом, помимо отмечавшегося их генетического единства и частичной синхронности минералообразования в "горизонте" и в остальной части залежей, свидетельствует также намечающаяся подчиненность гипсометрического интервала развития "горизонта" в разрезе интервалу колебаний базисов эрозии. Поэтому на барито-целестиновый "горизонт" распространяется и вывод о времени формирования, сделанный в отношении залежей в целом. Некоторые проявления барито-целестиновой минерализации в ангидритовой толще, как отмечалось, могли начаться и несколько раньше, в период, непосредственно предшествовавший эрозионному расчленению, в связи с осуществлением преобразований безрудного типа, в том числе в возвышенных участках структуры. Некоторое обособление барито-целестиновой минерализации в виде самостоятельного "горизонта" на контакте с гиссарскими известняками, так же как и приуроченность всех более мелких выделений этих минералов к контактам ангидрита с карбонатными прослоями и включениями, вполне закономерны. Они обусловлены осаждением основной



их массы на тех участках, где напорные хлоридные воды, несущие ионы  $Sr^{2+}$  и  $Ba^{2+}$ , проникая из карбонатных "проводников" всех масштабов, впервые вступали в непосредственный контакт с минералами сульфата кальция. На всех этапах формирования "горизонта" и на всех гипсометрических уровнях его развития это вело и ведет к "немедленному" осаждению целестина и в незначительном количестве барита, при некотором опережении первым, с замещением при этом в исходной породе гораздо более растворимого, по сравнению с ними, сульфатного соединения - ангидрита (гипса). Происходит своеобразное последовательное метасоматическое "отфильтровывание" наименее растворимых соединений на контакте между карбонатными породами и ангидритами. Почти одновременное с ними осаждение флюорита обусловлено соединением ионов  $F^-$  вод с высвобождающимися ионами  $Ca^{2+}$  пород. Наибольшее развитие все эти явления получили в основании ангидритовой толщи, в прослое, где смешанный карбонатно-сульфатный состав исходных пород определяет наличие максимальной поверхности соприкосновения между подземными водами и сульфатными минералами, что и определило формирование за счет этого прослоя барито-целестинового "горизонта".

Последовательность осаждения барита и целестина находит отражение в микрозональности "горизонта", а также в некотором повышении относительной роли барита по сравнению с целестином в приконтактных зонах карбонатных участков пород ангидритовой толщи и в гиссарских известняках. Некоторое опережение отложения барита по сравнению с целестином отмечено и на месторождениях серы Предкарпатья (Брандыбура, 1961; Роскош, 1969).

Соседство новообразований целестина и барита с карбонатными участками пород, а также зональность в их распределении при наличии четких признаков их эпигенетичности, в свою очередь служит подтверждением вывода о поступлении ионов  $Sr^{2+}$  и  $Ba^{2+}$  в составе вод, проникающих из карбонатных пород, а не заимствования их из самих исходных

пород при растворении основной массы ангидритов (поскольку поступление метасоматизирующих растворов из карбонатных участков пород устанавливается достаточно определенно - см. выше).

Таким образом по отношению ко всей массе барито-целестиновой минерализации на Гаурдакском месторождении подтверждается точка зрения о связи ее образования с "нефтяными" водами. Однако в рассматриваемом случае мы считаем очень существенным и другой фактор - наличие сульфатоносных пород, исполняющих функции осадителя этих минералов в результате обменных реакций. При этом устанавливается связь осуществления таких процессов с гипергенезом.

#### О роли долины в образовании Гаурдакского месторождения

Рассмотренные данные о гидрогеологических и палеогидрогеологических условиях на Гаурдакском месторождении показывают справедливость по отношению к нему положения А.М.Овчинникова (1970) о возникновении месторождений серы, так же как и ряда других полезных ископаемых, на участках долгодействующих очагов (зон) разгрузки напорных вод. Участок Гаурдакского месторождения действительно может рассматриваться как такой долгодействующий, древний и современный очаг разгрузки. Глубокий эрозионный врез, подчиненный тектоническим нарушениям, вместе с ними в значительной мере определил возникновение зоны разгрузки и ее пространственное положение, влиял на ее конфигурацию, размеры в плане и на уровни развития в разрезе. Вместе с тем, являясь мощной естественной дренажной по отношению к прилежащим участкам структуры, эрозионный врез оказывал большое влияние и на характер распространения вод поверхностного происхождения, "стягивая" их к очагу разгрузки с площади местной области питания. При этом и в образовании последней возникновение вреза также вероятно сыграло определяющую роль. Таким образом, эрозионный врез активизировал подток двух типов вод (глубинных "нефтяного" типа и поверхностного происхождения) и обуславливал значительную интенсивность их смешения в верх-

них горизонтах пластовых вод с образованием здесь вдоль зон нарушений своеобразных направленных "потоков"—"метасоматизирующих струй".  
Иначе говоря, эрозионный врез вместе с тектоническими нарушениями в значительной мере определял положение и конфигурацию в плане и в разрезе зон интенсивного смешения вод. Там, где эти зоны приходились на участки распространения сульфатонесных пород, осуществлялось активное взаимодействие вод смешения с сульфатными компонентами этих пород и создавалась оптимальная гидрогесхимическая обстановка для серообразования.

Характер движения вод и линии их тока на участках структуры, прилежащих к эрозионному врезу, в целом видимо аналогичны установленному теорией движению подземных вод к водосборным сооружениям типа несовершенного колодца (Каменский, 1943; Мятлев, 1947 и др.). Он также близок рассмотренным А.М.Овчинниковым и А.И.Германовым случаям глубокого интенсивного краевого водообмена, возникающего на участках глубоких дрен в краевых частях артезианских бассейнов или артезианских склонов.

Очень существенным фактором, обеспечившим интенсивное смешение, представляется сама последовательность развития эрозионной системы. Образование глубоких врезов повлекло за собой возникновение резких пьезометрических минимумов, стимулировавших глубокую инфильтрацию вод поверхностного происхождения — своеобразное "заполнение" воронок депрессии водами инфильтрационными, которые при этом разработали себе пути для стока (карстовые и эрозионно-карстовые системы). Последовавшее затем новое значительное повышение базисов эрозии и восстановление пьезометрической поверхности привело к "внедрению" напорных вод в уже сформировавшуюся сферу влияния вод инфильтрационных. Это обусловило высокую интенсивность смешения, которая в дальнейшем могла в той или иной мере поддерживаться благодаря значительной разнице гипсометрического положения главного и местного базисов эрозии и на-

личию разработанных путей для дренажа инфильтрационных вод (т.е. при наличии дрены и готовой "дренажной системы").

"Внедрение" одного типа вод в другой, обеспечивающее максимальную интенсивность смешения, необходимо вероятно для осуществления различных типов рудогенеза, связанных с относительно резкими изменениями  $E_h$  среды, т.е. с различными типами окислительно-восстановительных геохимических барьеров. По отношению к месторождениям урана необходимость такого внедрения отмечалась А.И.Германовым (1961), а для месторождений серы — Н.П.Ошкиным (1969).

Судя по ряду наблюдений течение, практически всех рассмотренных процессов гипергенеза может быть обеспечено и постепенным незначительным проникновением вод поверхностного происхождения ниже пьезометрического уровня, т.е. и при очень слабом смешении вод. При этом может происходить и незначительное серообразование (минералогического значения), как оно, например, имеет место в восстановительной зоне. Повышенная интенсивность смешения необходима прежде всего для обеспечения возможности массового рудообразования с возникновением месторождений.

Рассмотренная последовательность развития эрозионной системы при высокой интенсивности эрозии обеспечила, по нашему мнению, оптимальные условия именно для такого рода "внедрения", а вместе с ним для возникновения и поддержания в дальнейшем достаточно интенсивного смешения и, соответственно, для возникновения и сохранения относительно резкого окислительного для серы геохимического барьера в интервале значений  $E_h$ , отвечающем переходной гидрогеохимической зоне. Взаимосвязанные колебания базисов эрозии регулировали последующее перемещение в разрезе такого геохимического барьера — зоны формирования серных руд.

Резкое понижение положения базиса эрозии могло сыграть определяющую роль в образовании месторождения только благодаря тому, что

оно было временным. Именно его последующее восстановление обеспечило, с одной стороны, формирование мощных залежей, а с другой, — их сохранение не только от окисления, но и от эрозионного уничтожения вместе с вмещающей их крайне неустойчивой ангидритовой толщей, уничтожения, неизбежного в случае однонаправленного последовательного понижения базиса эрозии и вывода на поверхность все более глубоких горизонтов. В данном случае колебания базиса эрозии обеспечили своеобразную "регрессивную" последовательность развития гипергенеза, следствием которой было погребение гипергенно измененных участков и тем самым их сохранение от разрушения. Следует подчеркнуть, что сохранение серных залежей было возможно лишь в обстановке относительной тектонической стабилизации, характеризовавшей это время.

О более общем характере связи экзогенных месторождений серы с древними долинами и возможностях ее практического использования

Помимо Гаурдакского, для всех других месторождений и проявлений серы Гаурдак-Кугитангского района также отчетливо проявляется их приуроченность к бортовым участкам глубоких погребенных врезов древних долин (рис. 23). В частности, ряд серопроявлений и Карлюкское месторождение на западном склоне хр. Кугитанг-Тау локализируются вдоль восточного борта древней Кугитангской долины, проявления серы на Тибегатане расположены в борту Тибегатанской пра-долины, мелкие серопроявления на Гаурдакской структуре (вне контуров Гаурдакского месторождения) также находятся в бортовых частях установленных здесь отдельных фрагментов древних погребенных врезов.

Выполненный ранее анализ палеогеоморфологических и палеогидрогеологических закономерностей формирования зон гипергенеза в верхней толще района позволяет заключить, что четкая приуроченность серопроявлений к древним долинам является естественным следствием однотипности этих закономерностей.

Связь с погребенными эрозионными системами проявляется и для месторождений других сероносных бассейнов Среднеазиатской сероносной провинции (Беленицкая, 1968<sub>2</sub>), а также, как упоминалось, для месторо-

дений Восточноевропейской провинции (Отрешко, 1960-1969; Кирсанов, Отрешко, 1968). При этом во многих случаях устанавливается зависимость глубины осернения от глубины эрозионного расчленения.

Для третьей крупнейшей сероносной провинции - Средиземноморской выявление связи месторождений серы с древними долинами является, видимо, делом только времени. В частности, такая связь намечается для месторождений серы Предкарпатья (Советского и Польского) (Писарчик и др., 1970П), находящихся в бассейнах рек Днестра, Сана и верхней Вислы, для долин которых известно наличие глубоких погребенных врезов. Для района Сицилийского сероносного бассейна существенно наличие ряда фактов, фиксирующих снижение уровня Средиземноморского бассейна. К их числу относятся: глубокие погребенные врезы, установленные как на Африканском побережье (Пра-Нил с абс.отм. дна около - 200 м, И.С.Чумаков, 1967), так и на Европейском (например, в Италии, абс.отм. минус 100 м, А.С. Blanc, 1935); подводные долины, развитые на шельфе, в частности у берегов Сицилии, на продолжении современных речных долин, благодаря чему их эрозионная природа признается большинством исследователей; затопленные террасовые комплексы, прослеженные до глубин свыше минус 100 м (Марков, и др., 1967) и т.д. Важно, что во всех этих регионах глубина развития серных руд близка глубине максимального эрозионного расчленения.

Рассмотрение особенностей геологического строения, гидродинамики и гидрохимии по различным сероносным районам и серным месторождениям показывает, что во всех случаях, как и на Гаурдакском месторождении, глубокие врезы вместе с тектоническими нарушениями, которым они, как правило, подчинены, контролировали мощные древние, а в большинстве случаев функционирующие и в настоящее время зоны разгрузки напорных вод "нефтяного" типа. Именно это дало основание А.М.Овчинникову рассматривать месторождения серы как участки долгодействующих очагов разгрузки. Вместе с тем, глубокие врезы способствовали образованию

в их бортовых частях местных областей питания (инфильтрации) и определяли глубокую и интенсивную дренированность сульфатоносных толщ. Иначе говоря, есть основания полагать, что во всех случаях именно древние долины способствовали необходимому для серообразования одновременному и значительному притоку к соответствующим участкам вод и глубинных и поверхностного происхождения, обеспечивая максимальную интенсивность и глубину их смешения.

Таким образом, прослеживаемая повсеместно пространственная приуроченность серных залежей к бортовым частям древних долин, дренирующих сульфатоносные толщи, может рассматриваться, так же как и на Гаурдакском месторождении, как конкретное выражение генетической связи между ними.

Исходя из изложенных представлений о характере такой связи и настаивая на том, что эрозионное расчленение являлось определяющим фактором в образовании всех месторождений серы такого типа, можно все же с уверенностью говорить, что при установленной его интенсивности и глубине оно просто не могло не сказаться на ходе эпигенетических гипергенных процессов вообще и серообразования — в частности.

Все сказанное позволяет рассматривать глубокие погребенные долины как один из важнейших факторов образования серных залежей и подтверждает отмеченную А.И.Отрешко на примере Средневожского бассейна возможность использования древних долин в качестве дополнительного показателя вероятной сероносности слагающих их бортовые участки толщ. По отношению к этому показателю А.И.Отрешко (1960<sub>I,2</sub>) применил термин "палеогеографический", имея в виду предполагаемые им особые гидрохимические условия, тех, как он считал, морей, которые заполняли участки размывов. Такое наименование чисто геоморфологического (палеогеоморфологического) показателя палеогеографическим представляется нам не точным, а также не очень удачным еще и потому, что с ним обычно ассоциируется обстановка времени седиментации.

Исходя из представления о единой генетической сущности наблюдаемой связи месторождений серы с древними долинами, мы полагаем, что и последовательность формирования залежей в зависимости от истории формирования долин также однотипна и в целом аналогична рассмотренной для Гаурдакского месторождения, а именно: с заполнением врезов связан рост залежей, с последующим переуглублением — одновременное частичное разрушение верхних уровней, выведенных в зону окисления.

Поскольку процессы эрозии и аккумуляции в жизни долин могли неоднократно повторяться (и повторялись): врезание — заполнение — переуглубление — новое заполнение и т.д., то и процессы роста и разрушения серных залежей могли последовательно чередоваться и накладываться при сохранении или восстановлении всех других условий, обеспечивающих серообразование. Это подтверждается фактическим материалом по многим экзогенным месторождениям серы СССР, в частности наличием на них зон окисления, расположенных выше пьезометрического уровня и связанных с понижением базиса эрозии уже после образования серных руд. Помимо зон современного окисления, устанавливаемых практически на всех крупнейших месторождениях, для некоторых из них, например для Роздольского (Мерлич и др., 1963, Соколов и др., 1968), выявлено наличие и более древней зоны окисления, распространенной значительно глубже современной и обусловленной одной из фаз более низкого, чем современное, положения базиса эрозии.

Рассмотренная генетическая трактовка роли древних долин в формировании месторождений серы делает не принципиальным вопрос о времени заложения глубоких врезов этих долин. Начало интенсивного серообразования в разных регионах может быть связано с долинами, заложенными в разные отрезки времени континентального периода развития территории. Вместе с тем решение этого вопроса в каждом конкретном случае может оказаться весьма существенным для ориентировки дальнейших исследований как при прогнозах и поисках серных залежей, так, в ряде



случаев, и при предварительной их количественной оценке.

Не исключается связь серообразования и с более древними — докайнозойскими континентальными перерывами и соответствующими им инфильтрационными этапами развития артезианских систем, тем более, что известны глубокие погребенные врезы разного возраста (см. ниже). Однако, как справедливо отмечалось рядом исследователей (Уклонский, 1940; Юшкин, 1966, 1968<sub>I</sub>; Писарчик и др., 1970П и др.), возможность и вероятность сохранения месторождений такого неустойчивого компонента, как самородная сера, ничтожна, особенно благодаря тому, что все сероносные структуры "имеют тенденцию к подъему, но не опусканию, и уже в этом заложена дальнейшая судьба серного месторождения — его окисление и эрозия" (Юшкин, 1966, с.86).

Все сказанное позволяет возразить против высказанного А.И.Отрешко (1960<sub>I,2</sub>) мнения о том, что верхненеогеновое время было единственной исключительной эпохой серообразования,

Однако, признавая возможную роль в образовании серных залежей эрозионных врезов различного возраста, можно все же предполагать, что среднеплиоценовое глубинное расчленение для многих регионов действительно имело первостепенное значение. Прежде всего это относится к упоминавшимся обширным территориям, связанным с Прикаспийским бассейном и включающим две — Восточноевропейскую и Среднеазиатскую сероносные провинции. К такому заключению приводят отмечавшиеся общие для этих территорий закономерности их геоморфологического развития в конце неогена — начале четвертичного периода. Как и для Гаурдак-Кургитангского района важнейшими среди них являются: значительное (до нескольких сот м) понижение регионального базиса эрозии, сопровождавшееся глубоким расчленением поверхности с разрушением сформировавшихся к этому времени нефтегазоносных структур и дренажем сульфатоносных комплексов, и последующее восстановление базиса эрозии с интенсивным заполнением осадками образовавшихся эрозионных врезов. В связи с этим

для артезианских систем рассматриваемых территорий на сопоставимые величины могла быть снижена глубина инфильтрации вод атмосферного происхождения. Весь значительный интервал колебаний базисов эрозии является потенциально перспективным в отношении серных руд. Все это в сумме обеспечило в этот период для всей указанной территории, как и для Гаурдакского месторождения, благоприятные условия, с одной стороны, для широкого проявления и значительных масштабов серообразования, а с другой - для их относительно длительного сохранения.

Перспективны, например, смежные с Юго-Восточной Туркменией районы Юго-Западного Узбекистана и Таджикистана с широким развитием в их пределах верхнеюрских и палеогеновых сульфатоносных толщ и с довольно многочисленными установленными серопроявлениями, как правило, приуроченными к долинам рек. Некоторые погребенные врезы здесь изучены и описаны, другие только вскрыты в связи с различными геологическими исследованиями и еще не во всех случаях обратили на себя внимание.

Для ряда районов Кавказа целенаправленное изучение среднеплиоценовых глубоких погребенных врезов безусловно может способствовать выявлению высоких концентраций серных руд в сульфатоносных толщах, причем в горизонтах этих толщ не приповерхностных, где серопроявления известны, а в зонах их более глубокого погружения, в гипсометрических интервалах, сопоставимых с интервалом колебаний базисов эрозии.

Наличие тесной генетической и пространственной связи между серными залежами и карстово-эрозионными системами предопределяет широкие возможности использования палеогеоморфологических показателей как при оценке перспектив сероносности крупных регионов с установленной или предполагаемой сероносностью, так и при проведении поисковых и разведочных работ. Особое значение во всех случаях может иметь использование двух уровней: нижнего регионального уровня на-

и более глубокой эрозии и верхнего местного уровня аккумуляции, ограничивающих интервал, в пределах которого в разное время могли существовать гидрогеохимические условия, оптимальные для серообразования, т.е. интервал перспективный с точки зрения оруденения. В рамках последнего возможно дальнейшее выделение перспективных зон на его пересечении с поверхностью контакта между сульфатными и карбонатными толщами, а в контурах таких зон - по другим показателям (тектоническим нарушениям и т.д.). Естественно, возможна и другая последовательность использования тех же показателей.

Значение погребенных глубоких врезов при поисках новых месторождений и новых залежей в пределах известных месторождений очевидно. Очень существенными с точки зрения поисков самих погребенных долин являются отмечавшиеся зависимости, отражающие связь процессов тектонических, эрозионно-карстовых и серообразования: 1) между тектоническими нарушениями и карстово-эрозионными системами; 2) между тектоническими нарушениями и зонами осернения; 3) между карстово-эрозионными системами и серными месторождениями. При этом крупным региональным зонам разломов подчинены эрозионные врезы основных долин и серные месторождения, а оперяющим тектоническим нарушениям - карстовые системы, возможно, притоки древних долин и отдельные серные залежи. Установление одного из этих элементов в регионах распространения сульфатноносных и нефтегазоносных комплексов может помочь выявлению остальных и может быть использовано при прогнозировании, поисках и разведке месторождений серы.

Поисковое значение погребенных врезов особенно велико: благодаря тому, что такие врезы в настоящее время довольно уверенно устанавливаются различными методами геофизической разведки: гравиметрией (вариометрической съемкой), электроразведкой (методом ВЭЗ) и сейсморазведкой (Розанов, Чирвинская, 1970).

При проведении разведочных работ палеогеоморфологические показатели могут быть использованы прежде всего при определении вероятных максимальных глубин и максимальных высот распространения серных залежей в разрезе, а также при определении глубины распространения древних процессов окисления. Кроме того, установление уровней или интервалов с максимальной продолжительностью относительно стабильного существования базисов эрозии может способствовать количественной оценке распределения осернения в разрезе.

Естественно, что использование тех или иных гипсометрических уровней, характеризующих развитие долины, предполагает необходимость учета в каждом конкретном случае наличия в соответствующие отрезки времени опусканий или поднятий рассматриваемых территорий или участков и их амплитуды.

Использование установленных закономерностей при оценке перспектив сероносности Гаурдак-Кугитангского района

Выявленные палеогеоморфологические и палеогидрогеологические закономерности формирования серных месторождений позволяют наметить ряд конкретных показателей перспектив сероносности Гаурдак-Кугитангского района.

1) Глубокие погребенные врезы древних долин являются показателем возможной сероносности сульфатоносных толщ, слагающих их бортовые части.

2) Наибольшие глубины распространения осернения в бортах долин определяются максимально глубоким положением базиса эрозии за всю историю развития долин.

3) Наиболее высокие отметки развития осернения определяются наиболее высоким положением пьезометрического уровня за период после образования глубоких врезов. Приблизительное его положение может быть выявлено путем сопоставления наиболее низких абс.отметок вскрытия гиссарских известняков (их выхода на дневную поверхность или под

четвертичные отложения в бортах долин) с отметками самых высоких террас. Более низкая из этих отметок определяет (ограничивает сверху) наиболее высокий уровень пластовых вод, а следовательно и осернения.

4) Нижние горизонты ангидритовой толщи по всему интервалу между максимальными нижними и верхними абс.отметками вероятного интервала распространения осернения (пп.2,3) образуют перспективную на серу зону. Наименее перспективными в ее пределах являются, по приведенным в гл.У соображениям, участки, на которых еще сохранилась от размыва покрывающая ангидриты соляная толща. Сероносность в этом случае вероятно лишь по периферийным частям таких участков.

5) Отрицательным на серу показателем является отсутствием на смежных с глубокими эрозионными врезами возвышенных участках антиклинальных структур "эрозионных окон" - площадей, где ангидритовая толща была бы полностью уничтожена или имела незначительную, в пределах первых десятков м мощность.

Рассмотрим отмеченные показатели применительно к Кугитангской и Тюбегатанской структурам.

Как отмечалось, вдоль западного склона хр.Кугитанг-Тау, вдоль левого (восточного) борта крупнейшей в районе древней Кугитангской долины признаки осернения спорадически отмечаются почти на всем ее протяжении. Однако промышленных концентраций серы здесь пока не установлено. О перспективах на серу в бассейне этой долины можно высказать следующие соображения (рис.24, 26).

I. Наиболее перспективны нижние горизонты ангидритовой толщи - от кровли гиссарских известняков до карбонатных прослоев пачки "R" - в зоне залегания толщи под отложениями, выполняющими древний врез долины в виде полосы, вытянутой вдоль его восточного борта. Ориентировочными границами этой зоны являются: на западе - осевая линия погребенного вреза; на востоке - гипсометрические уровни (изогипсы),

соответствующие наиболее низким выходам гиссарских известняков на поверхность или под отложения долины.

2. Вероятная максимальная глубина распространения серных залежей может достигать абс.отм. минус 150 – минус 200 м, несколько повышаясь вверх по долине р.Кугитанг-Дарьи.

3. Верхние уровни распространения осернения почти на всем протяжении Кугитангской долины ограничиваются наиболее низкими отметками выходов гиссарских известняков под отложения долины на соответствующих ее участках (поскольку, как отмечалось, эти выходы находятся гипсометрически ниже верхней границы распространения отложений долины). Это заключение уже использовано в п. I при определении ориентировочной восточной границы перспективной на серу зоны. Для Карлыкского серного месторождения такой уровень находится на абс. отметках примерно 300-320 м.

4. В пределах выделенной перспективной зоны (полосы) поисковым показателем на серные залежи могут служить зоны тектонических нарушений и карстовые системы, развивающиеся, как правило, в этих зонах и вместе с ними контролирующие осернение. Учитывая отмеченную связь процессов тектонических, эрозионно-карстовых и серообразования, можно по установлению одного из них предполагать характер развития двух других. В частности, о наличии тектонических нарушений свидетельствуют проявления эрозионных и карстовых форм, в том числе поверхностных, например, глубоких ущелий, "эрозионных окон", цепочек карстовых воронок и т.д. Наиболее перспективными на серу при этом могут быть участки, расположенные к западу от таких форм, на простирании предполагаемых нарушений в погребенном борту долины, в пределах выделенной перспективной зоны. Возможно, в частности, что некоторые из тектонических нарушений фиксируются субширотными каньонообразными врезами, секущими западный склон хр.Кугитанг-Тау.

Принципиальной ошибкой разведочных работ на серу, проводившихся вдоль подножий хр.Кугитанг-Тау в 1958-1959 гг. (Кан, 1959Ф), нам

представляется концентрация всего объема бурения на незатронутых эрозией "останцах" ангидритов между ущельями. Поскольку ангидриты сохраняются преимущественно в наименее нарушенных зонах, то сами "останцы" обычно соответствуют участкам как раз между нарушениями. Наличие же серных залежей следует прежде всего проверить на западном продолжении ущелий, т.е. между останцами и гипсометрически несколько ниже их основания. При этом простирание самих ущелий следует определять по общему их направлению, а не только по устьевым участкам, которые могли возникнуть уже после образования залежей и иметь простирание, отличное от общего.

6) Серопроявления, установленные в отложениях, выполняющих долину (например, в скв.108 - рис.1) могут служить косвенным показателем наличия тектонического нарушения и вероятного нахождения серных залежей глубже - в низах ангидритовой толщи. Аналогичным признаком возможно являются зоны повышенных содержаний сероводорода в водах, связанных с отложениями, выполняющими глубокий врез долины (Озябкин и др., 1967Ф).

Относительно характера сероносности другой структуры района - Тюбегатанской - можно высказать следующие соображения. Эта структура, в отличие от Гаурдакской и Кугитангской, является значительно более закрытой. Выход гиссарских известняков на поверхность и под четвертичные отложения ("эрозионное окно") имеется здесь лишь на небольшой площади (0,5 км<sup>2</sup>) в южной части структуры. Участок, расположенный непосредственно гипсометрически ниже этого выхода, к югу и юго-западу от него, между ним и глубоким погребенным врезом, является, по нашему мнению, наиболее перспективным на серу в данной структуре. В пределах самого участка перспективны низы ангидритовой толщи в интервале, ограниченном сверху абс.отметками выходов известняков под четвертичные отложения (эти отметки не установлены, видимо они несколько ниже 900 м). Для определения вероятной нижней границы

интервала необходимо изучение древних эрозионных врезов этой части района, до сих пор почти не изученных. По имеющимся данным, глубина осернения может превышать 200 м - максимальную выявленную здесь к настоящему времени глубину погребенного вреза.

Для других участков Тубегатанской структуры развитие промышленного осернения кажется маловероятным из-за отсутствия "эрозионных окон".

Таким образом, для Гаурдак-Кугитанского района представляется весьма вероятным нахождение серных залежей в низах ангидритовой толщи вдоль западного склона хр. Кугитанг-Тау - вдоль восточного борта древней Кугитанской долины. Менее вероятно, но не исключено наличие залежей у юго-западной оконечности Тубегатанского поднятия, к югу и юго-западу от выхода на поверхность гиссарских известняков.

Использование палеогеоморфологических показателей при изучении палеогеогеологических условий образования некоторых других месторождений зоны гипергенеза и при их оценке

В последние годы в работах многих исследователей развивается и находит все большее подтверждение точка зрения, впервые высказанная А.С. Уклонским (1940), о связи образования эпигенетических залежей различных полезных ископаемых в осадочных толщах с развитием артезианских систем нефтегазоносных провинций (Германов, 1953-1965; Овчинников, 1957-1970; Холодов, 1961; Попов, 1964; Перельман, 1965, 1968; Батулин и др., 1965; Головин, 1965, 1968; Лисицын, 1966; Юшкин, 1962, 1969, 1969; Шмаривич, 1970 и др.). К такого рода образованиям относится, помимо рассмотренных месторождений серы, большая группа месторождений урана, а также сопровождающие их повышенные (вплоть до промышленных) концентрации  $St$ ,  $Se$ ,  $V$ ,  $Mo$  иногда  $Ba$ ,  $F$  (флюорита) и некоторых других элементов и возможно ряд месторождений сульфидных руд из группы стратиформных, прежде всего меди (типа медистых песчаников), свинца, цинка, железа, нередко создающих "псев-



догидротермальную" (Юшкин, 1968<sub>2</sub>) минерализацию.

Все эти месторождения в своем развитии и размещении тесно взаимосвязаны благодаря подчиненности единому циклу гидродинамического (или палеогидродинамического) развития артезианской системы (Попов, 1964). В их формировании устанавливается ряд закономерностей, общих с рассмотренными для самородной серы. Возникновение их происходит на инфильтрационных этапах развития артезианских бассейнов, а локализация - в тех участках таких бассейнов, где имеет место той или иной интенсивности инфильтрация вод атмосферного происхождения, т.е. в зоне гипергенеза. Хотя указанные авторы в большинстве случаев не называют эти месторождения гипергенными, однако обосновываемый комплекс условий, необходимых и обеспечивающих образование этих месторождений, в соответствии с принятой в работе терминологией (см.гл. I), предполагает отнесение их именно к гипергенным<sup>х</sup>).

Эпигенетическое гипергенное минералообразование осуществляется в полосе (зоне) соприкосновения вод инфильтрационных атмосферного происхождения и восходящих глубинных. Здесь в результате их смешения и взаимодействия с вмещающими породами образуется зона максимальных "геохимических противоречий" (Л.В.Пустовалов), названная в гидрогеохимии "фронтом" (Овчинников, 1970). В пределах этой зоны накопление повышенных концентраций элементов, в том числе рудных (рудогенез), происходит на участках с относительно наиболее активным динамическим режимом, обеспечивающим интенсивный подток вод обоих типов, наибольшую интенсивность их смешения, и образование резких "геохимических барьеров". Чаще всего это происходит в очагах разгрузки напорных вод. Через глубинные воды возможно влияние на рудогенез и магматогенных факторов.

х) Вопрос о наличии или отсутствии догипергенных концентраций рудных элементов в данном случае не существен. Важен факт гипергенного перераспределения при формировании эпигенетических залежей.

Разные типы оруденения, соответствующие разным типам "геохимических барьеров", являются здесь закономерными членами возникающей эпигенетической геохимической зональности пород, отражающей гидродинамическую и связанную с ней гидрогеохимическую зональность водонапорных систем. Специфика (тип) минерализации, помимо других факторов, и прежде всего состава водовмещающих пород, определяется соотношением на каждом участке между водами инфильтрационными и глубинными. Последнее в свою очередь зависит от приуроченности участка к той или иной части водонапорной системы в целом и от его положения в пределах этой части между областью питания и внутренними участками. Иначе говоря, особенности гидродинамического режима в значительной мере определяют как саму возможность рудогенеза, так и его тип.

Влияние, оказываемое на динамику артезианских систем геоморфологическими факторами, уже само по себе позволяет говорить об их значительной роли и в процессах рудогенеза в пределах таких систем (Германов, 1961<sub>2</sub>; Юшкин, 1969; Овчинников, 1970). В данной работе конкретный и четкий характер связи между геоморфологическими, гидродинамическими, а через них и гидрогеохимическими показателями был прослежен на материале Гаурдакского месторождения серы. Было показано сохранение этой связи во времени при значительных разнонаправленных колебаниях базисов эрозии и ее устойчивое влияние на формирование серных руд и сопутствующих им повышенных концентраций целестина.

Хотя месторождения серы характеризуют лишь один из участков "фронта" водонапорной системы, представляя один из типов "геохимических барьеров", однако прослеженные на их примере различные аспекты влияния геоморфологических (и палеогеоморфологических) показателей на развитие гидродинамического режима по своей сути имеют более общий характер для водонапорных систем. В частности, региональные колебания базиса эрозии безусловно являются регулятором и показателем

колебаний гипсометрического положения гидрогеохимического "фронта" в целом, а положение глубоких врезов - показателем пространственного и гипсометрического положения очагов разгрузки, где в пределах "фронта" резко возрастает интенсивность смешения, образуются разные типы "геохимических барьеров" и возникают разные типы рудогенеза. Это позволяет полагать, что для других типов эпигенетического гипергенного рудогенеза, как и для самородной серы, должна существовать соподчиненность с интервалом колебаний базисов эрозии и возможна приуроченность к глубоким врезам, контролирующим очаги разгрузки напорных вод. Поэтому для выявления закономерностей локализации этих типов руд также могут быть использованы геоморфологические (и палеогеоморфологические) показатели, в частности уже отмечавшиеся: наиболее низкий региональный уровень эрозии и наиболее высокий уровень аккумуляции. Во всех случаях они могут служить косвенными или прямыми показателями (своеобразными гипсометрическими реперами) интервала, перспективного в отношении того или иного типа руд. Пересечение этого интервала с определенными литологическими комплексами, чаще с контактами различных их подразделений, может способствовать выявлению наиболее перспективных зон (или указать на их отсутствие) как при региональных исследованиях - при оценке новых и выявлении дальнейших перспектив уже известных регионов, так и на всех более мелких объектах, включая узко локальные (например, при разведке). Выявление уровней максимальной продолжительности относительно стабильного положения базисов эрозии может способствовать количественной оценке оруденения. В ряде случаев возможно использование самих врезов как поисковых показателей.

Изучение палеогеоморфологических показателей важно также при выявлении закономерностей гипергенного эпигенетического оруденения, связанного с другими типами подземных вод: с водами грунтовыми и зоны аэрации, поскольку и в пределах их развития колебания базиса эро-

зи определяют изменение уровней развития оруденения. Для месторождений, связанных с деятельностью грунтовых вод, особенно существенна и перспективна возможность выявления и прослеживания в плане горизонтов оруденения путем установления древних уровней подземных вод.

Палеогеоморфологические факторы могут быть использованы при изучении любых других - "созидательных" или "разрушительных" проявлений гипергенеза, как связанных с рудогенезом, так и не связанных с ним, в том числе при изучении всего обширного круга явлений, так или иначе связанных с карстом. Они могут служить важным критерием при оценке вероятности разрушения или "консервации" различных полезных ископаемых, сформированных как на более ранних стадиях литогенеза (соляных, нефтегазовых и др.), так и на более ранних этапах гипергенеза, в том числе вероятности и возможной глубины окисления руд - их разрушения или обогащения.

Очевидна необходимость во всех случаях учета всех периодов континентального развития территорий и связанных с ними инфильтрационных этапов развития водонапорных систем, особенно тех, для которых наличие глубоких погребенных врезов установлено. Последние известны в частности для докембрийского, силурийского, врского, неогенового, четвертичного времени (Николаев, 1970; Martin, 1960; Anson,

Sharp, 1962). Особо следует выделить неоген-четвертичную эпоху континентального развития. Есть основания полагать, что значительная часть сохранившихся и доступных для изучения залежей рассматриваемого типа сформирована в эту эпоху. Глубокие (до 400-500 м) погребенные врезы этой эпохи установлены повсеместно и описаны в многочисленных работах, в том числе в целом ряде обобщающих (Горещкий, 1964, 1970; Островский, 1966; Марков и др., 1965, 1967; Архипов, 1969; Геоморфология ..., 1969; Николаев, 1969; Обедянцева, 1970; Утрабин, 1970 и др.).

Сказанное позволяет рассматривать палеогеоморфологический анализ как один из важных методов проведения целенаправленной палеогидрогеологической реконструкции периода (или периодов) формирования не только серных, но и ряда других типов эпигенетических руд зоны гипергенеза с целью выявления закономерностей их локализации в пределах этой зоны. Использование палеогеоморфологического анализа особенно перспективно в тех случаях, когда можно предварительно уточнить характер зависимости между современным положением зоны минерало- (рудо) образования рассматриваемого типа и определяющими ее современными геоморфологическими показателями. Это принципиально возможно на всех месторождениях, где рудообразование продолжается в настоящее время, что для рассматриваемых типов руд нередко имеет место. Вариант возможной методики такого анализа гипергенных преобразований пород был рассмотрен нами ранее (Беленицкая, 1968Ф, 1969<sub>I</sub>). Кратко предлагаемая его последовательность сводится к следующему.

1. Тщательно изучить все литологические данные, которые должны ориентировать и служить контролем дальнейших исследований.

2. Исследовать современные гидрогеохимические (гипергенные) процессы или определенный их тип, осуществляемые между породами и подземными водами, путем комплексного рассмотрения био- и гидрохимических показателей, расчетов равновесий ионно-солевого и газового состава вод и т.д. Выявить зону максимального их развития и установить факторы (тектонические, геоморфологические), определяющие положение этой зоны и контролирующие направление течения процессов.

3. Установить период или периоды, а внутри них - рамки времени, в пределах которых на данной территории в рассматриваемом литологическом комплексе было возможно развитие гипергенных процессов.

Проследить для этого времени изменение выделенных факторов, т.е. провести реконструкцию палеотектонических (в случае их нестабильности за соответствующий период) и, главное, обычно наиболее измен-

чивых палеогеоморфологических условий.

4. Проследить изменение положения в разрезе зоны развития гипергенных процессов в связи с изменением соответствующих показателей.

5. Сопоставить результаты проведенного анализа с результатами литологических исследований по тем показателям, для которых имеются необходимые данные.

Выполненные в Гаурдак-Кугитангском районе комплексные исследования явились основой для разработки такого рода методического подхода и вместе с тем примером его использования при изучении сероносности сульфатоносных толщ.

Следует подчеркнуть, что установление связи оруденения с теми или иными геоморфологическими (палеогеоморфологическими) факторами важно и в другом аспекте - с точки зрения решения и обоснования вопросов генезиса, прежде всего как несомненное свидетельство эпигенетичности залежей и показатель вероятного времени их формирования.

## В Ы В О Д Ы

Комплексный анализ материалов литологических, гидрогеохимических, микробиологических и палеогеоморфологических исследований в сочетании с результатами исследований методом палеогидрогеологических реконструкций способствовал выяснению многих вопросов касающихся характера взаимодействия между горными породами и подземными водами, которое ведет к образованию серных руд, а также важнейших закономерностей его изменения на протяжении истории формирования залежей. Этот материал позволил уточнить и дополнить, а в ряде вопросов изменить представление о генезисе серных руд и условиях формирования залежей Гаурдакского месторождения и других серопроявлений Гаурдак-Кугитангского района. По сумме данных сделаны следующие выводы.

1. Серные руды месторождений и серопроявлений района генетически однотипны. Образование основной их массы произошло в связи с процессами гипергенного преобразования пород ангидритовой толщи путем метасоматического замещения рудным веществом (серой и кальцитом) сульфатной составляющей этих пород при совмещенности во времени и пространстве процессов растворения сульфатов и минералоотложения. Приведен ряд новых аргументов, подтверждающих такую точку зрения, особенно показательны данные изучения онтогении минералов, главным образом - преобладающих способов и форм зарождения и роста минеральных индивидов серы и кальцита, в частности наиболее характерного для серы роста скелетными метакристаллами "интерстициального" типа.

2. Карбонатные составляющие исходных пород - кальцит и доломит - в химизме рассматриваемых преобразований не участвуют. Заключение некоторых исследователей о метасоматическом по карбонатам рудообразовании ошибочно. Наблюдаемые случаи кажущегося замещения известняка серой и кальцитом являются результатом наложения процессов серообразования и кальцитизации на ангидриты замещения, метасомати-

чески развившиеся по известняку на догипергенных стадиях литогенеза.

Инертностью карбонатов и избирательным по сульфатам развитием процессов замещения определяется (и одновременно служит им подтверждением) с одной стороны, сохранение и широкое распространение в рудах реликтовых текстур исходных пород (в значительной мере обусловленных и в тех и в других расположением карбонатных включений), а с другой - широкое развитие в них разнообразных псевдоморфных по сульфатным участкам образований.

Замещением исключительно сульфатных составляющих исходных пород при инертности карбонатных, целиком переходящих в руды, определяется зависимость количества минеральных новообразований и в том числе самородной серы от содержания сульфатов в исходной породе. Количественное и морфологическое соотношение между сульфатными и карбонатными составляющими в исходных породах влияет и на ряд особенностей роста кристаллов и агрегатов серы и кальцита и на их некоторую дифференциацию в микромасштабах в процессе роста. В сумме эти закономерности обуславливают четкую зависимость состава и структурно-морфологических особенностей метасоматических серных руд от таковых исходных пород.

3. Развитие пористости, ничтожной в исходных сульфатных породах и незначительной в сульфатно-карбонатных, сопровождается другими процессами, связанные с серообразованием, но, как правило, не опережает их. Пористость руд, составляющая 7-8% и более, является своеобразным парагенетическим звеном метасоматического процесса. Вместе с прямыми литологическими признаками это еще раз свидетельствует против представления о возникновении основной массы руд в результате выполнения полостей. Существенно, что метасоматическому минералообразованию ведущая роль принадлежит при формировании не только залежи "Г", но и "Д". Это касается как тех ее частей, которые образовались по относительно "чистым" ангидритам и практически не отличаются от руд залежи "Г", так и участков, возникших за счет первично существенно карбо-



натных пород горизонта "К". Оруденение последних до сих пор рассматривалось большинством исследователей как результат выполнения пор и каверн в карбонатных породах.

Сульфаты исходных пород являются с одной стороны - основным источником серы, а с другой - по существу единственным "источником объема" для рудонакопления. По этим двум показателям возможность десульфатизации пород - растворения, замещения ангидрита лимитирует возможность массового серообразования.

Отмеченное при изучении исходного разреза ангидритовой толщи отсутствие в ней сколько-нибудь крупных участков "чисто" карбонатных пород, не содержащих включений ангидрита, предопределяет возможность возникновения при гипергенезе минеральных новообразований, в том числе рудных, замещающих ангидрит, практически повсеместно - во всех типах пород толщи (что и наблюдается в действительности).

4. Процессы собственно метасоматические постоянно сопровождаются минерало- (рудо) отложением в полостях, возникших в ходе преобразования исходных пород. Формы выполнения, по сравнению с метасоматическими, имеют в объеме залежей подчиненное развитие (в среднем 15-20% и, как правило, не более 25-30%).

5. Предложен новый вариант классификации серных руд, построенный на морфолого-генетической основе и несколько отличный от классификации, разработанной ранее В.Д.Коганом. В основу его положено два принципа: способ образования (замещение, выполнение) и состав исходных пород (количественное соотношение в них между сульфатным и карбонатным материалом). Выделено три типа руд: два существенно метасоматических, слагающих основную массу руд, - "дисперсный" и "вкрапления", и третий - "выполнения". За счет относительно "чистых" (бескарбонатных) разностей ангидрита развиваются сплошные тесные сращения серы и вторичного кальцита - метасоматические "дисперсные" руды. За счет карбонатно-сульфатных пород горизонта "К" и всех более мелких прослоев и линз в других частях разреза толщи образуются руды

также существенно метасоматические, но другого морфологического типа - "вкрапления". Небольшая группа руд, в которых преобладают формы выполнения, выделена в самостоятельный тип - "выполнения".

Характерно сходство проявления процессов образования руд на всех стратиграфических и гипсометрических уровнях толщи: за счет однотипных исходных пород, как правило, возникают однотипные руды.

В предлагаемом варианте классификация руд помогла установить закономерности распределения их типов в пределах залежей. Руды залежи "Г", замещающие ангидриты нижних частей разреза толщи, представлены главным образом дисперсным типом с локальным развитием руд выполнения и резко подчиненным - вкрапленным. Для залежи "Д" проявляется зависимость распределения в ней типов руд от положения самой залежи по отношению к карбонатно-сульфатному горизонту "В". На его простирании преобладают руды вкрапленные, а ниже его и иногда, при распространении залежи выше горизонта, также и выше - дисперсные. Руды выполнения и в залежи "Д" имеют подчиненное и спорадическое развитие. Знание особенностей и деталей исходного разреза толщи дает возможность прогнозировать характер распределения типов руд <sup>по разрезу. Это важно, учитывая различия выделенных типов руд.</sup> как по содержанию в них серы, так и по ряду технологических особенностей, в том числе по селективности.

6. Неосерненные и слабо осерненные вторично кальцитовые тела также являются метасоматическими по сульфатам образованиями.

7. Преобладающе метасоматическая по сульфатам природа устанавливается и для комплекса второстепенных минералов парагенезиса серы: целестина, барита, флюорита и др. Это относится как к интенсивной их минерализации в основании залежей - в барито-целестиновом "горизонте", так и к рассеянной вкрапленности в рудах. Аналогична природа и значительной части акцессорных включений этих минералов в породах толщи вне залежей. Здесь они также являются вторичными гипергенными выделениями, вместе с включениями серы и гипса обра-

зующими ореол рассеяния вокруг залежей.

8. Рудообразованию обычно предшествует ряд минеральных превращений сульфата кальция: перекристаллизация ангидрита с укрупнением зерна, гидратация его до гипса, перекристаллизация гипса. Наибольшее распространение имеет гидратация ангидрита до гипса.

9. Выделены два генетически взаимосвязанных типа преобразования сульфатоносных пород, осуществляющихся в связи с формированием залежей, и соответствующие им два тесных сообщества минеральных новообразований: безрудное преобладающе кальцитовое и рудное серно-кальцитовое, продуктивное. Для преобразований первого типа характерно: почти полное отсутствие в комплексе новообразований самородной серы, часто непосредственное без предварительной гидратации замещение ангидрита, тесная ассоциация новообразований с вторичными выделениями битумов, незначительное развитие пористости, во многих случаях незначительные масштабы проявления изменений в породах при относительно широком площадном их развитии, распространение и преобладание в гипсометрически наиболее глубоких участках разреза и др. В ходе преобразований второго типа наблюдается интенсивное развитие всех процессов, ведущих к формированию собственно серной руды; характерно существенно одновременное образование основной массы серы и кальцита; гидратация ангидрита до гипса практически всегда предшествует возникновению других минеральных новообразований. По сумме установленных показателей оба типа преобразований являются гипергенными. Их различия отражают различия окислительно-восстановительных и некоторых других условий минерализационной среды, сопоставимые с различиями условий двух основных современных гидрогеохимических зон - восстановительной и переходной.

Серные руды представляют результат проявления преобразований главным образом второго типа, неосерненных вторично кальцитовые тела - первого. Формирование барито-целестинового "горизонта" вероятно связано с преобразованиями обоих типов.

Ю. Расчетами баланса привноса-выноса вещества в процессе преобразования сульфатонесущих пород в серные руды установлено, что образование всей массы самородной серы может быть обеспечено сульфатной серой замещаемого ангидрита. Исходные породы не могут служить источником, во всяком случае главным, элементов  $\text{S}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{F}$  для образования содержащихся в рудах вторичного кальцита, целестина, барита, флюорита, т.е. имеет место привнос этих элементов. Существенно, что значительная часть даже той небольшой примеси этих минералов, которая присутствует в породах толщи вне контуров залежей в своем возникновении также связана с привносом соответствующих элементов и как их источник рассматриваться не может.

II. Литологические данные и расчет баланса вещества позволили дать характеристику фазового состава, химизма и динамики минералообразующих растворов. Растворы были не насыщены по отношению к сульфату кальция, причем дефицит насыщения постепенно возрастал как в пространстве, так обычно и во времени. Они были насыщены по отношению к кальциту, а также к соединениям  $\text{SrSO}_4$ ,  $\text{BaSO}_4$ ,  $\text{CaF}_2$  и осаждали их в ходе взаимодействия с соединениями сульфата кальция пород. По отношению к сере эти растворы, представляли собой дисперсные системы, наиболее активно осаждавшие ее частицы диаметром 1-5 мк.

Основным источником образования серы был сероводород не привнесенный, а образующийся на месте при участии микроорганизмов с использованием органического вещества нефтяного ряда.

Источником ионов  $\text{SO}_4^{2-}$  служили сульфатные минералы пород, распространенных непосредственно на участках рудоотложения, а не на путях движения к ним инфильтрационных вод.

Реакции растворов с минералами исходных пород осуществлялись в "пленке" раствора, мощностью от единиц мк и менее до десятков мк.

12. Наблюдения над преобразованиями руд в зоне окисления совпадают с широко известными представлениями по этим вопросам. Основным из них является замещение серы и кальцита гипсом. Отсутствие призна-

ков окисления в рудах, развитых ниже современного пьезометрического уровня, показывает, что эти горизонты залежей после своего образования в зону окисления не выводились.

13. Закономерности распространения в разрезе толщи гипсов, связанных с воздействием на ангидриты вод разного генезиса, и очень сходные с ними закономерности развития в толще карста позволили сделать ряд выводов, касающихся палео- и современного динамического режима подземных вод и геоморфологического развития района. Эти выводы использованы в проведенных реконструкциях. Сделан также вывод о том, что сколько-нибудь значительное проявление процессов гидратации в ангидритах в низах толщи (вне зон их приповерхностной гидратации) может рассматриваться как показатель вероятной близости серных руд.

14. Сходство важнейших закономерностей локализации различных новообразований в породах в ходе их изменения (проявлений процессов гидратации ангидрита до гипса, комплекса минеральных новообразований, замещающих ангидрит, карстовых форм) позволило определить пути продвижения минералообразующих растворов и тем самым уточнить наиболее проницаемые участки и зоны разреза. Ими являются: слои, прослои и другие образования, обогащенные карбонатным материалом (при этом их проницаемость находится в целом в прямой зависимости от его количества) и контакты с ними ангидритов, а также зоны тектонических нарушений и трещиноватости всех масштабов. Наибольшая проницаемость характера для участков пересечения литологических контактов и тектонических нарушений. Максимальна она при наличии вдоль нарушений смещений. Начало гипергенных преобразований, особенно рудного типа, резко повышает проницаемость пород.

15. Результаты гидрогеохимического анализа, выполненного в увязке с микробиологическими показателями, показывают вероятность современного осуществления химического и биохимического взаимодействия между подземными водами и вмещающими их породами.

Ниже пьезометрического уровня устанавливается полное соответствие вероятных процессов современного минералообразования и процессов прошлого, приведших к формированию серных руд. При этом; а) комплекс основных новообразований пород (сера, кальцит, целестин, барит, флюорит) отвечает комплексу соединений, для которых выявлена вероятность современного осаждения; б) первичный кальцит (и доломит?) в химизме этих преобразований не участвует; в) единственное замещаемое в исходных породах минеральное соединение - сульфат кальция - является и в современных условиях единственным из порообразующих минералов химически неустойчивым (растворяемым, замещаемым), чем обеспечивает возможность десульфатизации пород; г) отсутствуют условия для осаждения таких минеральных соединений как стронцианит, витерит, магнезит, селлаит и др., которые иногда встречаются на экзогенных месторождениях серы, но на Гаурдакском не обнаружены.

На разных гипсометрических уровнях этой части разреза, отвечающих двум биогидрогеохимическим зонам (М.С.Гуревич и др., 1967), вероятны два различных комплекса процессов. В нижней восстановительной зоне происходит преобразования пород безрудного (кальцитового) типа; в настоящее время они заторможены и незначительны по интенсивности. В переходной зоне идет активное образование комплекса минералов рудного сообщества. Эта зона является зоной современного рудообразования.

Наиболее вероятным способом осуществления современных процессов минералообразования является метасоматическое избирательное по сульфатам кальция замещение. Оно происходит путем ионного обмена между компонентами растворов и твердыми соединениями пород с одновременным осаждением дисперсных частиц серы.

Выше уровня пластовых вод в окислительной биогидрохимической зоне происходят процессы окисления руд.

В реализации современных процессов сульфатредукции, окисления  $H_2S$  и окисления серы принимают участие микроорганизмы.

Зональность современных эпигенетических процессов, отвечающая зональности изменения ионно-солевого, газового и бактериального состава вод, совпадает с тремя типами гипергенных преобразований пород, установленными литологическими методами (снизу вверх): кальцитовым (безрудным), серно-кальцитовым (рудным) и серно-кислотным выветриванием. По отношению к серным залежам современные биогидрогеохимические зоны являются участками: сохранения руд ("консервации") или очень слабого их изменения (восстановительная), формирования (переходная) и разрушения (окислительная).

16. Устанавливается отчетливая подчиненность биогидрогеохимической зональности динамическому режиму подземных вод и конкретная их зависимость от геоморфологических показателей. Гипсометрическое положение в разрезе зоны современного серо- (рудо) образования отвечает интервалу между местным и главным базисами эрозии. Этот интервал может рассматриваться как зона относительно повышенной интенсивности водообмена в верхних частях зоны затрудненного водообмена. Более глубоким участкам последней по гидродинамическому режиму соответствуют условия восстановительной зоны.

17. Оптимальная биогидрогеохимическая обстановка для массового серообразования рассматриваемого метасоматического по сульфатам типа создается при возникновении зон с повышенной интенсивностью подтока вод поверхностного происхождения и глубинных рассолов хлоридного кальциево-натриевого состава к участкам развития сульфатонесных комплексов. Такая обстановка характерна для переходной гидрохимической зоны.

Можно полагать, что формирование серных залежей на всех их уровнях, независимо от гипсометрического положения, происходило в обстановке, близкой условиям этой зоны.

Установление аналогичного комплекса гидрогеохимических и микробиологических признаков на других участках района может служить показателем вероятности современного серообразования и на этих участках.

18. Совпадение основных особенностей химизма процессов серо- (рудо) образования, установленных с одной стороны по литологическим признакам, а с другой - по био- и гидрогеохимическим показателям, служит важным подтверждением правильности выводов по каждому из этих видов исследований и правомерности сопоставления современных условий с былыми - существовавшими на протяжении всего периода формирования залежей. Это, в частности, дает возможность судить о палеогидрогеохимической обстановке рудообразования. Изучение закономерностей последовательного наложения разных типов минерализации на одни и те же участки пород позволяет восстанавливать закономерности и последовательность изменений среды минералообразования, т.е. может служить одним из ведущих критериев при восстановлении последовательности палеогидрогеохимического развития.

19. Анализ истории палеогидрогеологического развития верхнеюрского водоносного комплекса и связанной с ним последовательности формирования зон гипергенеза показал, что впервые после накопления верхнеюрских отложений условия для инфильтрации в них вод атмосферного происхождения возникли лишь в неогене, в связи с началом инфильтрационного этапа развития водонапорной системы, в результате проявлений позднеальпийских тектонических движений. Лишь начиная с этого времени стали возможными и гипергенные преобразования верхнеюрских отложений. Все предшествующее время относится к элизионному этапу гидрогеологического цикла, в течение которого любой из процессов гипергенеза (включая карст, серообразование и др.) в этих отложениях происходить не мог. Резкое возрастание интенсивности и глубины проникновения инфильтрационных вод связано с глубоким карстово-эрозийным расчленением района в среднем плиоцене.

20. Вскрытые бурением на площади района отдельные фрагменты глубоких погребенных врезов и глубокого карста, приуроченные к двум субмеридиональным зонам близповерхностного развития верхнеюрских



галогенно-карбонатных отложений, являются звеньями генетически единой карстово-эрозионной системы, расчленившей территорию района на глубину свыше 600 м - до абс.отметок около минус 200 м. Формирование системы связано с историей развития Палео-Аму-Дарьи. Время ее заложения отнесено к среднему плиоцену.

Развитие древних долин этой системы происходило в целом синхронно. В нем намечено три основных этапа: 1) образование глубоких врезов в связи с резким понижением главного базиса эрозии в среднем плиоцене 2) заполнение их обломочным материалом в течение конца неогена - первой половины четвертичного периода, 3) новое врезание и частичное переуглубление в течение второй половины четвертичного периода. На всех этапах жизни долин их развитие определяло формирование карстовых систем, наиболее интенсивное в прибортовых частях глубоких врезов. Этапы, характеризующие развитие эрозионной сети, нашли отражение и в развитии карста.

21. В связи с развитием глубоких карстово-эрозионных систем верхневурские отложения на многих участках района выводились на некоторое время в зону активного водообмена до уровня порядка минус 100 м (локально минус 200 м). Они подвергались глубокому дренированию с интенсивной инфильтрацией вод атмосферного происхождения, сопровождавшемуся развитием гипергенных преобразований. Глубже уровня, достигнутого в среднем плиоцене, проявление гипергенеза в течение всего последующего периода, видимо, не распространялось.

22. Установленная подчиненность в плане и разрезе глубоких карстово-эрозионных систем структурно-тектоническим элементам района указывает, что ко времени заложения этих систем уже были сформированы как основные складчатые структуры, так и осложняющие их главнейшие тектонические нарушения. Начиная со среднего плиоцена изменения в ходе гипергенеза определялись преимущественно колебаниями базисов эрозии.

23. Приуроченность серных залежей Гаурдакского месторождения и

прибортовым частям глубокого погребенного вреза Гаурдакской прадолины, а также отчетливая подчиненность ряда гипсометрических уровней, характеризующих ход серообразования, палеогеоморфологическим уровням, фиксирующим последовательность перемещения базисов эрозии начиная со среднего плиоцена, свидетельствуют, что зависимость положения зоны серообразования от базисов эрозии, прослеженная для современного разреза месторождения, выдерживалась на протяжении всего рассматриваемого периода, при всех вертикальных их перемещениях.

24. Пространственная приуроченность к прибортовым частям глубоких погребенных врезов среднеплиоценовой эрозионной системы прослежена и для других серопроявлений района. По ряду признаков она рассматривается как показатель более общего для района характера связи процессов серообразования с развитием этой системы.

25. Установленные связи могут быть широко использованы при выяснении закономерностей развития серных залежей. В частности, произведя реконструкцию истории развития эрозионной сети района и истории колебаний базисов эрозии - главного и местного, можно восстановить и историю перемещения - в зависимости от них - зоны серообразования в сульфатносных толщах, слагающих прибортовые части долин этой сети, проследить последовательность формирования серных залежей, выявить или уточнить закономерности их распространения на каждом исследуемом участке и определить их возраст.

Данные палеогеоморфологического анализа, а также результаты изучения закономерностей распространения в породах разных типов гипергенных преобразований и последовательности их наложения послужили главными критериями выполненной реконструкции палеогидрогеологических (палеогидродинамических и палеогидрогеохимических) условий формирования серных залежей Гаурдакского месторождения.

На основании некоторых закономерностей развития карста в пределах Гаурдакской структуры сделан вывод о том, что вскрытие водонепро-

ницаемой "покрышки" над породами верхнеюрского водоносного комплекса в присводовых частях этой структуры могло произойти скорее всего синхронно с образованием среднеплиоценовых глубоких врезов и не позже начальных этапов их заполнения. С этого времени закрытость структуры не могла тормозить развитие гипергенных преобразований. Глубокое эрозионное расчленение в среднем плиоцене обусловило глубокую дренированность сульфатносных пород и предопределило возможность глубокого и интенсивного развития в них гипергенных процессов, в том числе серообразования. Со стадией заполнения долины, восходящего перемещения базисов эрозии и подчиненных им границ гидрогеохимических зон связано последовательное наращивание залежей вверх по восстанию толщи в зонах тектонических нарушений вдоль кровли гиссарских известняков, а также вдоль наиболее пронизываемого горизонта толщи "В". Со стадией углубления долины связано частичное разрушение верхних горизонтов залежей при продолжающемся, в том числе и в настоящее время, росте нижних. Время образования месторождения ограничено интервалом от среднего плиоцена до современного этапа включительно.

Аналогичная последовательность формирования в зависимости от колебаний базисов эрозии, а также вывод о возрасте относится к образованию в составе залежей барито-целестинового "горизонта".

26. Рассмотрены различные стороны влияния геоморфологических (палеогеоморфологических) факторов и их изменения на гидродинамический режим, а через него - на гидрогеохимические условия и на ход процессов серообразования. Глубокие эрозионные врезы вместе с тектоническими нарушениями, которым они подчинены, с одной стороны контролируют мощные очаги разгрузки вод напорных "нефтяного" типа, а с другой - способствуют возникновению местных областей питания на смежных участках антиклинальных структур, создают предпосылки и подготавливают пути для глубокой инфильтрации вод поверхностного происхождения. Иначе говоря, они способствуют одновременному мощному притоку вод двух типов с воз-

никновением зон с повышенной интенсивностью их смещения. При этом эрозионные врезы определяют положение таких зон как в разрезе (в гипсометрическом интервале между главным и местным базисами эрозии), так в значительной мере и в плане - в прибортовых участках долин между глубокими врезами и местными областями питания - на путях движения вод. Там, где эти зоны находятся на участках распространения сульфатоносных толщ, осуществляется взаимодействие вод смещения с сульфатными минералами и создаются оптимальные для серообразования условия. Таким образом, именно глубокие врезы в значительной мере обеспечивают условия для интенсивного (массового) серообразования и для развития этого процесса до значительных глубин. В ходе геоморфологического развития при относительно стабильном положении таких зон в плане, взаимосвязанные колебания базисов эрозии обуславливают и регулируют последовательность их вертикального перемещения в разрезе и, как результат, развитие серных руд и других проявлений гипергенеза в значительном интервале абс.отметок.

Важной особенностью палеогеоморфологического развития представляется сама его последовательность. Смена резкого понижения базиса эрозии его значительным повышением влечет за собой "внедрение" напорных вод в сформировавшуюся при низком положении базиса эрозии сферу влияния вод инфильтрационных, определяя высокую интенсивность их смещения. Последняя в дальнейшем может в той или иной мере поддерживаться благодаря значительной разнице гипсометрических уровней главного и местного базисов эрозии, при наличии по всему интервалу "разработанных" путей для дренажа. Такая последовательность развития, с одной стороны обеспечивает высокую интенсивность и значительные масштабы серообразования, а с другой - определяет возможность относительно длительного сохранения серных залежей.

27. Связь месторождений серы с древними долинами намечается для других сероносных бассейнов Среднеазиатской сероносной провинции.

Она установлена А.И.Отрешко для Восточноевропейской сероносной провинции и предполагается для некоторых бассейнов Средиземноморской. Все это свидетельствует о более общем характере связи между палеогеоморфологическими факторами и серообразованием.

28. Выявленные закономерности дают основание выдвинуть палеогеоморфологический критерий в комплексе с современными гидрогеохимическими показателями как основу реконструкции палеогидрогеологических (палеогидродинамических и палеогидрохимических условий формирования серных залежей). Такая реконструкция может служить надежной базой при выявлении закономерностей развития самих серных залежей и зоны гипергенеза в целом. Тем самым подтверждаются и уточняются установленные А.И.Отрешко по материалам Восточноевропейской сероносной провинции возможности использования палеогеоморфологических показателей при оценке сероносности толщ. Особо важными показателями как при оценке общих перспектив крупных регионов, так и при поисках и разведке месторождений и отдельных залежей являются следующие:

- 1) пространственное положение глубоких погребенных врезов;
- 2) наиболее низкий региональный уровень эрозии и наиболее высокий уровень аккумуляции - вместе позволяющие выделить интервал, перспективный с точки зрения оруденения; в пределах этого интервала возможно дальнейшее выделение перспективных зон прежде всего на его пересечении с поверхностью контакта ~~мелких~~ сульфатных пород с карбонатными (водоносными) толщами, а в контурах зон - по другим показателям (тектоническим нарушениям и т.д.);
- 3) уровни или интервалы с максимальной продолжительностью относительно стабильного положения базисов эрозии, которые могут способствовать количественной оценке распределения осернения в разрезе сульфатносных толщ.

Уровни, фиксирующие временное понижение базиса эрозии в период после образования залежей, могут служить показателем вероятной глуби-

ны окисления серных руд.

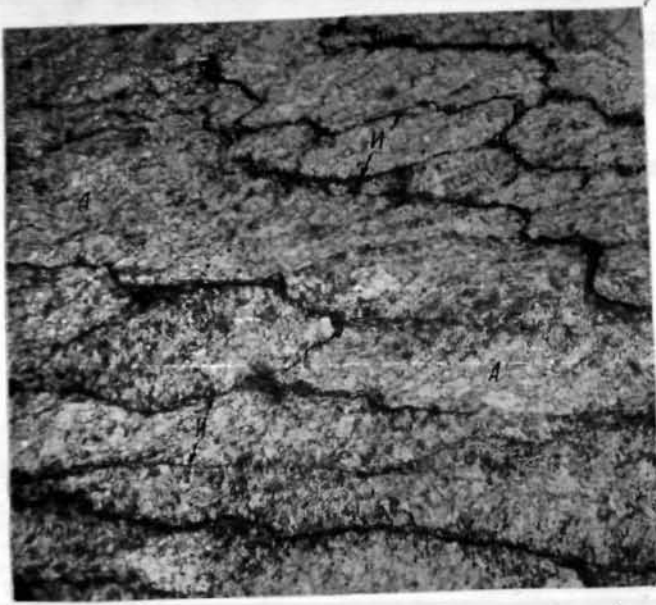
29. С точки зрения установленных закономерностей рассмотрены перспективы Гаурдак-Кугитангского района. Намечен ряд общих для района показателей возможной сероносности. Рассмотрены перспективы трех крупнейших структур района. Для них выделены интервалы и зоны повышенной, а в их пределах - максимальной перспективности, а также бесперспективные участки.

30. Исходя из представления о более общем характере влияния геоморфологических факторов, и прежде всего всех рассмотренных, на динамику водонапорных систем, поставлен вопрос о возможности использования палеогеоморфологического анализа в сочетании с гидрогеохимическими данными при выяснении палеогидрогеологических условий образования и при оценке месторождений других полезных ископаемых зоны гипергенеза, прежде всего тех, формирование которых происходит на инфильтрационных этапах развития артезианских систем. Предложен вариант методики такого рода исследований.

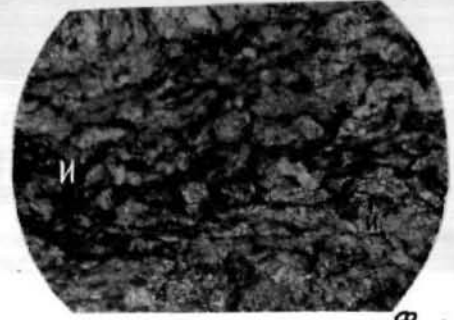
**ФОТОГРАФИИ**

ШЛИФОВ И ШТУФОВ,

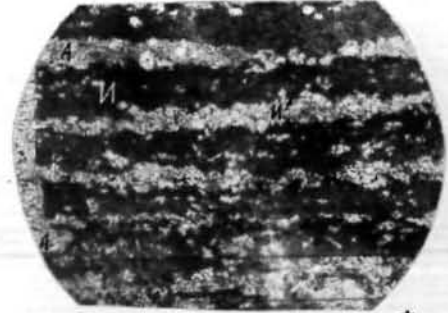
ТАБЛИЦЫ I-XV, ФИГ. 1-109



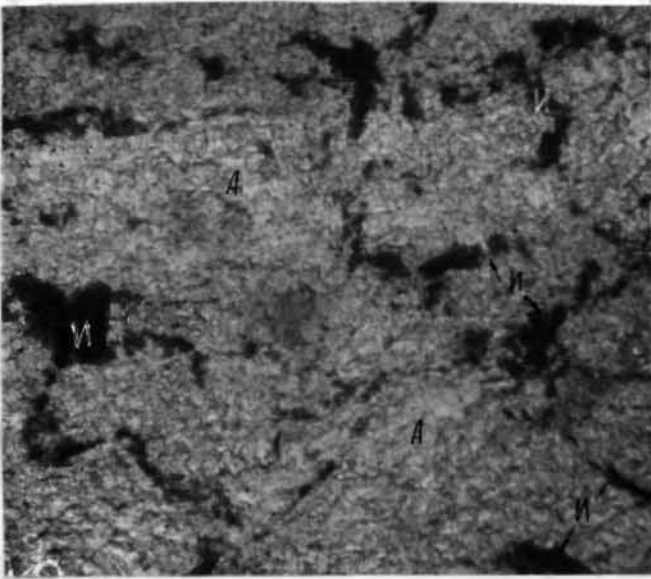
Фиг. 1



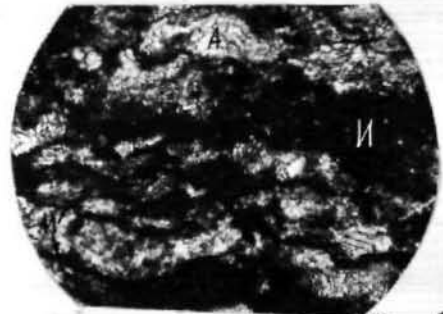
Фиг. 4



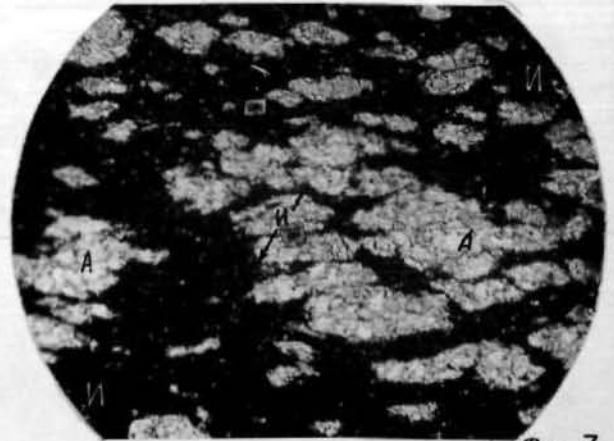
Фиг. 5



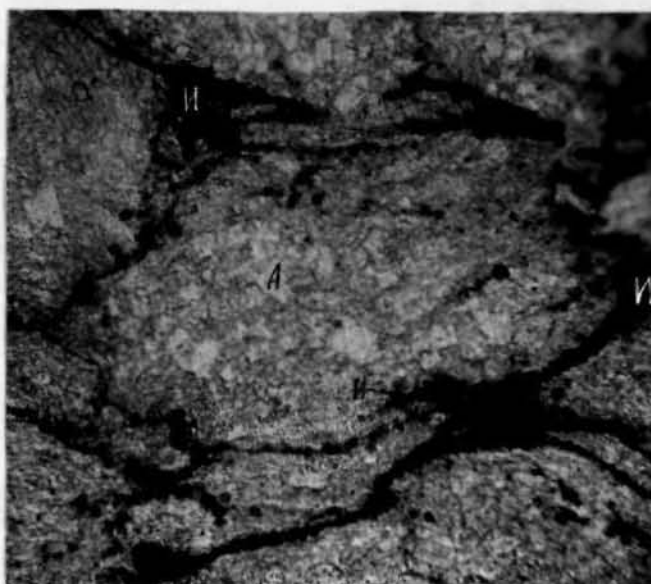
Фиг. 2



Фиг. 6



Фиг. 7



Фиг. 3



Фиг. 8



Таблица I

Фиг. I-8. Текстурные особенности сульфатных и сульфатно-карбонатных пород гаурдакской свиты. Светло-серое и белое, А - ангидрит, темно-серое и черное, И - пелитоморфный кальцит (известняк) (фиг. I-7) и микрозернистый доломит, Д (фиг. 8). Шлифы, х37,5 (фиг. I-4, 6, 7), х25 (фиг. 5, 8), без анализатора.

Фиг. I-3. Сетчатые микротекстуры ангидрита. На фиг. 3 прожилки пелитоморфного кальцита интенсивно пропитаны черным битумным веществом. Гаурдак. Фиг. I, 2 - ангидритовый горизонт, шахта III, обр. Г-II2<sup>B</sup> и Г-II2<sup>6</sup> с горизонта 480 м; фиг. 3 - горизонт "R", скв. 702, обр. Гс - 73 с гл. 683,3 м.

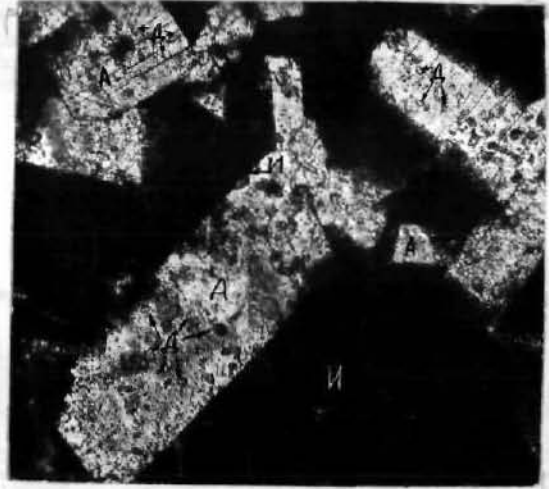
Фиг. 4, 6. Волнисто-слоистые известняково-ангидритовая (фиг. 4) и ангидрито-известняковая породы (фиг. 6) с пятнисто-слоистой микротекстурой. Гаурдак. Фиг. 4 - ангидритовый горизонт; скв. 702, обр. Гс-44 с гл. 741 м. Фиг. 6 - горизонт "R"; шахта III, обр. Г-I32 с горизонта 510 м.

Фиг. 5. Тонкослоистая известняково-ангидритовая порода. Ангидритовый горизонт, контакт с известняками гиссарской свиты. Тубегатан, скв. 73, обр. Тб-80 с гл. 160 м.

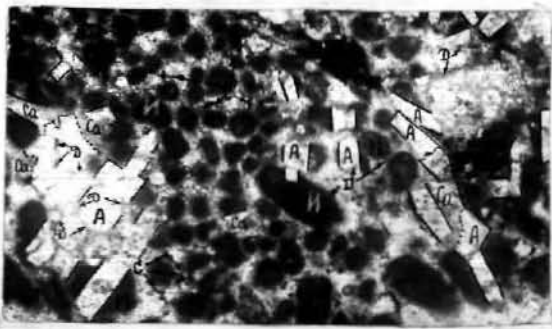
Фиг. 7, 8. Неяснослоистые ангидрито-известняк (фиг. 7) и ангидрито-доломит (фиг. 8) с ориентированно-пятнистой микротекстурой. Фиг. 7 - ангидритовый горизонт, фиг. 8 - горизонт "R". Гаурдак, скв. 702, обр. Гс - 21 с гл. 884,5 м (фиг. 7) и обр. Гс - 55 с гл. 708,8 м (фиг. 8).



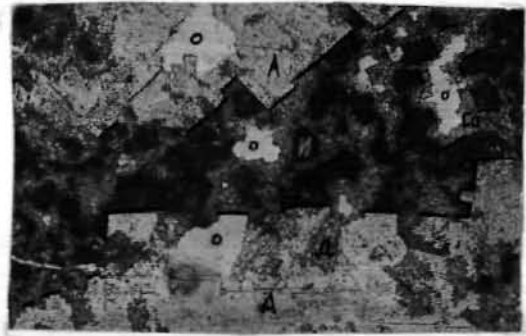
Фиг. 9



Фиг. 10



Фиг. 11



Фиг. 12



Фиг. 13



Фиг. 14



Фиг. 14<sup>a</sup>

Таблица II

Фиг.9-19. Замещение известняка (черное, И) ангидритом (светло-серое, А) в породах гаурдакской и гиссарской свит.

Фиг.9-12. Проращение призматическими кристаллами ангидрита известняка пелитоморфного (фиг.9,10) и сгустково-комковатого доломитистого (фиг.11,12). Кристаллы доломита (серое, Д), образующие кольцеобразные "оторочки" вокруг комочков известняка и скопления между ними (фиг.11,12), переходят в кристаллы ангидрита, не изменяя своего положения. На фиг.11 и 12 отмечаются начальные стадии десульфатизации с образованием на месте ангидрита вторичного кальцита (серое, Са) с микровключениями битума (черное, С), а также пустот (белое, о).

Фиг.9.11,12 - Горизонт " R ". Гаурдак. Фиг.9 - скв.

48.IV, обр.Г-407 с гл.405 м; фиг.11 - скв.702,

обр.Гс-56-2 с гл.708,7 м; фиг.12 - скв.268, обр.Г-380 с гл.394 м.

Фиг.10 - Борносная подсвета; Тюбегатан; скв.4г, обр.Тб-4 с гл.95 м. Шлифы, х 25, без анализатора.

Фиг.13. Псевдоморфоза ангидрита по обломку фауны среди известняка. Отмечаются начальные стадии замещения ангидрита гипсом (белое, Г), тонкозернистым кальцитом (серое, Са) и целестином (светло-серое, Sr ). Ангидритовый горизонт. Гаурдак, скв.19 IV, обр.Г-838 с гл.423,35 м. Шлиф, х25, без анализатора.

Фиг.14, 14 а. Замещение ангидритом тонкослоистой ангидрито-известняковой породы с ориентированно-пятнистой микро-текстурой. Фиг.14а - деталь фиг.14. Горизонт " R ". Гаурдак, скв.79.IV, обр.Г-473 с гл.263 м. Фиг.14 - натуральная величина; фиг.14а - шлиф, х25, без анализатора.



Фиг. 16

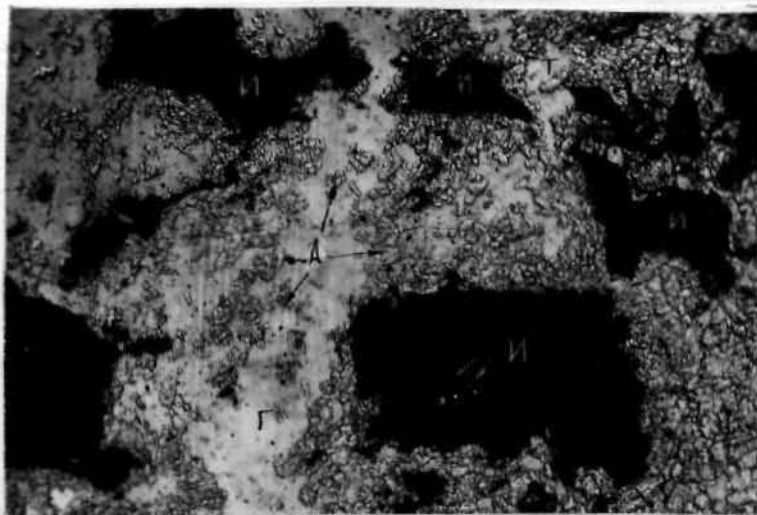
Фиг. 16<sup>а</sup>



Фиг. 15



Фиг. 17



Фиг. 18



Фиг. 19

Таблица II (продолжение)

Фиг. I5, I6, I6a. Замещение ангидритом оолитового известняка. На фиг. I5 частичное замещение, на фиг. I6, I6a - реликт оолитового известняка в массе метасоматического по известняку ангидрита разнозернистого. Фиг. I6a - деталь фиг. I6.

На фиг. I5 отмечаются начальные стадии замещения ангидрита вторичным кальцитом (серое, Ca) с микровключениями битума (черное, C). Гаурдак. Фиг. I5 - гиссарская свита, 1,8 м ниже кровли; скв. I2.IV, обр. Г-345 с гл. 233 м. Фиг. I6, I6a - ангидритовый горизонт, контакт с известняками гиссарской свиты; скв. 2.IV, обр. Г-338 с гл. 313,3 м. Шлифы, x25 (фиг. I5, I6), x200 (фиг. I6a), без анализатора.

Фиг. I7-I9. Замещение известняка ангидритом вдоль трещин с образованием прожилков замещения (фиг. I7, I9) и с развитием сульфатно-карбонатной микробрекции (фиг. I8, I9). На фиг. I7 отмечаются начальные стадии замещения ангидрита вторичным кальцитом (серое, Ca). При этом кристаллы доломита (темно-серое, D) без изменения переходят из ангидрита во вторичный кальцит. На фиг. I8, I9 видна частичная гидратация ангидрита до гипса (белое, G).

Фиг. I7, I9 - Бороносная подсвита; Тибегатан, скв. 4г, обр. Тб-4 с гл. 95 м. Фиг. I7 и I9 - два участка образца. Шлифы, x100 (фиг. I7), x25 (фиг. I9), без анализатора. Фиг. I8 - Ангидритовый горизонт. Гаурдак, скв. I5.IV, обр. Г-I20a с гл. 521,7 м. Шлиф, x37,5, без анализатора.





Фиг. 20

а/

б/

в/

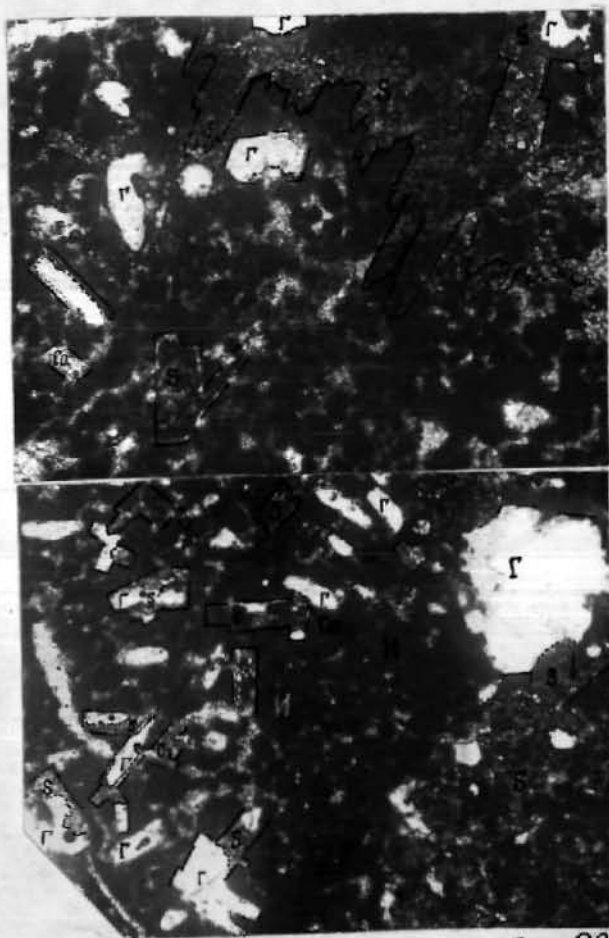
Фиг. 21

г/

е/



Фиг. 22



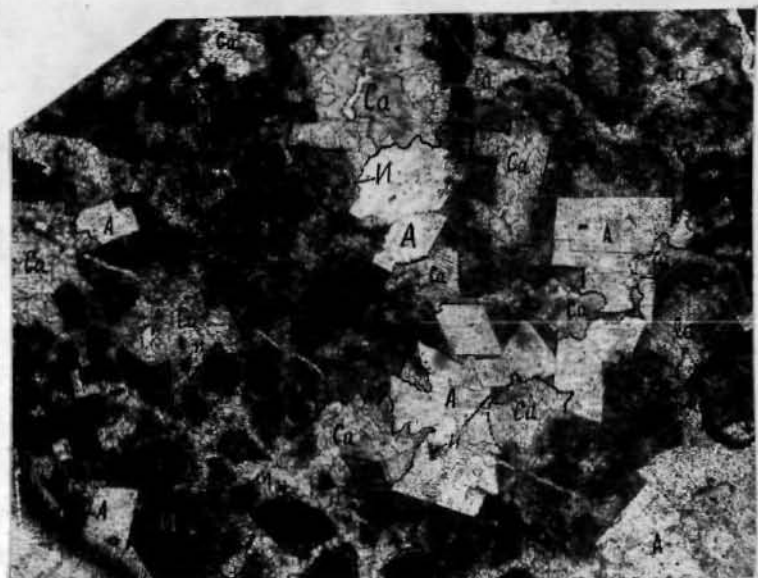
а/

б/

Фиг. 23



Фиг. 24



Фиг. 25

Таблица III

Фиг.20-29. Замещение различных форм метасоматического <sup>на известняке</sup> ангидрита минералами парагенезиса серы в породах гаурдакской и гиссарской свит. Шлифы, х25, без анализатора.

Фиг.20,2I. Метакристаллы ангидрита (светло-серое, А) в известняке (фиг.20) и псевдоморфозы замещения по ним моно- и полиминеральные (фиг.2I): а) гипса; б) серы (S); в) кальцита (серое, Са), неполная псевдоморфоза, внутри-реликт ангидрита; г), д) кальцита, флюорита (светло-серое, Fl), пирита (черное, Py) и битума (черное, С); е) кальцита, пирита, и битума с одновременным образованием пустот (белое, о).

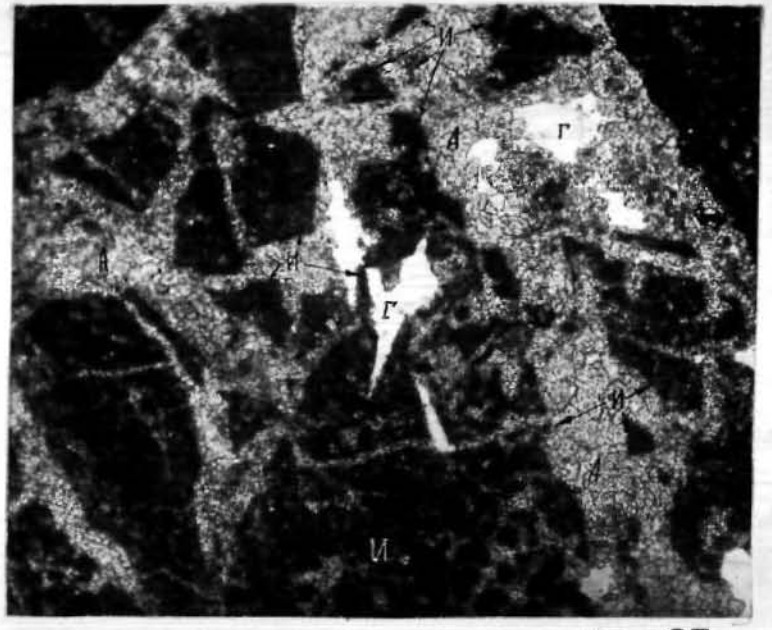
Фиг.20,2I<sup>а</sup> - Бороносная подсвита. Тубегатан, скв.4г, обр.Тб-4 с гл.95 м.

Фиг.2Iб-2Iе - Гиссарская свита, от 0,1 до 5,0 м ниже кровли. Фиг.2Iб, 2I<sup>г</sup>, 2I<sup>а</sup> - Гаурдак, шахта Ш, обр.Г-8I-I Г-99<sup>б</sup>, Г-204-3 с горизонта 510 м; фиг.2Iв - Кугитанг, скв.12, обр.К-120 с гл.131,3 м; фиг.2I<sup>е</sup> - Гаурдак, скв.79.IV, обр.Г-508 с гл.398 м.

Фиг.22-25. Псевдоморфное замещение скоплений кристаллов ангидрита (светло-серое, А, реликты) в известняке (черное, И): на фиг.22,23 - серой (черное, S), гипсом (белое, Г) и в подчиненном количестве кальцитом (темно-серое, Са); на фиг.24,25 - кальцитом. На фиг.23а - часть замещенных кристаллов ангидрита приурочена к стилолитовому шву. Горизонт "R". Гаурдак. Фиг.22 - скв.6П, обр.Г-365, с гл.342 м; фиг.23 - скв.24Ф, а)-обр.Г-666 с гл.325,7 м, б)-обр. 667 с гл.326,5 м; фиг.24 - скв.6П, обр.Г-365а с гл.342,2 м; фиг.25 - скв.79.IV, обр.Г-470 с гл.245,2 м.



Фиг. 26



Фиг. 27



Фиг. 28



Фиг. 29



Таблица III (продолжение)

Фиг.26-29. Замещение вторичным кальцитом (серое, Са) ангидрита (светло-серое, А) в цементе микробрекчий замещения (фиг.26,27) и в секущих прожилках (фиг.28,29) в сульфатно-карбонатных породах (сравнить фиг.26 с фиг.15,16; фиг.27 с фиг.18,20; фиг.29, 28 с фиг.17,19).

На фиг.27 и 29 ангидрит (на фиг.27 в реликтах) в значительной мере гидратирован до гипса (белое, Г). На фиг.26,28 гидратации ангидрита не наблюдается; здесь кальцитизация сопровождается образованием микровыделений битума (черное, С).

Фиг.26 - Гиссарская свита, 1,8 м ниже кровли. Гаурдак, скв.12.IV, обр.Г-345 с гл.233 м.

Фиг.27 - Гаурдакская свита, горизонт " R ". Гаурдак, скв.6II, обр.Г-365 с гл.342 м.

Фиг.28 - Гиссарская свита, 3,5 м ниже кровли. Гаурдак, шахта III, обр.Г-119а с горизонта 480 м.

Фиг.29 - Гаурдакская свита, бороносная подсвита, 1,4 м выше кровли горизонта " R ". Гаурдак, скв.обр.Г-357 с гл.328 м.



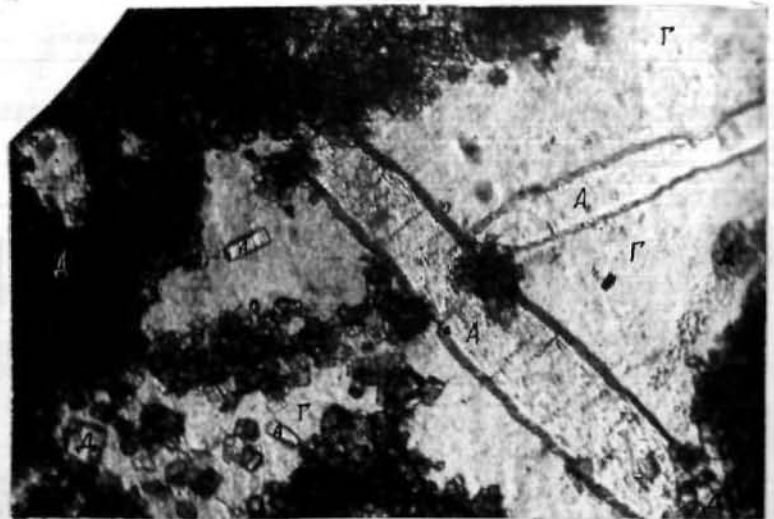
Фиг. 30<sup>а</sup>



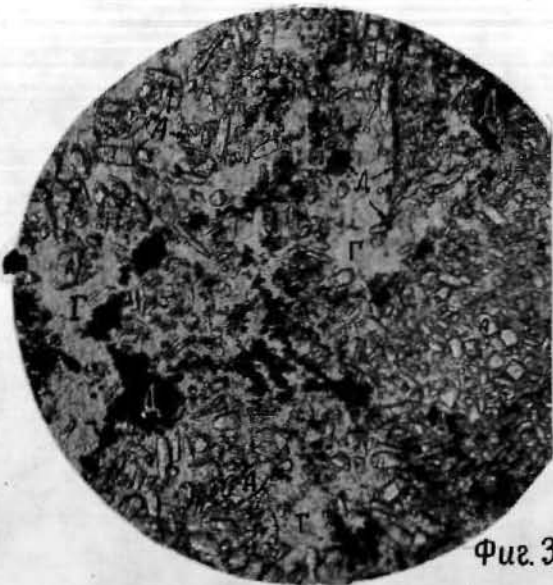
Фиг. 30<sup>б</sup>



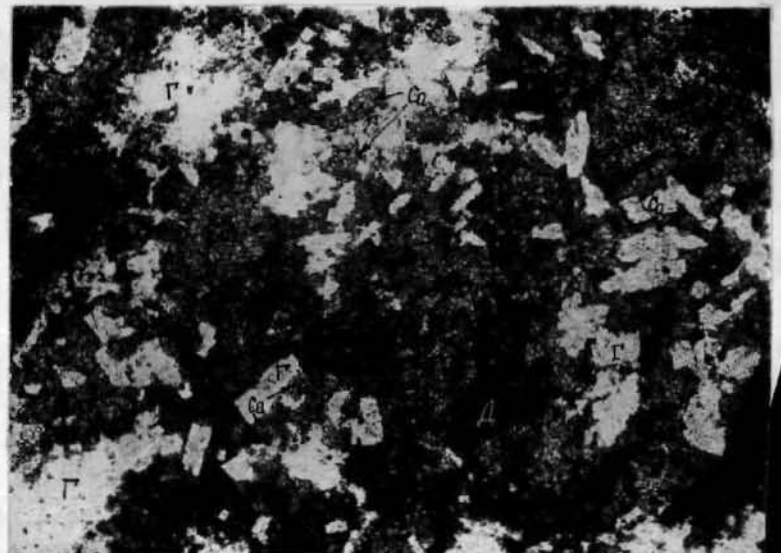
Фиг. 31



Фиг. 33



Фиг. 32



Фиг. 3



Фиг. 34

Таблица IV

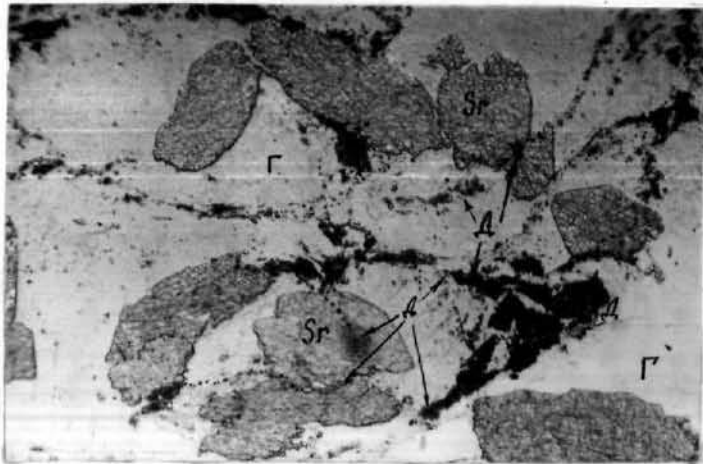
Фиг.30-35. Собираетельная перекристаллизация ангидрита и его гидратация до гипса в породах гаурдакской свиты. Гаурдак.

Фиг.30,31. Очковые сферолитоподобные выделения крупнокристаллического ангидрита и гипса в тонкозернистом ангидрите. На фиг.31 в крупных порфиробластах ангидрита видны многочисленные реликты мелких зерен ангидрита (серое, А). Ангидритовый горизонт. Фиг.30<sup>а</sup> - скв.5.IV, обр.Г-895 с гл.292,7; Фиг.30<sup>б</sup> - скв.45, обр.Г-II с гл.57,5 м; шлифованные поверхности кернa, натуральная величина. Фиг.31 - шахта Ш, обр.Г-102 с горизонта 480 м; шлиф, х37,5, без анализатора.

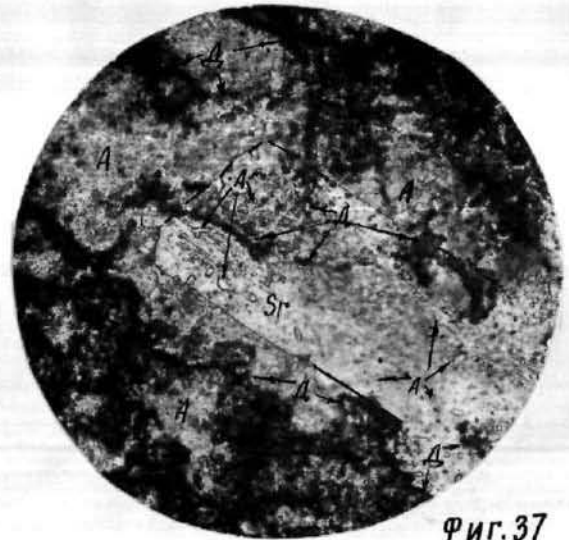
Фиг.32,33. Гипс крупнокристаллический (светло-серое, Г) с реликтами зерен ангидрита (серое, А). Дольше других остаются не замещенными гипсом наиболее крупные кристаллы ангидрита. Цепочки и скопления кристаллов доломита (темно-серое и черное, Д) при гидратации ангидрита своего положения в породе не изменяют. Фиг.32 - ангидритовый горизонт; скв.5.IV, обр.Г-898 с гл.298,6 м. Фиг.33 - горизонт " R ", скв.6.П, обр.Г-359 с гл.335 м. Шлифы, х37,5 (фиг.32), х100 (фиг.33), без анализатора.

Фиг.34. Замещение микрочастистых скоплений ангидрита (светло-серое, А) в доломите (темно-серое, Д) гипсом (белое, Г) и в небольшом количестве кальцитом (серое, Са) и битумом (черное, С), с образованием пустот (белое, о), обуславливающих вторичную пористость породы. Горизонт " R ". Скв.79.IV, обр.Г-471 с гл.248 м. Шлиф, х25, без анализатора.

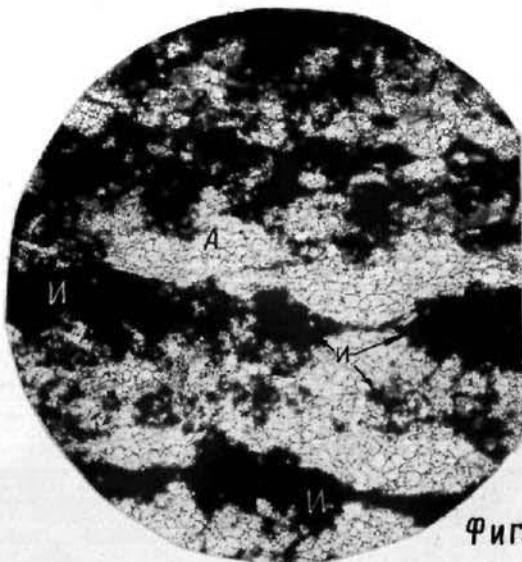
Фиг.35. Псевдоморфозм гипса (светло-серое, Г) по призматическим кристаллам ангидрита и их скоплениям в массе доломита (темно-серое, Д). Отмечается замещение гипса кальцитом (серое, Са). Горизонт " R ". Шахта Ш, обр.Г-49 с горизонта 510 м. Шлиф, х25, без анализатора.



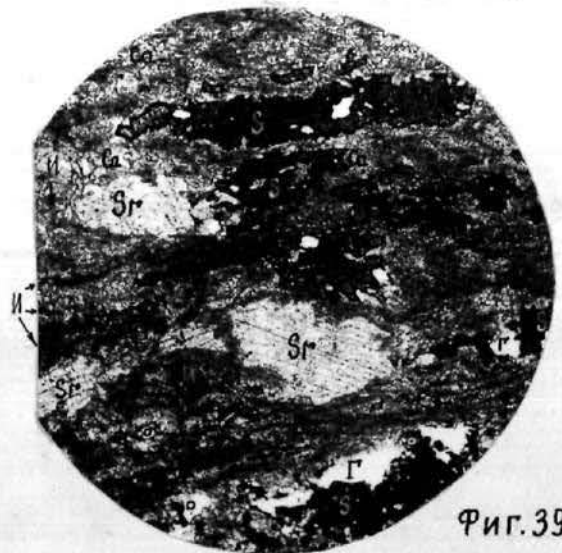
Фиг. 36



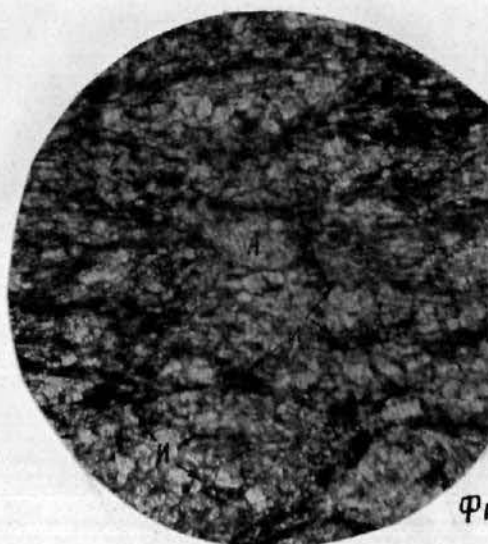
Фиг. 37



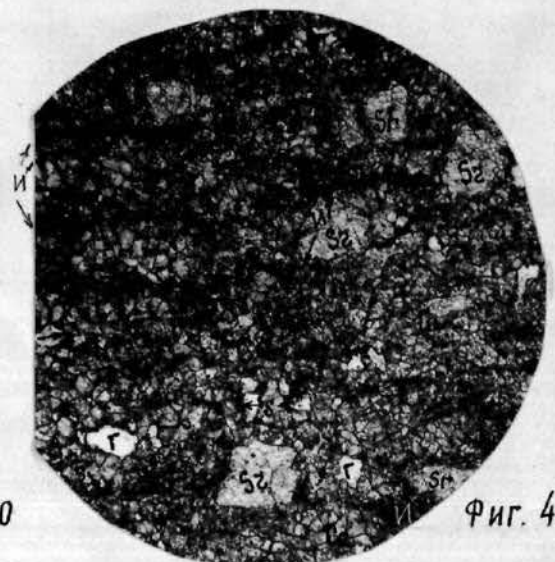
Фиг. 38



Фиг. 39



Фиг. 40



Фиг. 41

Таблица У

Фиг.36-4I. Образование целестина в комплексе минералов парагенезиса серы при замещении ангидрита в карбонатно-сульфатных породах гаурдакской свиты.

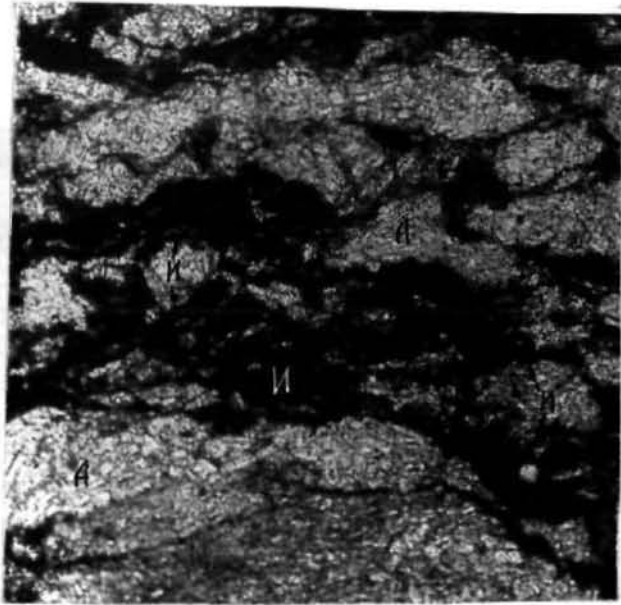
Фиг.36,37. Кристаллы целестина (серое и светло-серое, ) с реликтами ангидрита (фиг.37 - серое, А) и с цепочками кристаллов доломита (черное, Д), переходящими в них из исходных пород без изменения. На фиг.36 ангидрит гидратирован до гипса (белое, Г). Бороносная подсвета. Гаурдак, скв.79.IV, обр.Г-463 с гл.192 м. (фиг.36), х25 (фиг.37), без анализатора.

Фиг.38-4I. Образование пород барито-целестинового "горизонта".

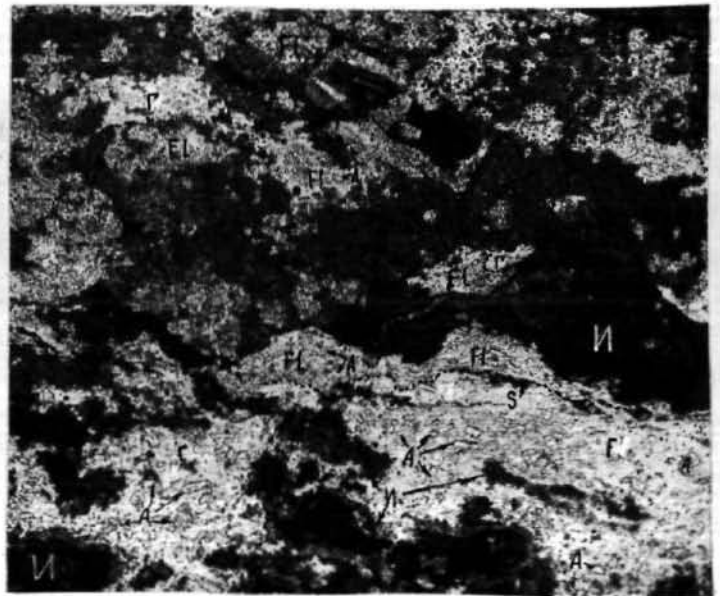
Фиг.38,40. Характерные формы выделения ангидрита (светло-серое, А) в прослое карбонатно-сульфатных пород, развитом в основании ангидритового горизонта. Тюбегатан, скв.73, обр.Тб-79а с гл.159,85 м (фиг.38) и обр.Тб-79б с гл.159,80 м (фиг.40). Шлифы, х25 (фиг.38) х37,5 (фиг.40), без анализатора.

Фиг.39,4I. Типы пород барито-целестинового "горизонта", образовавшихся в результате избирательного замещения лимбовидно-пятнистых выделений ангидрита (сравнить с фиг.38,40) целестином (светло-серое, Sr ), серой (черное, S ), кальцитом (серое, Ca), гипсом (белое, Г). Одновременно образуются пустоты (белое, O). Барито-целестинный "горизонт". Гаурдак. Фиг.Д8 - шахта Ш, обр.Г-82 с горизонта 510 м. Фиг.4I - скв.19.IV, обр.Г-844<sup>а</sup> с гл.428,7 м. Шлифы, х25 (фиг.39), х37,5 (фиг.4I), без анализатора.

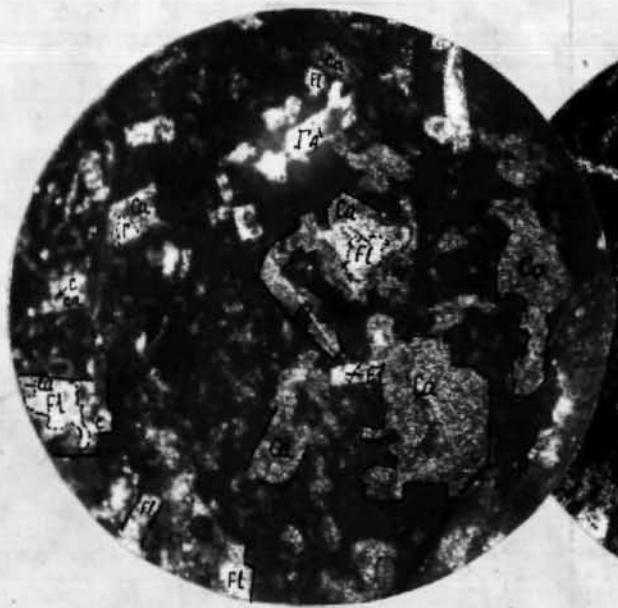




Фиг. 42



Фиг. 43



Фиг. 44



Фиг. 45

Таблица VI

Фиг.42-45. Образование флюорита в комплексе минералов парагенезиса серы при замещении скоплений ангидрита в сульфатно-карбонатных породах гаурдакской и гиссарской свит. Гаурдак. Шлифы, х25, без анализатора.

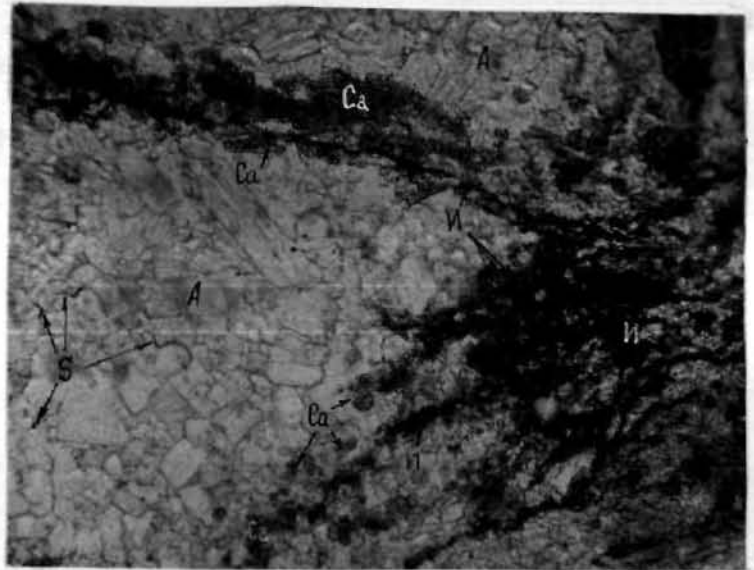
Фиг.42. Ориентированно-пятнистые выделения ангидрита (светлое) в массе известняка. Прослой ангидрита-известняковых пород в основании ангидритовой толщи гаурдакской свиты. Скв.2.IV, обр.Г-339 с гл.314 м.

Фиг.43. Псевдоморфное замещение ориентированно-пятнистых выделений ангидрита среди известняка (сравнить с фиг.42) гипсом (белое, Г), флюоритом (серое, Н) и серой (темно-серое, S). Видны многочисленные микрореликты ангидрита (светло-серое, А). Гаурдакская свита, основание барито-целестинового "горизонта". Непосредственно ниже следует порода, представленная на фиг.44,45. Шахта Ш, обр.Г-99<sup>б</sup> с горизонта 480 м.

Фиг.44,45. Псевдоморфное замещение разнообразных выделений ангидрита (идiomорфных кристаллов и их скоплений, микропятнистых выделений и соединяющих их тонких прожилков) в известняке (черное, основная масса) гипсом (белое, Г), кальцитом (темно-серое, Са), флюоритом (светло-серое, Н), пиритом (черное, Py) и битумом (черное, С). Ангидрит сохранился в виде редких микрореликтов (светло-серое, А). Гиссарская свита, контакт с породами барито-целестинового "горизонта" гаурдакской свиты, непосредственно ниже пород, представленных на фиг.43. Шахта Ш, обр.Г-99<sup>в</sup> с горизонта 480 м (обр.44 и 45 - смежные участки одного шлифа).



Фиг. 46



Фиг. 47



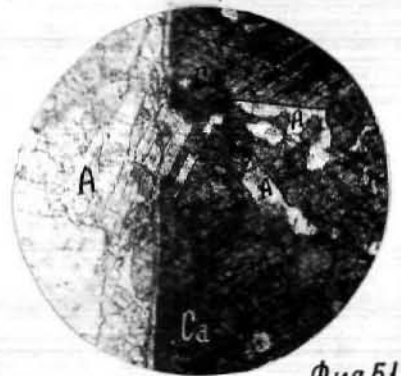
Фиг. 48



Фиг. 49



Фиг. 50



Фиг. 51

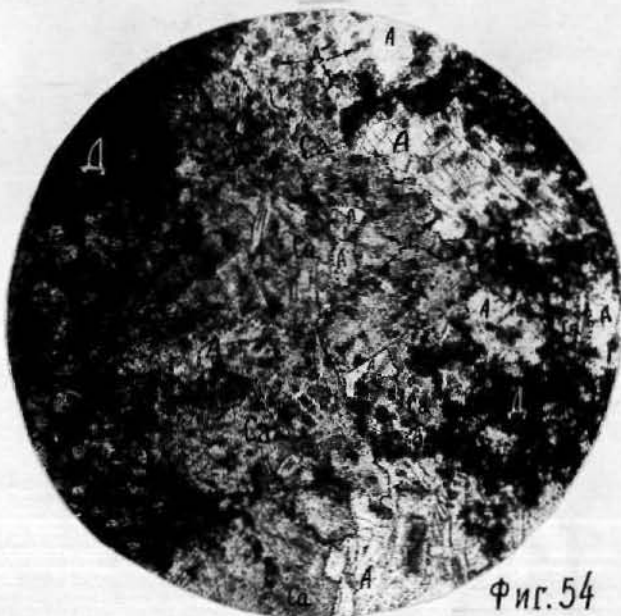


а/

Фиг. 52



б/



Фиг. 54



Фиг. 53



а/

Фиг. 55

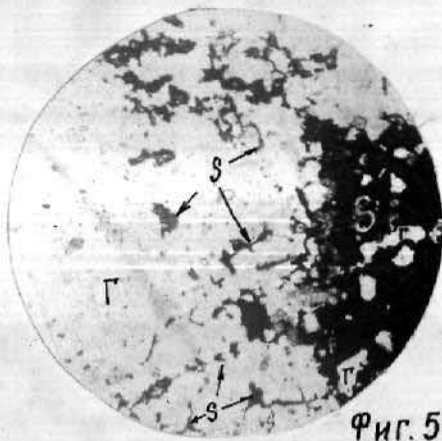


б/

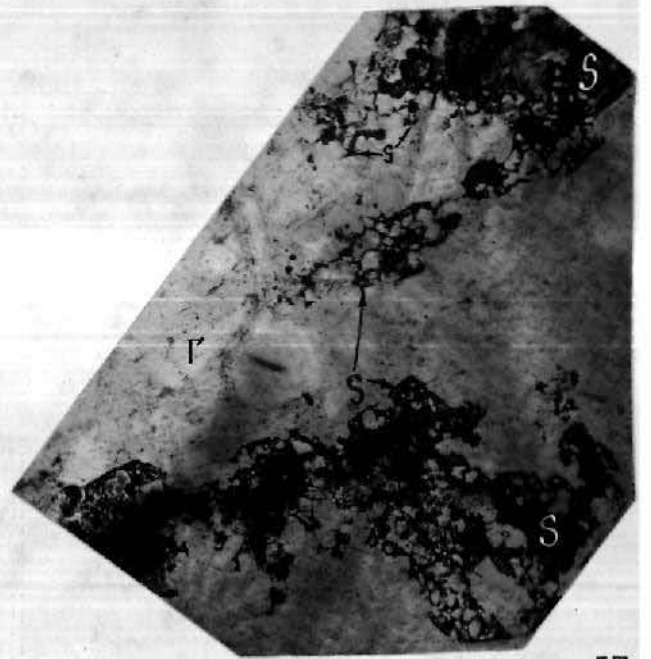


## Таблица УП

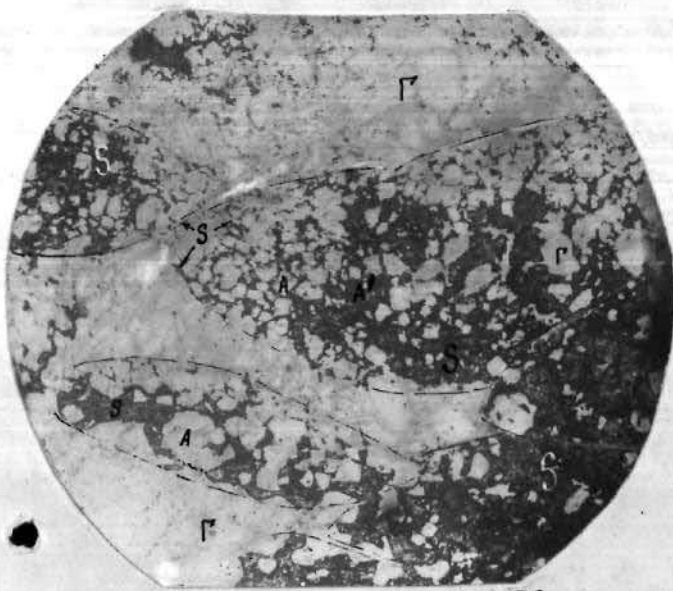
- Фиг.46-55. Замещение ангидрита (светло-серое, А) кальцитом (темно-серое, Са) в породах гаурдакской (фиг.46-54) и гиссарской (фиг.55) свит.
- Фиг.46,47. Одновременное замещение ангидрита кальцитом (фиг.47) и серой. Кальцит развивается вдоль прожилков глинисто-карбонатного вещества (черное, И), а сера (черное, С) - по внутренним участкам ангидритового участка породы. Бороносная подсвита. Гаурдак, скв. II, обр. Г-434 с гл. 460 м. Шлиф (два смежных участка), х37,5, без анализатора.
- Фиг.48-51. Формы замещения ангидрита кальцитом в массивных ангидритах. Шлифы, х25, без анализатора. Фиг.48,49 - бороносная подсвита; Гаурдак; <sup>Фиг.48 - скв.79.IV, обр.Г-464 с гл.200 м;</sup> Фиг.49 - скв. III.IV, обр. Г-306 с гл. 285 м. Фиг.50,51 - ангидритовый горизонт; фиг.50 - Тюбегатан, скв.73, обр. Тб-68 с гл. 15 м; фиг.51 - Гаурдак, скв. III.IVa, обр. Г-313 с гл. 363 м.
- Фиг.52-55. Псевдоморфное замещение кальцитом различных форм выделения ангидрита в породах смешанного сульфатно-карбонатного состава. Шлифы, х25, без анализатора.
- Фиг.52. Тонкослоистая ангидрито-известняковая порода (а) и соответствующая ей полосчатая карбонатная порода (б). Ангидритовый горизонт. Фиг.52а - Тюбегатан, скв.73, обр. Тб-80 с гл. 160 м; фиг.52-б - Гаурдак, скв.702, обр. Гс-43 с гл. 744 м.
- Фиг.53-55. Замещение скоплений призматических кристаллов ангидрита в известняке (фиг.53,55, черное, И) и в доломите (фиг.54, черное, Д) вторичным кальцитом, иногда с примесью битума (фиг.55б, черное, С). Рассеянные в массе ангидрита кристаллы доломита (фиг.54) переходят в массу вторичного кальцита без изменений. Фиг.53,54 - горизонт "R"; Гаурдак; фиг.53 - скв.79.IV, обр. Г-470 с гл. 245,2 м; фиг.54 - скв.702, обр. Гс-54 с гл. 709,0 м. Фиг.55 - гиссарская свита; Кугитанг; фиг.55а - скв.12, обр. К-120 с гл. 131,3 м; фиг.55б - обнажение в ущелье Чильгиз, обр. Ко-178.



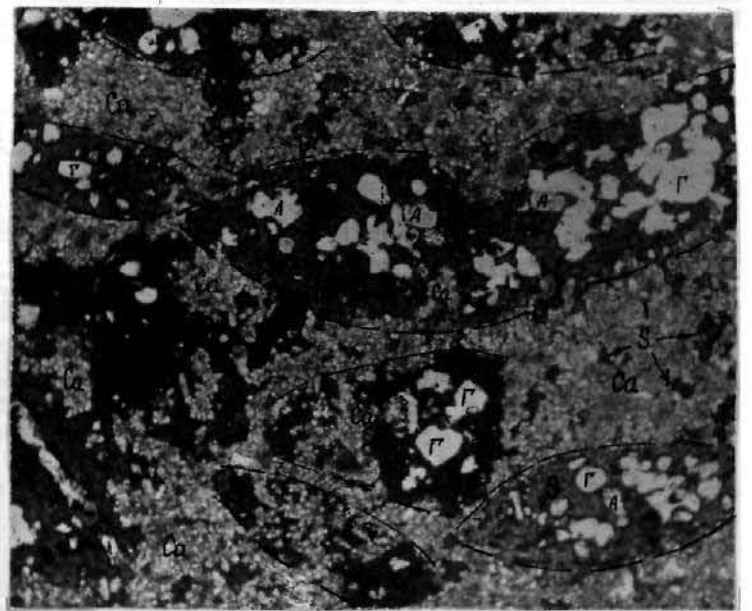
Фиг. 56



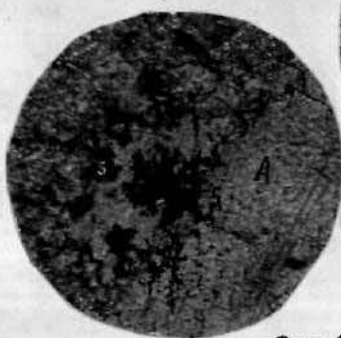
Фиг. 57



Фиг. 58



Фиг. 59



Фиг. 60



Фиг. 61



Фиг. 62

Таблица VIII

Фиг.56-62. Скелетный и дендритный рост кристаллов серы (черное, S) в агрегатах ангидрита (светло-серое, А) и гипса (белое, Г). Гаурдакская свита. Гаурдак.

Фиг.56-59. Рост скелетных метакристаллов серы "интерстициального" типа. Контакт ангидритового горизонта с серной залежью "F". Шахта III, обр.Г-39а (фиг.56), Г-39б (фиг.57), Г-209 (фиг.58) и Г-209а (фиг.59) с горизонта 480 м. Шлифы, х25 (фиг.56,58,59), х37,5 (фиг.57), без анализатора.

Фиг.56-58. Различные стадии роста: от точечных микровыделений серы вдоль контактов между зёрнами ангидрита до скелетных построек, передающих облик идиоморфных кристаллов серы с реликтами ангидрита и гипса в них. Формы роста кристаллов серы негативно отражают структурные особенности исходного агрегата зёрен ангидрита, замещенного крупнокристаллическим гипсом.

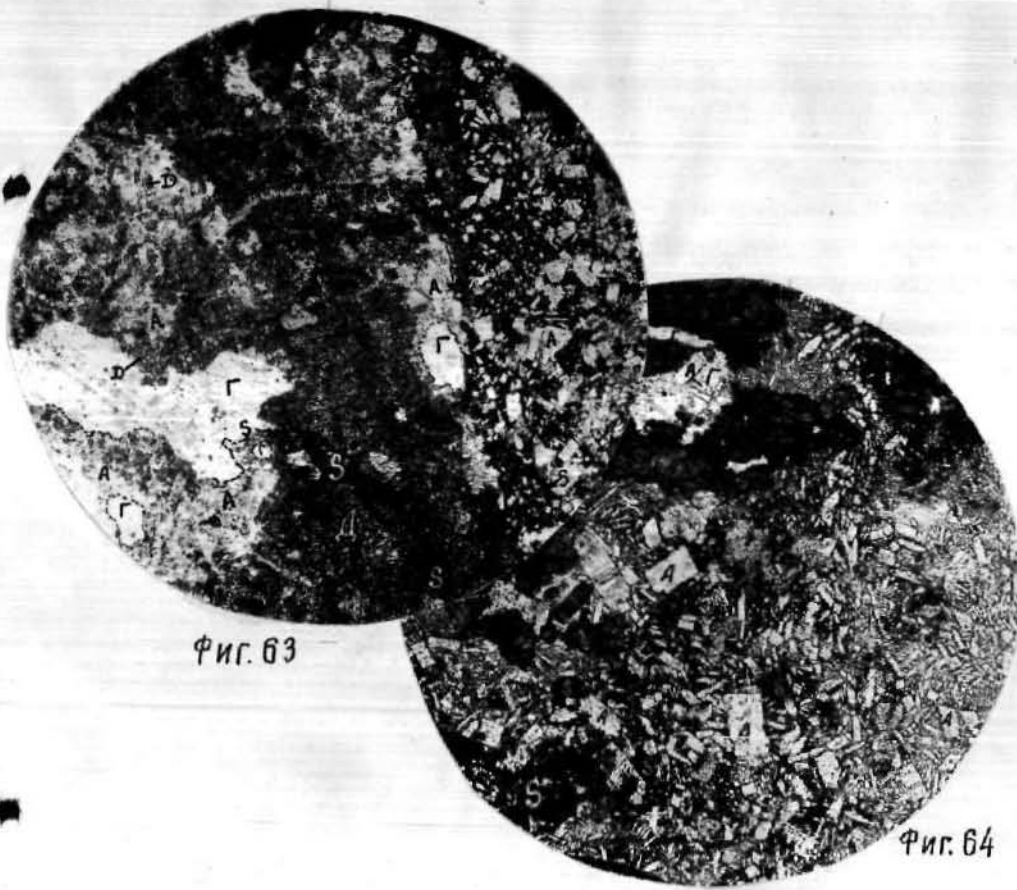
Фиг.59. Серно-кальцитовый агрегат. Внутри скелетных кристаллов серы часть реликтов гипса и ангидрита замещена мелкозернистым кальцитом (темно-серое, Са).

Фиг.60,61. Дендритный рост кристаллов серы. Верхняя ангидритовая подсвита. Шлифы, х37,5, без анализатора.

Фиг.60. Дендриты серы в крупном кристалле ангидрита (светло-серое, справа), образующемся за счет перекристаллизации тонкозернистого агрегата ангидрита (серое, слева). Скв.2.IV, обр.Г-323а гл.206 м.

Фиг.61. Слева: дендриты серы в ангидрите (светло-серое). Справа: несколько разросшиеся дендриты с утолщенными ветвями в кальците (темно-серое, Са), замещающем ангидрит. Скв.48.IV, обр.Г-387 с гл.287 м.

Фиг.62. Цепочки кристаллов серы вдоль трещин спайности в гипсе. Зерна кальцита "захватывают" кристаллы серы. Шлиф, х70, без анализатора. Из работы В.Д.Когана (1961).

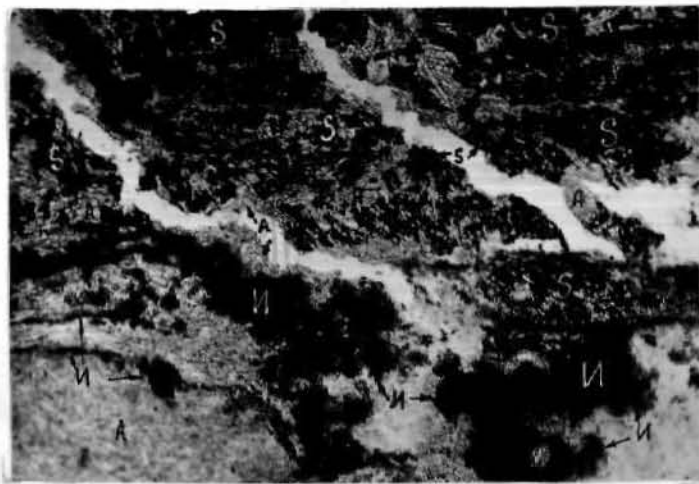


Фиг. 63

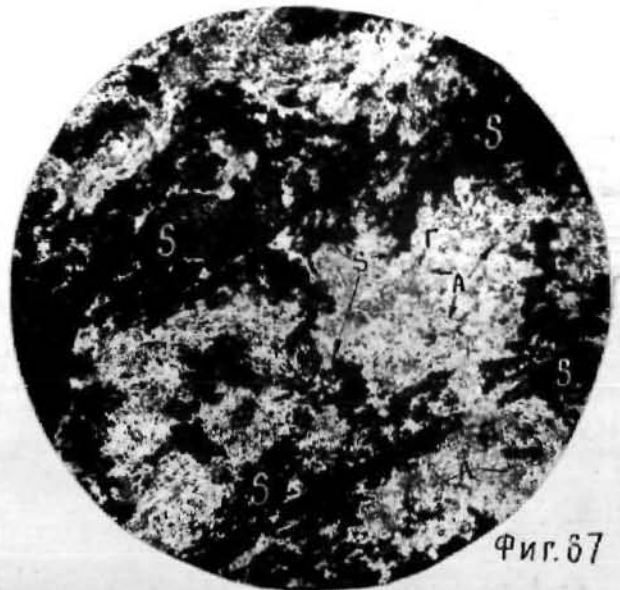
Фиг. 64



Фиг. 65



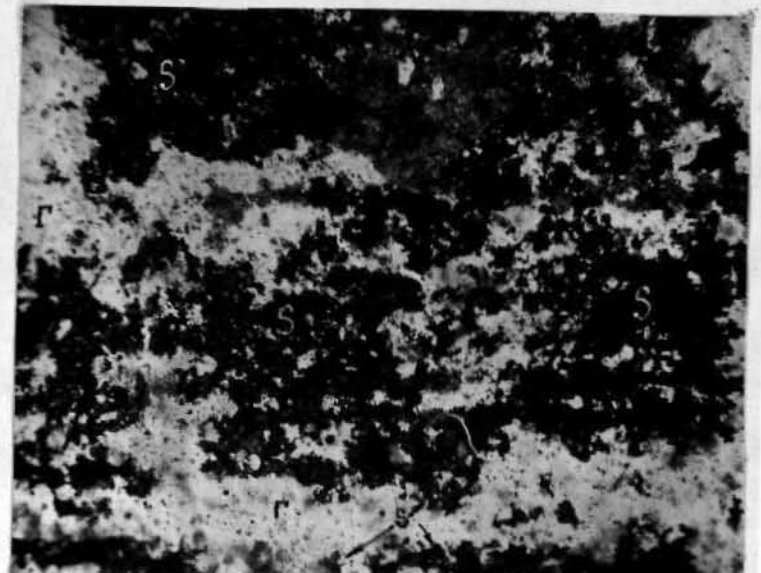
Фиг. 66



Фиг. 67



Фиг. 68



Фиг. 69

Таблица IX

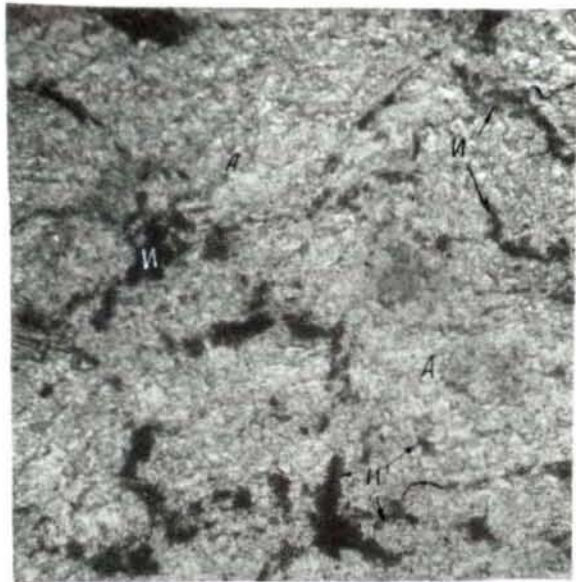
Фиг.63-69. Замещение серой (черное, S) ангидрита (светло-серое, А) и гипса (белое, Г) различных структурно-текстурных разновидностей. Гаурдакская свита. Гаурдак.

Фиг.63-67. Замещение серой ангидрита с разнозернистой (фиг.63, 64), брусковидной (фиг.65) и спутанно-волокнистой (фиг.66,67) структурами. На фиг.63,64,67 ангидрит частично замещен гипсом. На фиг.63-66 гипсовая "оторочка" между ангидритом и серой различима лишь на отдельных участках. В разнозернистом агрегате ангидрита (фиг.63,64) сера замещает прежде всего наиболее мелкие кристаллы ангидрита, в результате чего образует как бы базальный цемент, в котором заключены более крупные его кристаллы. Сера развивается избирательно по ангидриту, не затрагивая доломит (фиг.63 - темно-серое, Д) и скопления суггустково-комковатого известняка (фиг.66 - черное, И). [Фиг.63, 64 - горизонт "R". Фиг.63 - скв.48.IV, обр.Г-409 с гл.425 м; фиг.64 - скв.III.IV, обр.Г-306 с гл.285 м. Шлифы, х25; без анализатора.

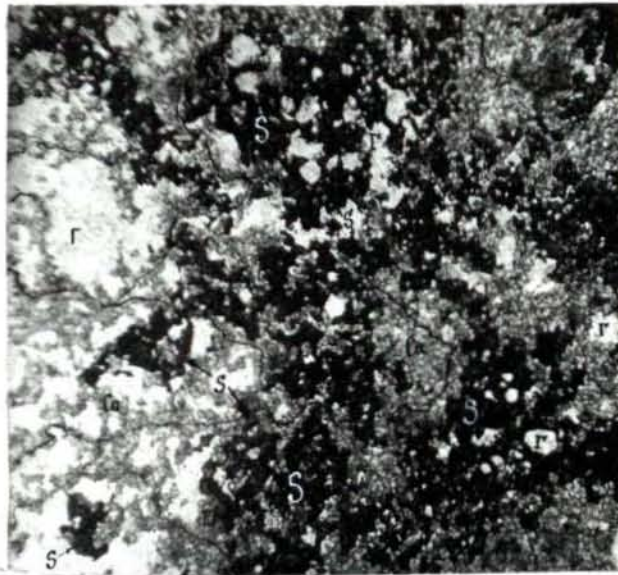
Фиг.65-67 - ангидритовый горизонт, контакт с залежью "F". Фиг.65 - скв.5.IV, обр.Г-902 с гл.303,45; фиг.66 - скв.19.IV, обр.Г-836 с гл.422,4; фиг.67 - шахта Ш, обр.Г-II6-2 с горизонта 480 м. Шлифы, х100 (фиг.65,67), х37,5 (фиг.66), без анализатора.

Фиг.68,69. Замещение серой с незначительной примесью кальцита (темно-серое, Са) гипса. На фиг.69 параллельная ориентировка растущих агрегатов серы обусловлена микрослоистостью исходного ангидрита. В крупнокристаллическом гипсе, заместившем ангидрит, слоистость различима слабо. Ангидритовый горизонт, контакт с залежью "F". Фиг.68 - шахта Ш, обр.Г-87а с горизонта 510 м; обр.69 - скв.5.IV, обр.Г-89I с гл.285,2 м. Шлифы, х37,5, без анализатора.

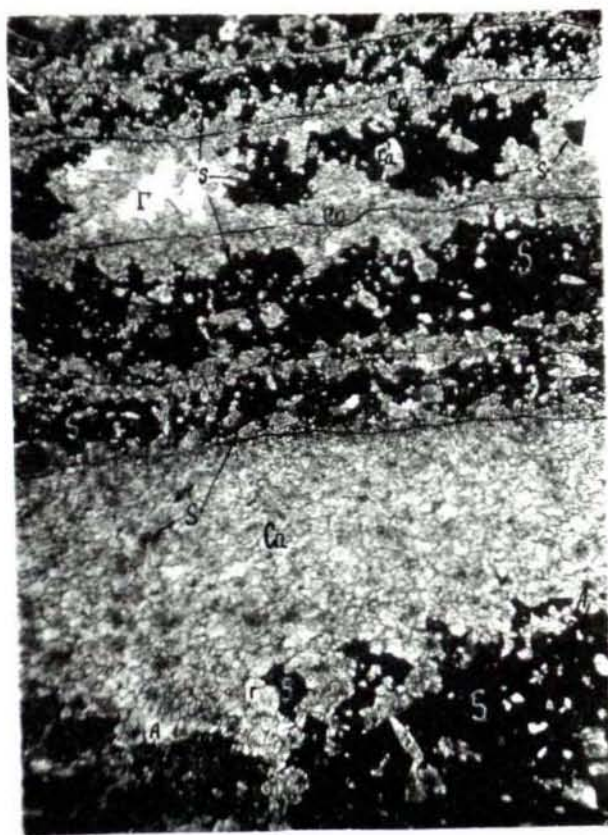
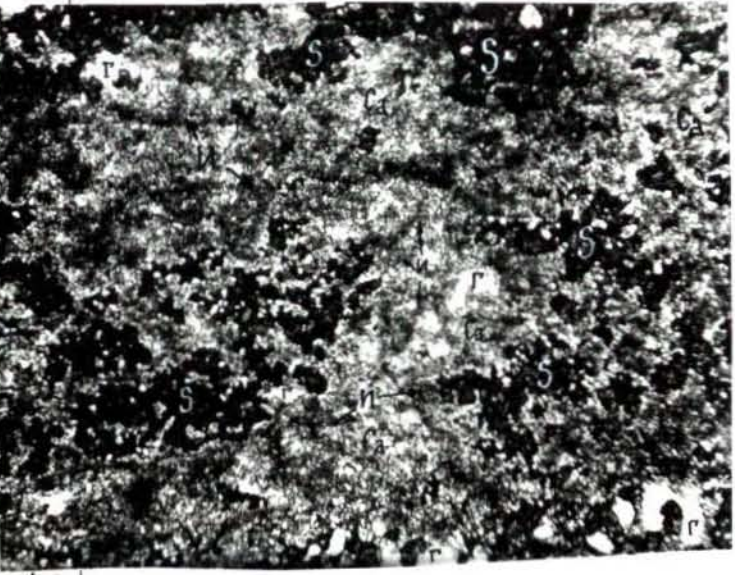




Фиг. 70<sup>а</sup>



Фиг. 70<sup>б</sup>



Фиг. 71

Таблица X

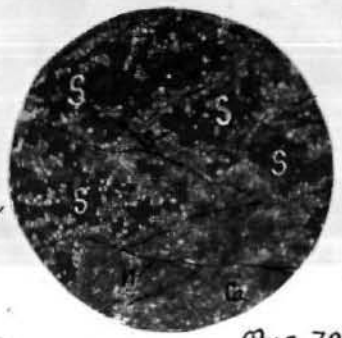
Фиг.70,71. Замещение серно-кальцитовым агрегатом сульфатных пород гаурдакской свиты. Гаурдак. Шлифы, х37,5 без анализатора.

Фиг.70. Замещение ангидрита (светло-серое, А) исходной сульфатной породы (фиг.70а) сначала гипсом (белое, Г), а затем кальцитом (серое, Са) и серой (черное, S ). Вторичный кальцит развивается преимущественно вдоль глинисто-карбонатных прожилков (темно-серое и черное, И), сера - между ними во внутренних участках сульфатных "ячеек". На фиг.70б в левой части - начальные стадии замещения, в правой - серно-кальцитовый агрегат (серная руда) с реликтами гипса, реже ангидрита и с реликтовым микросетчатым сложением. Контакт ангидритового горизонта с залежью " F ". Шахта III, обр.Г-II26 с горизонта 480 м.

Фиг.71. Серно-кальцитовый агрегат (серная руда) с реликтовой микрослоистой текстурой, подчеркнутой ориентированным послойным развитием кальцита (серое, Са) и серы (черное, S ). Кальцит развит преимущественно вдоль первичных глинисто-карбонатных прожилков (темно-серое, И), сера - между ними. Агрегат серы в микрослойках состоит из сросшихся скелетных ее кристаллов, внутри которых и по периферии заключены скопления зерен кальцита и реликты ангидрита (светло-серое, А) и гипса (белое, Г). Залежь " F ". Карьер II участка, обр.Г-22I-3.



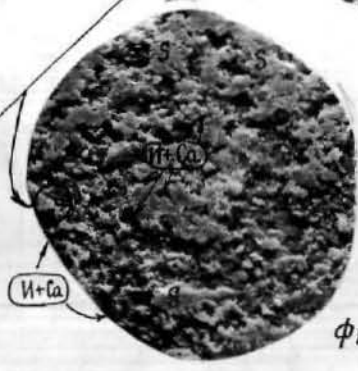
Фиг. 72<sup>а</sup>



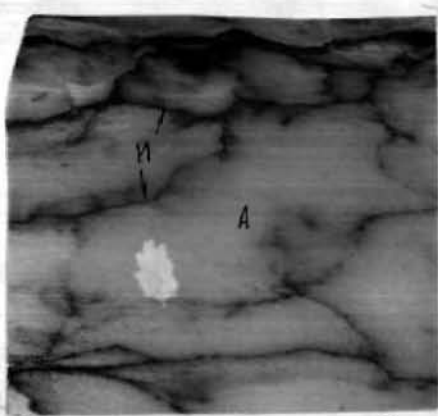
Фиг. 76<sup>с</sup>



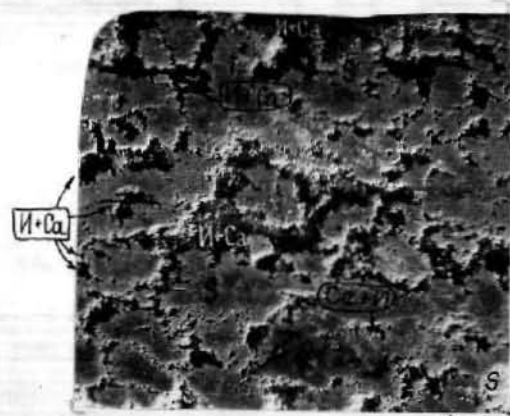
Фиг. 72



Фиг. 76



Фиг. 73



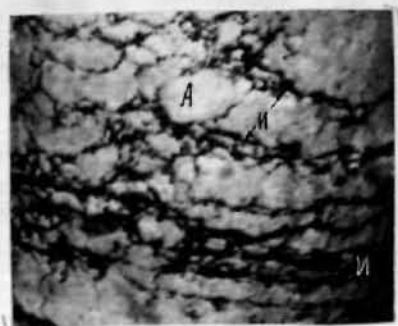
Фиг. 77



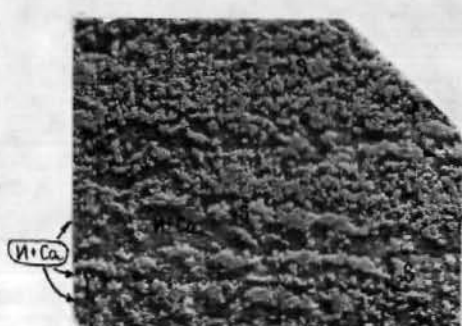
Фиг. 74



Фиг. 78



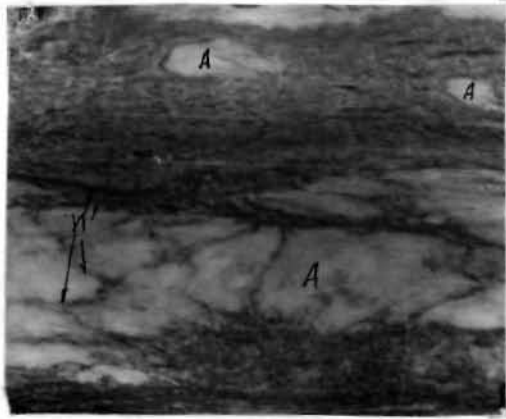
Фиг. 75



Фиг. 79







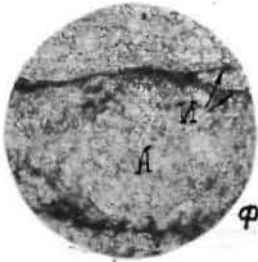
Фиг. 80



Фиг. 83<sup>a</sup>



Фиг. 83<sup>b</sup>



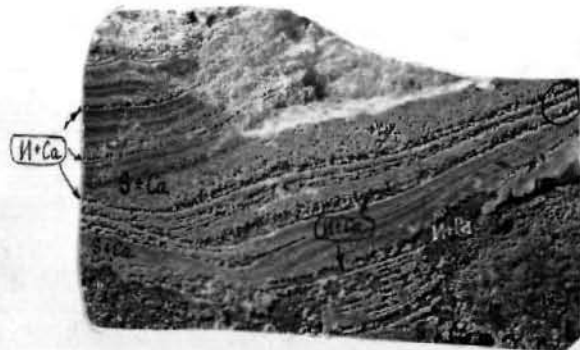
Фиг. 81<sup>a</sup>



Фиг. 81



Фиг. 84



Фиг. 84



Фиг. 82



Фиг. 85

Таблица XI (продолжение)

Фиг.80-82. Ангидриты со слоистыми текстурами. Ангидритовый горизонт.

Фиг.80. Чередование участков с неяснослоистой и сетчатой текстурами. Скв.5.IV, обр.Г-895 с гл.292,7 м.

Фиг.81. Тонкослоистая, текстура. Вверху слоистость почти горизонтальная параллельная, внизу постепенно переходит в косую. Скв.6П, обр.Г-368 с гл.359.

Фиг.82. Волнистослоистая текстура. Скв.702, обр.Гс-40 с гл.291,5.

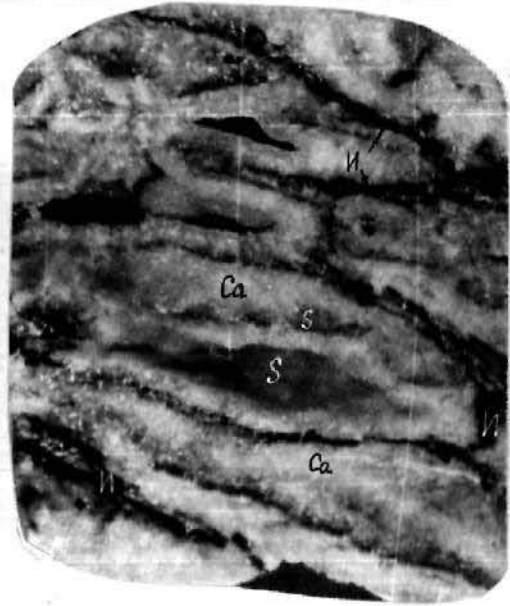
Фиг.83-85. Серные руды с реликтовыми слоистыми текстурами.

Фиг.83а, 83б. Неравномернослоистая текстура с чередованием участков тонкослоистой и неясносетчатой текстур (сравнить с фиг.80). Фиг.83а - залежь "F", скв.5.IV, обр.Г-893 с гл.295,3; фиг.83б - залежь "Д", скв.15.IV, обр.Г-12 с гл.316 м.

Фиг.84,85. Косослоистая текстура. Общий характер текстурного рисунка сходен с фиг.81 и 82. Фиг.84 - залежь "F", карьер II участка, обр.Г-221-3; фиг.85 - залежь "F+Д", скв.15.IV, обр.Г-70 с гл.423,9 м.



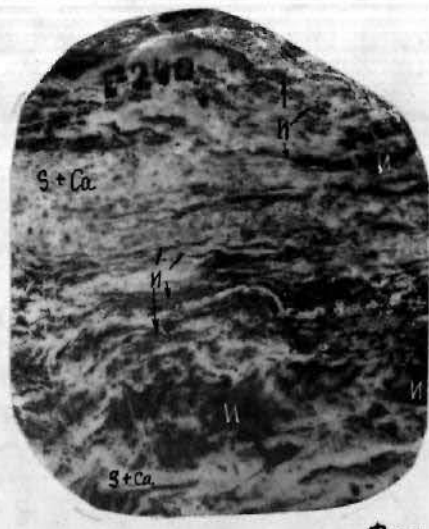
Фиг. 86



Фиг. 88



Фиг. 87



Фиг. 89

Таблица XII

Фиг.86-95. Образование метасоматических серных руд вкрапленного типа за счет пород смешанного карбонатно-сульфатного состава гаурдакской свиты. Различные типы текстур исходных пород (фиг.86, 87, 90-92) и соответствующие им типы вкрапленных руд (фиг.88,89,93-95). Пришлифованные поверхности. Натуральная величина. Фиг.91а, 92а (в кружках) - детали фиг.91,92, шлифы, х25, без анализатора.

Обозначения: А, белое - ангидрит; Са, белое - вторичный кальцит; S, -светло-серое - сера; И, черное - первичный известняк; Д, темно-серое, доломит.

Фиг.86. Карбонатно-сульфатная порода со слоистой текстурой. Ангидритовый горизонт. Гаурдак, скв.62Ф, обр.Г-614 с гл.302,4 м.

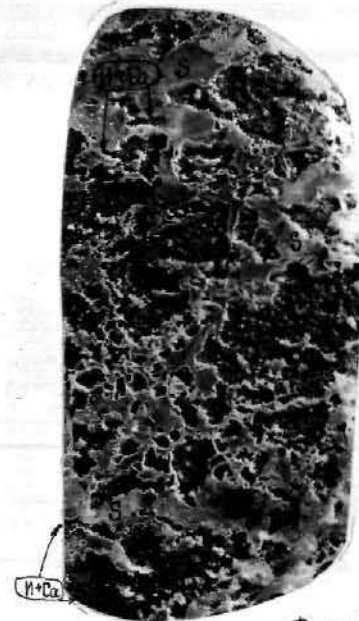
Фиг.87. Карбонатно-сульфатная порода с неравномернослоистой текстурой. Горизонт "Р". Гаурдак, карьер II участка, обр.Г-240а.

Фиг.88,89. Серные руды вкрапленного типа с реликтовой слоистой текстурой (сравнить с фиг.86 и 87). Залежь "Д". Гаурдак. Фиг.88 - скв.25Ф, обр.Г-678 с гл.299,0 м; фиг.89 - карьер II участка, обр.Г-240.

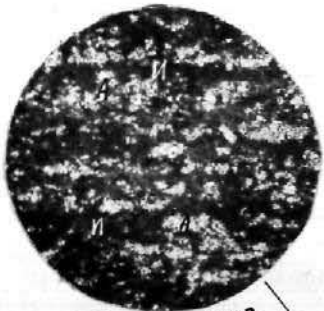
ТАБЛИЦА XII  
(продолжение)



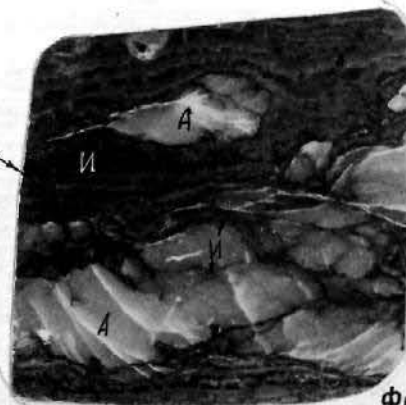
Фиг. 90



Фиг. 93



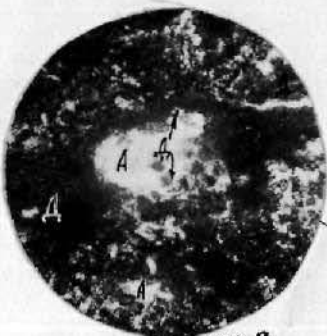
Фиг. 91<sup>a</sup>



Фиг. 91



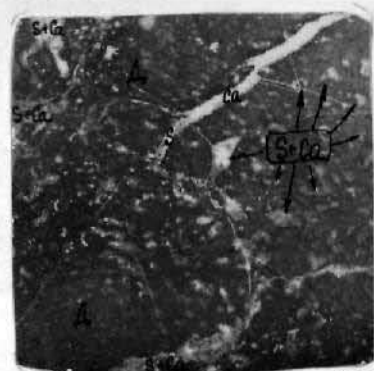
Фиг. 94



Фиг. 92<sup>a</sup>



Фиг. 92

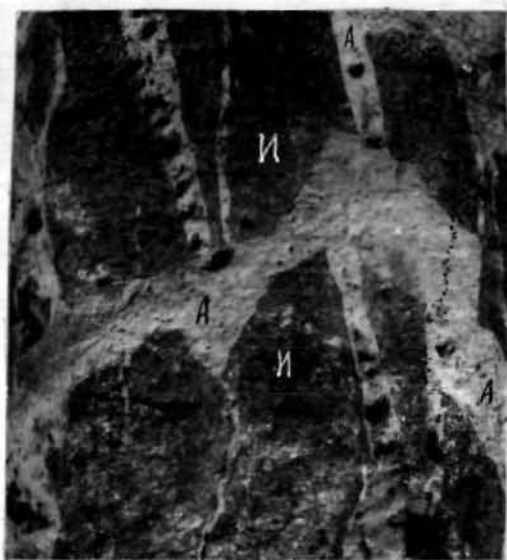


Фиг. 95

Таблица XII (продолжение)

- Фиг.90. Ангидрито-известняковая порода линзовидно-пятнистая. Горизонт "R". Гаурдак, шахта III, обр.Г-64 с горизонта 534 м.
- Фиг.91. Известняково-ангидритовая порода с тонкослоистой текстурой участками переходящей в пятнистую. Ангидритовый горизонт. Тюбегатан, скв.73, обр.Тб-80 с гл.160 м.
- Фиг.92. Ангидрито-доломит с неяснослоистой текстурой, участками переходящей в пятнисто-слоистую. Микротекстура пятнистая. Горизонт "R". Гаурдак, скв.702, обр.Гс-55 с гл.709,0 м.
- Фиг.93-95. Серые руды и бедное осернение вкрапленного типа, с различным характером выделений серы в зависимости от соотношения ангидрита и карбонатов в исходной породе (сравнить с фиг.90-92), участками с хорошо выраженной реликтовой текстурой, пятнистой и тонкослоистой. Залежи "Д" (фиг.93,95) и "F" (фиг.94). Гаурдак. Фиг.93 - шахта III, обр.Г-62 с горизонта 534 м; фиг.94 - скв.19.IV, обр.Г-844 с гл.428,7 м; фиг.95 - шахта III, обр.Г-696 с горизонта 510 м.

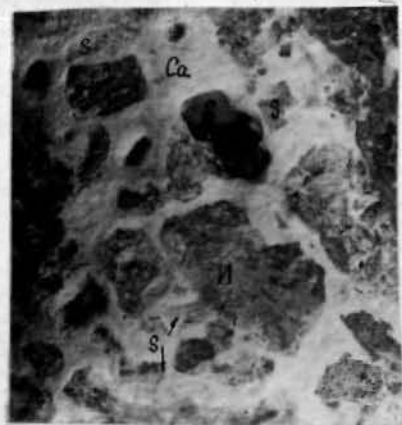




Фиг. 96



Фиг. 98



Фиг. 97



Таблица XIII

Фиг.96-98. Образование метасоматических серных руд вкрапленного типа за счет сульфатно-карбонатных брекчий. Гаурдакская свита. Гаурдак. Керн. Натуральная величина.

Фиг.98 - фото после протравливания поверхности образца соляной кислотой.

Обозначения: А, белое - ангидрит; И, темно-серое - известняк; Д, светло-серое - доломит; Са, белое (фиг.97), серое (фиг.98) - вторичный кальцит; S, светло-серое - сера.

Фиг.96. Сульфатно-карбонатная брекчия. Горизонт "Р".

Скв.48.IV, обр.Г-409 с гл.425 м.

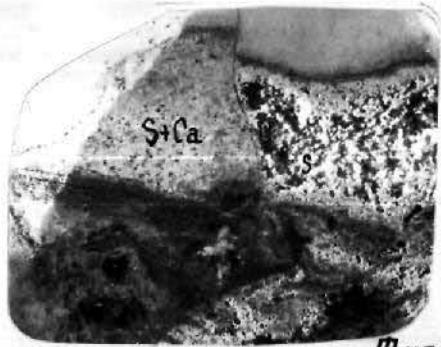
Фиг.97, 98. Непромышленное осернение вкрапленного типа.

Сера и вторичный кальцит заместили ангидрит в цементе брекчий (сравнить с фиг.96, а также с фиг.18,19).

Залежь "Д" (на уровне горизонта "Р"). Фиг.97 -

скв.20Ф, обр.Г-642 с гл.321 м; фиг.98 - скв.15.IV,

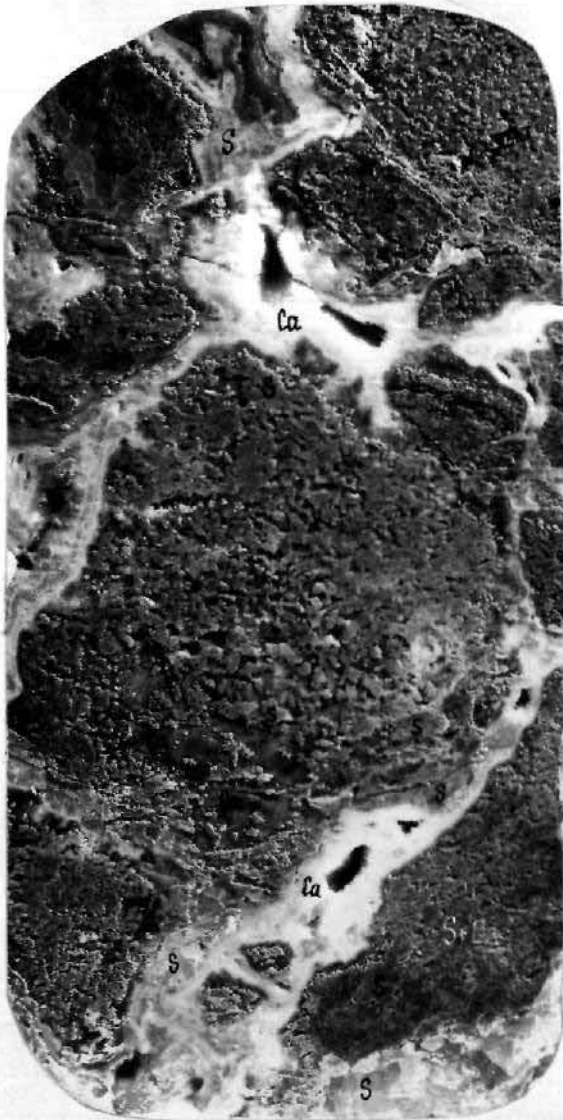
обр.Г-45 с гл.387,5 м.



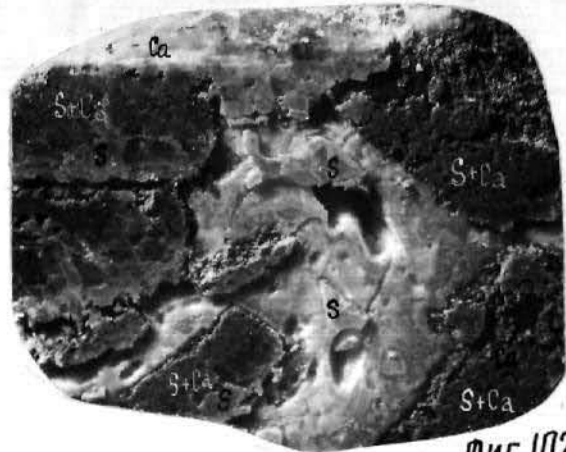
Фиг. 99



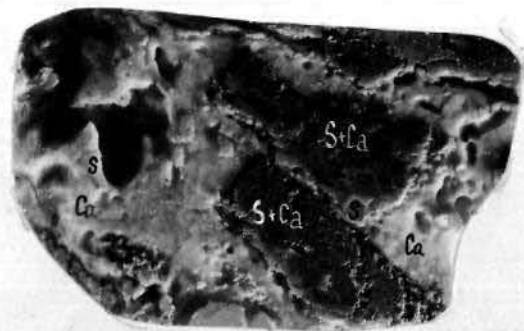
Фиг. 101



Фиг. 100



Фиг. 102



Фиг. 103



Фиг. 104

Таблица XIV

Фиг.99-104. Развитие форм выполнения в рудных брекчиях. Крупнокристаллическая сера и вторичный кальцит цементируют обломки руд дисперсного типа. Гаурдакская свита. Гаурдак. Керн. Натуральная величина. Фиг.99, 100, 102-104 - фото после протравливания поверхности образцов соляной кислотой.

Обозначения: S , серое, рельефное - сера; Ca, темное, "провалы" в обломках (кроме фиг.101) и белое в цементе - вторичный кальцит.

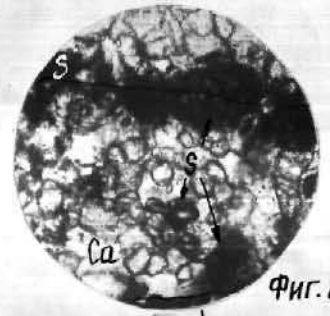
Фиг.99. Начальные стадии образования брекчии. Растрескивание "прослоя" дисперсной руды с небольшим проседанием вдоль трещины. Залежь " F ". Скв.48Ф, обр.Г-1051 с гл.143,3 м.

Фиг.100-103. Обломки дисперсных руд (сравнить с фиг.76-79) цементируются серно-кальцитовым агрегатом. Залежь " F.4 ". Скв.5.IV. Фиг.100 - обр.Г-895 с гл.293,7 м; фиг.101 - обр.Г-883 с гл.286 м; фиг.102 - обр.Г-896 с гл.292,8 м; фиг.103 - обр.Г-897 с гл.293 м.

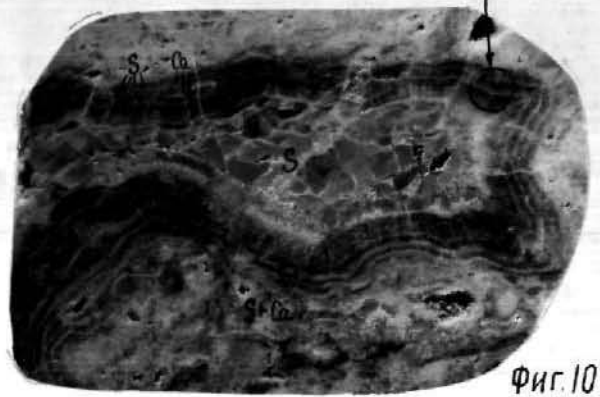
Фиг.104. Обломки дисперсной руды цементируются крупнокристаллической серой. Залежь "Д" (ниже горизонта " R "). Скв.19.IV, обр.Г-824 с гл.370,4 м.



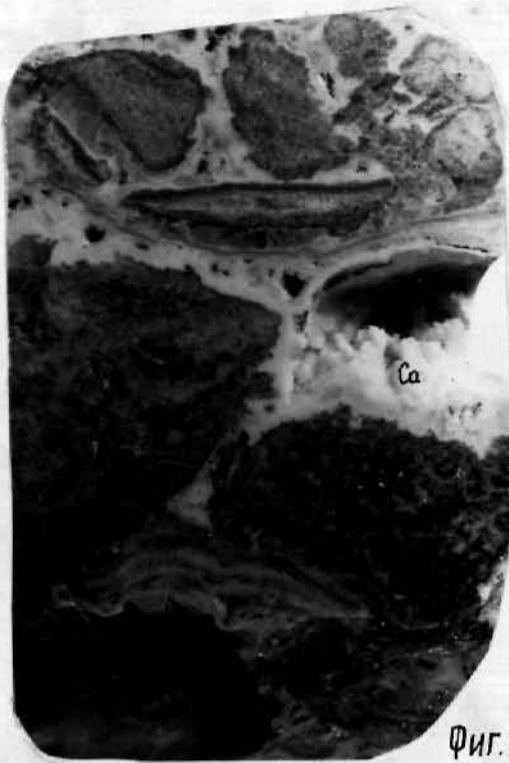
Фиг. 105



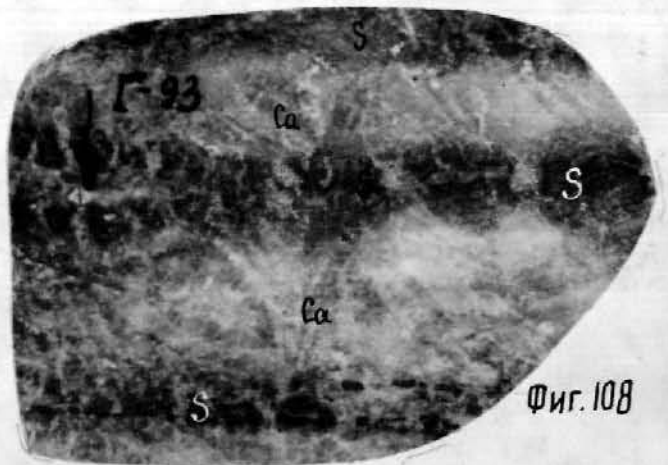
Фиг. 107'



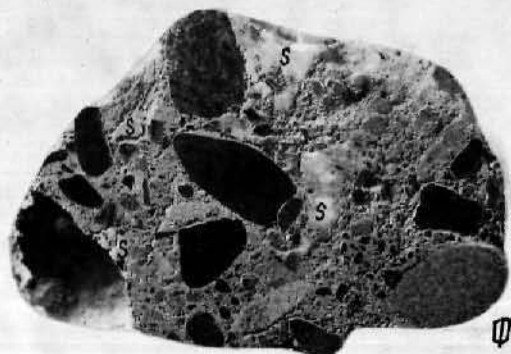
Фиг. 107



Фиг. 106



Фиг. 108



Фиг. 109

Таблица XV

Фиг. I05-I09. Серные руды и непромышленное осернение типа выполнения. Пришлифованные поверхности; фиг. I05 - поверхности обработана HCl. Натуральная величина. Фиг. I07a - шлиф, деталь фиг. I07.

Фиг. I05, I06. Агрегат серы (серое, S) и вторичного кальцита (белое, Ca) цементирует обломки руд вкрапленного и дисперсного типов. Гаурдак.

Фиг. I05. В крупном обломке - карбонатная порода (И, темно-серое) с осернением вкрапленного типа с тонко-слоистой текстурой (сравнить с фиг. 94, верх). Внизу - мелкие обломки дисперсных руд (сравнить с фиг. 76, 79). Залежь "Д". Скв. 20Ф, обр. Г-633 с гл. 298 м.

Фиг. I06. Обломки карбонатных пород с осернением вкрапленного типа. Залежь "F". Скв. 9.IV, обр. Г-946 с гл. 323,5 м.

Фиг. I07, I08. Серные руды типа выполнения с крустификационной (фиг. I07) и полосчатой (фиг. I08) текстурами. Чередование полос с преобладанием то кальцита (светло-серое, Ca), то серы (серое, S). Микростроение участка с тонкополосчатой текстурой видно на фиг. I07a (x25, без анализатора). На фиг. I07 внутренняя часть полости сложена мономинеральным агрегатом крупнокристаллической серы. Фиг. I07 - залежь "Д", скв. 5.IV, обр. Г-85I с гл. 229 м. Фиг. I08 - залежь "F", шахта III, обр. Г-93 с горизонта 510 м.

Фиг. I09. Разногалечный конгломерат с серой (светло-серое, S) в цементе. Отложения, выполняющие древнюю долину р. Кугитанг-Дарьи (N<sub>2</sub>-D). Карлюкский участок, ~~устье~~ скв. I08, обр. К-6 с гл. 282 м.

ЛИТЕРАТУРА<sup>х)</sup>

Абетов Е.М. Карбонатная формация верхней юры Юго-Западных отрогов Гиссара. Изд-во "Наука" Уз.ССР, Ташкент, 1965.

Айнемер А.И. Континентальные средне-верхнеплиоценовые отложения Северных Каракумов и Западных Кызылкумов. Автореферат дисс. на соиск.уч.степ.канд.г.-м.наук. Л., 1968.

Айнемер А.И., Житинова В.В., Раджевич Н.М., Смолко А.И., Ткачев Ю.Р. Стратиграфия континентального плиоцена среднего течения Аму-Дарьи. Булл.НТИ, № 7, 1967.

Алексенко И.И. Сера Предкарпатья. Изд-во "Недра", М., 1967.

Амурский Г.И. Четвертичные отложения Юго-Восточной Туркмении. Автореферат дисс.на соиск.уч.степ.канд.г.-м.наук. Ашхабад, 1960.

Андреановская К.Н. О генетической последовательности образования микроструктур в ангидритовых и гипсовых породах на примере Индерского соляного поднятия. Тр.ВСЕГЕМ, нов.сер., вып.1, 1956.

Архинов С.А. Тобольские прареки Западной Сибири. - Сб. Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Ч.1. Тр.Ин-та геол. и геоф. СОАН СССР. Изд-во "Наука", СО, Новосибирск, 1969.

Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч.2. Карбонатные породы. Изд-во "Недра", М., 1969.

Баас-Бекинг Л.Г. и др. Пределы колебаний рН и окислительно-восстановительных потенциалов природных сред. В кн. Геохимия литогенеза. М., 1963.

Бабаев А.Г., Акрамходжаев А.М. Палеогеография нефтегазоносных меловых отложений Узбекистана. Изд-во АН Уз.ССР, Ташкент, 1960.

Байков А.А. К тектонике мегантиклинали Юго-Западного Гиссара. Изв.АНТССР, сер.ФТХ и ГН, № 2, 1970.

---

х) В список включен ряд работ, находящихся в печати. Показан год их приема к печати, а ссылки на них в тексте помечены буквой П (например, 1968П).

Барташевич О.В. Геохимия рассеянного органического вещества мезозойских и кайнозойских отложений Туркмении в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности. Автореферат дисс. на соиск.уч. степ. канд.г.-м.наук. Ашхабад, 1964.

Бартон П.Б. Некоторые пределы возможного состава рудообразующих растворов. - Сб.Термодинамика геохим.процессов. ИЛ, 1960.

Батулин С.Г., Головин Е.А., Зеленова О.И., Каширцева П.Ф., Комарова Г.Н. и др. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. Под ред. А.П.Перельмана. Атомиздат, М., 1965.

Бедер Б.А. Артезианские воды Юго-Западного Узбекистана. Тр. САИГИМС, вып.2, Ташкент, 1961<sub>1</sub>.

Бедер Б.А. Напорные воды Дехканабадского артезианского бассейна. Тр.Таш.ГУ, нов.сер., вып.185, географ.науки, кн.21, 1961<sub>2</sub>.

Беленицкая Г.А. Современные гидрогеохимические процессы на Гаурдакском серном месторождении. ДАН СССР, т.183, № 6, 1968<sub>1</sub>.

Беленицкая Г.А. Древние погребенные долины Средней Азии и связь с ними процесса серообразования. - Матер.рабоч.совещ. по прогнозу м-ний самородной серы в осад.образованиях. Тр.Геол.ин-та, вып.22, Казань, 1968<sub>2</sub>.

Беленицкая Г.А. Некоторые закономерности проявления гипергенных преобразований сульфатоносных пород и их роль в формировании серных залежей Гаурдак-Кугитангского района. Тр.геол.ин-та, Казань, 1968 (в печати).

Беленицкая Г.А. Палеогеоморфологический и гидрогеохимический критерии сероносности сульфатоносных толщ. ДАН СССР, т.184, № 6, 1969<sub>1</sub>.

Беленицкая Г.А. Время образования Гаурдакского серного месторождения. Изв.АНТССР, сер.ФТХ и ГН, № 4, 1969<sub>2</sub>.

Беленицкая Г.А. Некоторые закономерности развития древней карсто-эрозионной системы в Гаурдак-Кугитангском районе Средней Азии. - Матер. к первой науч.конференции аспирантов-геологов Ленинграда.

Л., 1970<sub>1</sub>.

Беленицкая Г.А. О генезисе целестина на Гаурдакском серном месторождении. - Матер. к I науч.конференции аспирантов-геологов Ленинграда. Л., 1970<sub>2</sub>.

Беленицкая Г.А. О метасоматической природе современных процессов серообразования на Гаурдакском серном месторождении. - Сб.Геохимия и минералогия серы. М., 1971<sub>1</sub>.

Беленицкая Г.А. Использование палеогеоморфологических показателей при изучении и оценке некоторых месторождений зоны гипергенеза. - Сб. Основы науч.прогноза м-ний рудных и нерудных полезн. ископ. Л., 1971<sub>2</sub>.

Беленицкая Г.А. Литолого-гидрогеохимические исследования на Гаурдакском серном месторождении. - Сб.ВСЕГЕИ, 1971 (в печати).

Беленицкая Г.А., Гуревич М.С., Седлецкий В.И. К палеогидрогеологии соляного карста Гиссарского калиеносного бассейна. - Сб. Методика палеогидрогеологических исследований. Ашхабад, 1970.

Бетехтин А.Г. Понятие о парагенезисе минералов. Изв.АН СССР, сер.геол. № 2, 1949.

Бетехтин А.Г. Парагенетические соотношения и последовательности образования минералов. Зап.ВМО, ч.80, вып.2, 1951.

Бетехтин А.Г. О процессах формирования руд и жильных гидротермальных месторождений. В кн. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд.АН СССР, 1953.

Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Текстуры и структуры руд. Гостоптехиздат, М., 1958.

Блискаявка А.Г. Ербентский эрозионный врез. - Сб. Проблема нефтегазоносности Средней Азии. Тр.ВСЕГЕИ, т.109, вып.14, 1963.

Блискаявка А.Г., Иванчук П.П. Древняя гидрографическая сеть Каракумской платформы, связанная с многократными прорывами мезозойских вод. Изв.АН СССР, сер.геол., № 8, 1966.



Боголепов В.Г. Роль текстурно-структурного фактора при установлении баланса вещества метасоматического минералообразования. Зап.ВМО, ч.96, вып.1, 1967.

Бонч-Осмоловская К.С. Соосаждение стронция с карбонатами и сульфатами кальция. - Сб.статей по геохимии осадочных пород. Недра, 1967.

Брандьюра В.М. О барите Роздольского месторождения самородной серы. Минералог.сб. Львов.геол.об-ва, № 15, 1961.

Бурков В.В., Подпорина Е.К. Стронций. Изд-во АН СССР, М., 1962.

Вассоевич Н.Б., Амосов Г.А. Изменение нефтей в земной коре. Тр.ВНИГРИ, геол.сборник II (У). Гостоптехиздат, Л., 1953.

Вассоевич Н.Б. О терминологии, применяемой для обозначения стадий и этапов литогенеза. Геология и геохимия, I (УП). Гостоптехиздат, 1957.

Вассоевич Н.Б. Еще о терминах для обозначения стадий и этапов литогенеза. Тр.ВНИГРИ, № 7, вып.190, 1962.

Вернадский В.И. История минералов земной коры, т.П. История природных вод, ч.1, вып.1,2,3. ОНТИ, 1933-1936.

Вернадский В.И. Очерки геохимии. Горгеонефтеиздат, 1934.

Вернадский В.И. Опыт описательной минералогии. Избр.труды, т.2. Изд-во АН СССР, 1955.

Виноградов А.П., Гриненко В.А., Устинов В.И. Происхождение Прикарпатских серных месторождений по изотопному составу и  $C^{12}/C^{13}$ . Геохимия, № 10, 1961.

Виноградов А.П., Гриненко В.А., Устинов В.И. Изотопный состав серы и углерода в руде месторождения Шорсу (Узбекистан). Геохимия, № 11, 1964.

Гаврилюк М.Г. Минералогия Адамташского месторождения газа. - Автореферат дисс.на соиск.уч.степ.канд.г.-м.наук. Ташкент, 1969.

Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. Изд-во "Недра", М., 1968.

Гарецкий Р.Г., Бревич А.Л. Среднеплиоценовые эрозионные долины и соляная тектоника Юго-Восточной Туркмении. Тезисы докладов и выступлений на Симпозиуме по условиям образ. и особенностям нефтегазонасности солянокуп.структур. Львов, 1964.

Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. Изд-во "Мир", М., 1968.

Гатальский М.А. Значение динамики в формировании подземных вод Русской платформы. Геол. сб., № 2. Тр.ВНИГРИ, вып.95, 1956.

Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада Европейской части СССР. Изд-во "Наука", ЛО, Л., 1969.

Германов А.И. О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудообразовании. Изв.АН СССР, сер.геол., № 6, 1953.

Германов А.И. Роль органического вещества в образовании гидротермальных сульфидных месторождений. Изв.высш.уч.зав.Геология и разведка, № 8, 1961.

Германов А.И. Гидродинамические и гидрохимические условия образования некоторых гидротермальных месторождений. Изв.АН СССР, сер. геол., № 7, 1962.

Германов А.И. Геохимическое значение органического вещества в гидротермальном процессе. Геохимия, № 7, 1965.

Глесстон С. Введение в электрохимию. ИЛ., М., 1951.

Головин Е.А. О двух группах экзогенных процессов и урановых месторождений. Литол. и полезн.ископ., № 2, 1965.

Головин Е.А. Некоторые вопросы изучения эпигенетических рудных концентраций в осадочных породах. Литол. и полезн.ископ., № 4, 1968.

Головкинский Н.А. Описание геохимических наблюдений, произведенных летом 1866 г. в Казанской и Вятской губерниях. - Матер. для геологии России, т.1, С.Петербург, 1869.

Гончаров Ю.И. Стронций в галогенной толще донецкой перми.

Литол. и полезн. ископ., № 1, 1967.

Горбачев М.Г. Структурно-тектонические закономерности размещения и строения месторождений самородной серы Амударьинского сероносного региона. Тр. Геол. ин-та, вып. 20, г. Казань, 1968.

Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины (прареки Камского бассейна). Изд-во "Наука", М., 1964.

Горецкий Г.И. Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра. Изд-во "Наука", М., 1970.

Григорьев Д.П. Как образуются друзы минералов? Природа, № 9, 1947.

Григорьев Д.П. Что известно о зарождении минералов? Зап. ВМО, ч. 80, № 1, 1951.

Григорьев Д.П. Пере кристаллизация минералов. Зап. ВМО, ч. 85, вып. 2, 1956.

Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Изд. Львов. Ун-та, Львов, 1961

Григорьев Д.П. О различии минералогических терминов "скелет", "дендрит" и "пойкилит". Изв. Высш. уч. зав. Геология и разведка, № 8, 1965.

Гриненко Л.Н., Гриненко В.А. Закономерности распределения изотопов серы и их использование в геохимических исследованиях. Геохимия, № 5, 1967.

Гуревич М.С., Беленицкая Г.А., Померанц Л.Б. Палеогидрогеологические условия образования Гаурдакского серного месторождения. - Сб. Методика палеогидрогеологических исследований. Ашхабад, 1970.

Гуревич М.С., Померанц Л.Б., Поспелов А.П. Биогидрохимическая аномалия Гаурдакского серного месторождения. Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии, № 2, 1967.

Данов А.В. Об условиях образования месторождений серы в Средней Азии. Тр. ЦНИГРИ, вып. 88, 1936.

Дробышев Д.В. К вопросу о генезисе месторождений серы Горного Дагестана. - Матер. по общей и прикладной геологии, вып. 152, 1930.

Дыбков В.Ф., Карякин А.Е., Никитин В.Д., Татаринов П.М. Курс месторождений неметаллических полезных ископаемых. Под ред. П.М.Татаринова. Изд-во "Недра" М., 1969.

Жабин А.Г. Метакристаллы и критерий относительного идиоморфизма минералов. - Сб. Генезис минеральных индивидов и агрегатов (онтогенеза минералов). Под редакцией Д.П.Григорьева. М., 1966.

Зайцев И.К., Басков Е.А. Основные черты гидрохимической зональности платформенных областей и ее значение для изучения вторичного изменения осадочных пород. Литол. и полезн. ископ. № 6, 1969.

Зверев В.П. Гидрогеохимические исследования системы гипсы - подземные воды. Изд-во "Наука", М., 1967.

Иванов А.А., Левицкий Ю.Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т.35, 1960.

Иванов М.В. Роль микробиологических процессов в генезисе месторождений самородной серы. Изд-во "Наука", М., 1964.

Игнатович Н.К. О закономерностях распределения и формирования подземных вод. ДАН СССР, т.45, № 3, 1944.

Игнатович Н.К. Зональность формирования и деятельность подземных вод в связи с развитием геоструктур. - Сб. Вопросы гидрогеологии и инж. геологии, вып.13. М., 1950.

Ишниязов Д., Мухамеджанов С., Пертенава В.А. К минералогии соляной толщи Твбегатана. Уз. геол. журнал, № 4, 1962.

Ишниязов Д., Парпиев Н.А. К условиям образования акцессорных минералов бора в хемогенной толще верхней вры Узбекистана. Уз. геол. журнал, № 5, 1963.

Казаков В.Ф., Седлецкий В.И., Соколовский Л.Г. О подземных водах Гаурдак-Кугитангского района. Изв. АНГССР, сер. ФТХ и ГН, № 6, 1963.

Казицын Ю.В. Энергетика постмагматических процессов. - Петрографический сборник ВСЕГЕИ, № 3, 1962.

Казицын Ю.В., Рудник В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. Изд-во "Недра", М., 1968.

Каменский Г.Н. Основы динамики подземных вод. М., 1943.

Каменский Г.Н. Гидрогеохимическая зональность в распределении подземных вод. Тр.МГРИ, т.26. Госгеолтехиздат, 1951.

Каменский Г.Н., Толстихина М.М., Толстихин Н.И. Гидрогеология СССР.

Капитонов М.Д., Соколов А.С. Графическая генетическая классификация месторождений самородной серы. - В кн. Жизнь земли. Сб. музея землеведения МГУ, № 5, Изд-во МГУ, 1969.

Каравайко Г.И. О микрозональном распространении окислительных процессов в серной руде Роздольского месторождения. Микробиология, вып.2, т.30, 1961.

Каражанов Н.А. Кинетика растворения сульфатов кальция. Тр. ВНИИГ, вып.36, 1959.

Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация, Изд-во "Мир", М., 1970.

Каржаув К.Т. О характере и значении метасоматических замещений в образовании вторичных залежей целестина. Изв.АН Уз.ССР, № 6, 1955.

Каржаув Т.К. Некоторые особенности проявлений целестиновой минерализации в мезозойских и кайнозойских отложениях Средней Азии. Тр.Таш.ГУ, вып.3. Изд-во "Недра", Л., 1964.

Карцев А.А., Вагин С.Б. Палеогидрогеологические исследования при изучении формирования и разрушения нефтегазовых скоплений (на примере мезозойских отложений Предкавказья). Сов.геол., № 8, 1962.

Карцев А.А., Ходжакулиев Я.А., Вагин С.Б. Задачи, принципы и методика палеогидрогеологических исследований при поисках скоплений нефти и газа. - Сб.Методика палеогидрогеологических исследований. Анхабад, 1970.

Кирсанов Н.В., Отрешко А.И. Доакчагыльские эрозионные врезы и сероносность Поволжья. Тр.Геол.ин-та, вып.20, Казань, 1968.

Коган В.Д. О связи осернения с трещинной тектоникой. Изв. АН СССР, сер.геол., № 11, 1958.

Коган В.Д. К генезису самородной серы. ДАН СССР, 125, № 5, 1959

Коган В.Д. О второстепенных и акцессорных минералах в гипсах Гаурдака. Зап.ВМО, вып.1, ч.XXXIX, 1960.

Коган В.Д. К вопросу о взаимоотношении гипса и самородной серы. Зап.Львов.геол.об-ва, № 15, 1961<sub>1</sub>.

Коган В.Д. Минералогия, закономерности размещения и генезис серных руд Гаурдака. Автореферат дисс. на соиск.уч.степ.канд.г.-м. наук. Ашхабад, 1961<sub>2</sub>.

Коган В.Д. Основные закономерности размещения и строения серных руд Гаурдака. ДАН СССР, т.142, № 3, 1962.

Кольтгоф И.М., Стенгер В.А. Объемный анализ. Перевод с англ. под ред. и с дополнениями проф.Ю.Ю.Лурье. М., 1950.

Колтун В.И. О генезисе сероносных известняков Преднепровья в связи с изучением их текстурных особенностей. Минералог. сб. Львов. ГУ, № 19, вып.1, 1965.

Коржинский Д.С. Инфильтрационная метасоматическая зональность и образование жил. Изв.АН СССР, сер.геол., № 6, 1951.

Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. - В кн. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. АН СССР, М., 1953.

Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд.АН СССР, 1957.

Кротов Б.П. О генезисе Куйбышевских месторождений серы. - Сб. статей под ред. А.Е.Ферсмана и Д.И.Шербакова. Изд-во АН СССР, М., 1935.

Кротова В.А. Роль зон разгрузки подземных вод в формировании углеводородных скоплений и их нефтепоисковое значение. Сов.геол., № 3, 1966.

Кузнецов А.М. О выщелачивании гипса и ангидрита. Изв.Естеств.-научн.ин-та при Перм. ГУ, 12, вып.5, 1947.

Кузнецов В.В. Физическая и коллоидная химия. Изд-во "Высшая школа". М., 1968.

Кузнецов В.Д. Кристаллы и кристаллизация. Гос.изд-во технико-теор.лит-ры, М., 1954.

Лазарев И.С. Геологические особенности строения и вопросы генезиса серных залежей Гаурдакского месторождения. Инф.бюлл.ГИГХС, вып. 1, 1963<sub>1</sub>.

Лазарев И.С. К вопросу генезиса серных залежей Гаурдака. - Тезисы докладов, представленных на заседание по геологии самородной серы. Изд-во Госкомитета по химии, 1963<sub>2</sub>.

Лазарев И.С. Продуктивные отложения Гаурдакского месторождения. Изв.АНТССР, сер.ФТХ и ГН, № 2, 1967.

Лазарев И.С. К вопросу о генезисе серных залежей Гаурдака. - Сб.Геология месторождений самородной серы. Изд-во "Недра", М., 1969.

Лазарев И.С. Геолого-структурные особенности строения и условия формирования залежей серных руд Гаурдакского месторождения. Автореферат дисс. на соиск.уч.степ.канд.г.-м.наук. Ашхабад, 1970.

Лаптев Ф.Ф. Агрессивное действие воды на карбонатные породы, гипсы и бетон. Тр.Всес.конторы спец.геол.картирования, вып.1, ГОНТИ, М.-Л., 1939.

Латимер В.М. Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах. ИЛ., М., 1954.

Левченко В.М. К проблеме физико-химического исследования минеральных вод. Тр.хим.ин-та Кирг.ФАНСССР, вып.Ш, Фрунзе, 1950.

Левченко В.М. О карбонатном равновесии в углекислых минеральных водах. ДАН СССР, т.108, № 6, 1956<sub>1</sub>.

Левченко В.М. О растворимости сульфата и карбоната кальция в зависимости от ионной силы раствора. Гидрохим.материалы, т.XXXI, 1956<sub>2</sub>.

Левченко В.М., Бекман В.В. Экспериментальные данные о растворимости карбоната кальция в водных растворах. ДАН СССР, т.144, № 6, 1962.

Лейн А.Ю., Седлецкий В.И. Комплекс жильных тел Гаурдакского поднятия. Геология и полезные ископаемые Туркмении. Тр.УГСМТССР. Изд-во "Илим", Алхабад, 1968.

Леммлейн Г.Г. Процесс геометрического отбора в растущем агрегате кристаллов. ДАН СССР, т.48, № 3, 1945.

Линдгрэн В. Минеральные месторождения. ОНТИ НКТП СССР, М.-Грозный-Л.-Новосибирск, 1934.

Лисицын А.К. Гидрогеологические предпосылки экзогенного эпигенетического рудообразования с участием пластовых вод. Литол. и полезные ископ., № 6, 1966.

Личков Б.И. К вопросу о значении местных базисов эрозии в гидрогеологии. Тр.ЛГП, т.3. М.-Л., 1948.

Лоскутов В.В., Гайбуллаев П.П., Ершова Л.Н. и др. К стратиграфии верхнеплиоцен-нижнечетвертичных отложений Таджикской депрессии. Программа и тезисы докладов юбилейной науч.конференции проф.-преподавательского состава, аспирантов и студентов. Душанбе, 1970.

Луппов Н.П. Стратиграфия. История геологического развития. - Геология СССР, т.XXII. ТССР. Ч.1. Госгеолтехиздат, 1957.

Луппов Н.П. Стратиграфия нижнемеловых отложений Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта. Тр.ВНИГРИ, вып.23, Гостоптехиздат, 1959.

Луппов Н.П. О среднеплиоценовом этапе в геологической истории Закаспия. - Сб.Проблема нефтегазоносности Ср.Азии. Тр.ВСЕГЕИ, т.109, вып.14, 1963.

Лучицкий В.И. Серные месторождения Среднего Поволжья. Мин. сырье, № 9, 1934.

Макаренко Ф.А. О закономерностях подземного питания рек. ДАН СССР, нов.сер., т.57, № 5, 1947.

Макаренко Ф.А. Некоторые результаты изучения подземного стока.



Тр.ЛГГП, т.І, 1948.

Макаренко Ф.А. и др. Труды Сочинской экспедиции Ин-та Геол. наук АН СССР, т.Ш, 1937-1939.

Мамедов Х. К минералого-геохимической характеристике подземных вод Гаурдакского горного м-ния. Изв.ТФАН СССР, № 3-4, 1945.

Мамчур Г.П. Вопросы генезиса экзогенных месторождений самородной серы по данным изотопного состава углерода. Автореферат дисс. на соиск.уч.степ.канд.г.-м.наук. Киев, 1970.

Мамчур Г.П., Лазарев И.С. Изотопный состав углерода в карбонатах Гаурдакского месторождения серы. Геохимия, № 7, 1968.

Манихин В.И. Влияние давления на равновесие в системах минералов мирабилит тенардит и гипс - ангидрит. Автореферат дисс. на соиск.уч.степ.канд.г.-м.наук. Ростов-на-Дону, 1967.

Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период. Т.П. Изд-во "Недра", М., 1965.

Марков К.К., Величко А.А. Четвертичный период. Т.Ш. Изд-во "Недра", М., 1967.

Маслов В.П. Классификация брекчий. БОИМП, нов.серия, т.46 (отд.геол., т.16, вып.4), 1938.

Мерлич Б.В., Даценко Н.М. Генезис Роздольского серного месторождения. Геол.сб.Львов.геол.об-ва, № 12, 1969.

Мерлич Б.В., Даценко Н.М., Коробейников Н.С. К вопросу о времени окислительного разрушения серных руд Роздольского месторождения. Минералог.сб.Львов.геол.об-ва, № 17, 1963.

Мерлич Б.В., Спитковская С.М., Даценко Н.М. О классификации агрегатных разновидностей серы Роздольского месторождения. Минералог.сб.Львов.геол.об-ва, № 16, 1962.

Милановский Е.Е. К палеогеографии Каспийского бассейна в среднем и начале позднего плиоцена (балаханский и акчагыльский века). БМОИП, отд.геол., т.38, вып.3, 1963.

Мирополюский Л.М. К изучению генезиса месторождений серы у

с.Сюкеева в Татарской республике. Изв.МГГТ, вып.3, 1935<sub>1</sub>.

Миропольский Л.М. Характеристика минерального комплекса и основных геохимических процессов в пермских отложениях у с.Сюкеева Татарской республики. Уч.зап.Каз.ГУ, т.95, вып.5-6, 1935<sub>2</sub>.

Миропольский Л.М. Топогеохимические исследования пермских отложений Татарии. Изд.АН СССР, М., 1956.

Мирошниченко В.П. Краткий геологический очерк западных склонов хребта Кугитанг-Тау и Гаурдак-Тюбегатанской антиклинали. Гаурдакский хим.комбинат, т.1. Тр.и-та экономич.исследований при Госплане ТССР. Изд-во "Сов.Азия", М., 1933.

Мирошниченко В.П. Общая характеристика тектоники Гаурдак-Кугитангского района. Геология СССР. т.22. ТССР. Ч.1. Госгеолтехиздат, М., 1957.

Мокиевский В.А., Семенов С.Н. Скелетный рост кристаллов в вязкой среде. Зап.ВМО, вып.2, 1952.

Мягков А.Н. Напорный комплекс подземных вод и колодцы. Изв. АН СССР, отд.ТН, в 9, 1947.

Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд-во АН СССР, М., 1963.

Надеинский Б.П. Теоретические обоснования и расчеты в аналитической химии. Изд-во "Высшая школа", М., 1959.

Наковник Н.И. Метасоматическое минералообразование и закон равных объемов. Зап.ВМО, ч.78, вып.4, 1949.

Наковник Н.И. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. Зап.ВМО, ч.87, вып.4, 1958.

Наковник Н.И. Заключение к книге "Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании". Тр.1 конференции по околорудному метасоматизму. Изд-во "Недра", М., 1966.

Нацкий А.Д. Материалы к познанию Каракумского серного месторождения. Изв.Геолкома, вып.35, 1926.

Никитин В.Д. Особенности процессов образования минералов при метасоматических явлениях. Тр.Федоровской науч.сессии 1953 г. - Сб.Кристаллография, вып.4, ЛГУ, 1955.

Николаев В.А. Основные этапы развития речных долин Западно-Сибирской равнины. - Сб.Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Ч.1. Тр.Ин-та геол. и геоф. СОАН СССР. Изд-во "Наука", СО, Новосибирск, 1969.

Николаев Н.И. Палеогеоморфология материковых платформ и быстрые тектонические движения. Проблемы палеогеоморфологии. - Матер.У1 пленума Геоморф.комиссии. Изд-во "Наука", М., 1970.

Обедиентова Г.В. Методическое и практическое значение изучения древней речной сети Русской платформы. Проблемы палеогеоморфологии. - Матер.У1 пленума Геоморф.комиссии. Изд-во "Наука", М., 1970.

Овчинников А.М. Минеральные воды. Госгеолиздат, 1947.

Овчинников А.М. Гидрогеологические условия гидротермальных процессов. БМОИП, сер.геол., т.32, № 65, 1957.

Овчинников А.М. Значение гидрогеохимии и палеогидрогеологии при поисках месторождений полезных ископаемых. Тр.межвед.совещ. по гидро-геохимич.методу поисков рудных м-ний. Изд-во Томск.Ун-та, Томск, 1962.

Овчинников А.М. Гидрогеохимия. Изд-во "Недра", М., 1970<sub>1</sub>.

Овчинников А.М. Палеогидрогеология и палеогеография. - Сб.Методика палеогидрогеологических исследований. Ашхабад, 1970<sub>2</sub>.

Островский А.Б. О строении переуглублений речных долин на Черноморском побережье Кавказа. ДАН СССР, т.167, № 6, 1966.

Отрепко А.И. Геология и условия образования серных месторождений Средневожского бассейна. Тр.ГИГХС, вып.6, 1960<sub>1</sub>.

Отрепко А.И. Палеогеографические критерии поисков осадочных месторождений самородной серы и возможности его использования. Тр.ГИГХС, вып.6, 1960<sub>2</sub>.

Отрешко А.И. Вопросы неотектоники и рудообразования в Поволжье, Западном Приуралье и Прикаспии. Литол. и полезн. ископ., № 1, 1965<sub>1</sub>.

Отрешко А.И. Некоторые особенности поверхностного и глубинного карста Куйбышевского Заволжья. Изв. ВГО, т. 97, 1965<sub>2</sub>.

Отрешко А.И. Принципы и методы прогнозов месторождений самородной серы среди осадочных образований. Сов. геол., № 6, 1966.

Отрешко А.И. Геологические закономерности и перспективы Восточноевропейской сероносной провинции. Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. доктора г.-м. наук. М., 1969.

Панин Ф.И. О геологии Гаурдакского месторождения. - Сб. Геология месторождений самородной серы. Изд-во "Недра", М., 1969.

Парникель Е.С. Гаурдакское месторождение самородной серы. - Сб. Геология месторождений самородной серы. Изд-во "Недра", М., 1969.

Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). Изд-во "Недра", М. Изд. 1, 1961; изд. 2, 1965; изд. 3, 1968.

Пересунько Д.И. Гидрогеология серных месторождений Средней Азии. - Сб. научн. тр. МГИ, № 28, 1959.

Пересунько Д.И. Сравнительная характеристика гидрогеологии серных месторождений Средней Азии и Предкарпатъя. Тр. ГИГХС, № 6, 1960.

Петров Н.П. Строение гаурдакской свиты в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта. ДАН УЗ. ССР, № 3, 1949.

Петров Н.П. Условия образования одного из серных месторождений в Юго-Западных отрогах Гиссара. Зап. Уз. отд. ВМО, вып. 8, 1955.

Петров Н.П. К вопросу о парагенезисе серы и нефти. Зап. Уз. отд. ВМО, вып. 10, 1956.

Петров Н.П. Некоторые особенности тектоники Гаурдак-Кугитангского района, связанные с наличием соляной толщи. Геология СССР, т. 22. СССР. Ч. I. Госгеолтехиздат, М., 1957.

Петров Н.П. О парагенезисе солевых, нефтяных и серных месторождений. Тр. Таш. ГУ, вып. 3. Изд-во "Недра", Л., 1964.

Петров Н.П., Чистяков П.А. Литология солевых и красноцветных

отложений Юго-Западных отрогов Гиссара. Изд-во "Наука", Уз.ССР, Ташкент, 1964.

Петровская Н.В. О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании. Геол.рудн.м-ний, № 1, 1965.

Петровская Н.В. О понятии "парагенетическая минеральная ассоциация". Геол.рудн.м-ний, т. IX, № 2, 1967.

Писарчик Я.К. Гипсы и ангидриты. - Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. II. Гостоптехиздат, Л., 1958<sub>1</sub>.

Писарчик Я.К. Серные породы. - Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. II. Гостоптехиздат, Л., 1958<sub>2</sub>.

Писарчик Я.К. Литология и фации ниже- и среднекембрийских отложений Иркутского амфитеатра. Гостоптехиздат, Л., 1963.

Писарчик Я.К. О гипергенных процессах в кембрийских сульфатно-карбонатных комплексах Восточной Сибири (в связи с оценкой ее сероносности). - Матер.рабоч.совет. по прогнозу м-ний самородной серы в осад.образованиях. Тр.Геол.ин-та, вып.22, Казань, 1968.

Писарчик Я.К., Беленицкая Г.А., Минаева М.А., Русецкая Г.А. Основы методики литолого-фациального анализа гипергенно-измененных галогенно-карбонатных толщ для целей поисков полезных ископаемых. ОНТИ-ВИЭМС, 1970 (в печати).

Померанц Л.Б. Факультативно-автотрофные тионовые бактерии, выделенные из подземных вод нефтяных и серных месторождений. Микробиология, т. 35, № 2, 1966.

Померанц Л.Б. Микробиологические процессы в подземных водах Гаурдакского серного месторождения. ДАН СССР, т. 179, № 4, 1968.

Померанц Л.Б. Распространение сульфатредуцирующих и тионовых бактерий и их роль в генезисе самородной серы Гаурдак-Кугитангского района (ТССР). Автореферат дисс.на соиск.уч.степ.канд.биол.наук. М., 1969.

Померанц Л.Б., Беленицкая Г.А. Роль микроорганизмов во вторичных изменениях пород Гаурдакского месторождения. Микробиология, т. XXXIII, вып. I, 1969.

Попов В.И. Некоторые теоретические предпосылки прогнозов сингенетических и эпигенетических осадочных месторождений. Тр. Таш.ГУ, вып. 3. Изд-во "Недра", Л., 1964.

Попов В.И. Верхний плиоцен Туркмении. Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. доктора г.-м. наук. Ашхабад, 1967.

Порошин Ю.В. К вопросу о скорости растворения гипса подземными водами. Ежемес. Горьковск. краев. упр. единой гидрометеорол. службы СССР, № 2-3 (38-39), 1934.

Прянишников С.Е. Трепеловидные породы Шорсу. Полезные ископаемые Шорсу. - Сб. работ НИС САГГГТ. Госиздат Уз.ССР, 1935.

Развитие литологии в СССР и ее ближайшие задачи. Литол. и полезн. ископ., № 5, 1967.

Раевский М.И. Акчагыл устья Палео-Аму-Дарьи. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1967.

Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент, 1959.

Розанов Л.Н., Чирвинская М.В. Выявление древних долин рек методами геофизической разведки. Проблемы палеогеоморфологии. - Материалы VI пленума Геоморфологической комиссии. Изд-во "Наука", М., 1970.

Розенберг М., Поспилишил Л. К вопросу изучения серных бактерий  
Чехословацкая биология, т. 2, вып. 2, 1953.

Романова М.Г. Новые данные по стратиграфии и трещиноватости известняковой свиты верхней юры Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 165, 1961.

Романова М.Г., Смехов Е.М. Трещиноватые породы юры Байсунского и Чаршангинского районов Узбекистана и Туркменистана и их коллекторские свойства. Авторефераты и рефераты научн. трудов ВНИГРИ, вып. 19,

ВНИГРИ, Л., 1959.

Роскош Я.Т. О целестине серных месторождений Предкарпатья. - Сб. Геология месторождений самородной серы. Изд-во "Недра, М., 1969.

Рудник В.А. Определение количественного изменения вещества при метасоматических процессах. Зап.ВМО, ч.91, вып.6, 1962.

Саксеев Г.Т. О генезисе самородной серы на примере Загайпольского месторождения. Литол. и полезн. ископ. № 6, 1969.

Самойлов Я.В. О целестинах Туркестана. - Сб. К вопросу о генезисе некоторых минералов осадочных пород. Типография г-ва Кушнера, М., 1913.

Сахаров В.В. К вопросу о генезисе месторождения самородной серы Шорсу. ГИГХС, Технич.информ., № 1, 1947<sub>1</sub>.

Сахаров В.В. Структурно-литологическая съемка серного месторождения Шорсу. Тр.НИИ, Госхимиздат, 1947<sub>2</sub>.

Сваричевская З.А. Геоморфология Казахстана и Средней Азии. Изд-во ЛГУ, 1965.

Седлецкий В.И. Новые данные по тектонике Гаурдак-Кугитангского р-на. Тр.ГПГК ТССР, вып.2, 1964.

Седлецкий В.И. Особенности проявления соляной тектоники в Гаурдак-Кугитангском районе. - Сб.Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. Изд-во "Наука", М., 1965<sub>1</sub>.

Седлецкий В.И. Экзотектонические явления в отложениях Гаурдакской свиты. Изв.АН ТССР, сер.ФТХ и ГН, № 4, 1965<sub>2</sub>.

Седлецкий В.И. Мезозойские соляные отложения юга Средней Азии. Автореферат дисс.на соиск.уч.степ.доктора г.-м.наук. Новочеркасск, 1970.

Силин-Бекчурин А.И. Специальная гидрогеология. Госгеолиздат, М., 1951.

Силин-Бекчурин А.И. Движение глубоких подземных вод. - В кн. Геохимические методы поисков нефтяных и газовых месторождений. М., 1959.

Словарь по геологии нефти. Гостоптехиздат, М.-Л., 1952.

Соколов А.С. О некоторых закономерностях геологического строения и размещения осадочных месторождений самородной серы. ДАН СССР, т.89, № 4, 1953.

Соколов А.С. Основные закономерности геологического строения и размещения осадочных месторождений самородной серы. Сов. геол. № 5, 1958.

Соколов А.С. Геологические закономерности строения и размещения месторождений самородной серы. Тр.ГИГХС, вып.5, 1959.

Соколов А.С. О генезисе месторождений самородной серы. Литол. и полезн.ископ., № 2, 1965.

Соколов А.С. Геологические предпосылки и поисковые признаки месторождений самородной серы, используемые в прогнозных исследованиях: Краткое методическое руководство по прогнозу месторождений самородной серы среди осадочных образований. Казань, 1968.

Соколов А.С. Состояние и основные проблемы геологических исследований по самородной сере. - Сб.Геология месторождений самородной серы. Изд-во "Недра", М., 1969.

Соколов А.С., Вдовиченко Г.М., Карпенко В.И. Связь выветривания Роздольского месторождения с его древним осушением. БМОИП, отд.геол., т.Х III (4), 1968.

Соколов Д.С. Основные условия развития карста. Госгеолтехиздат, 1962.

Соколова Г.А., Каравайко Г.И. Физиология и геохимическая деятельность тионовых бактерий. Изд-во "Наука", М., 1964.

Соседко А.Ф. Новые данные о месторождениях целестина в Туркмении. Изд-во АН СССР, 1932.

Справочник химика, т.Ш. Изд-во "Химия", М.-Л., 1964.

Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т.П. Гостоптехиздат, Л., 1958.



Сребродольский Б.И. Минералогия серных месторождений Придне-  
стровья. Изд. Львов.ГУ, 1962.

Сребродольский Б.И. Сравнительная кристалломорфологическая  
характеристика самородной серы Роздольского и Гаурдакского место-  
рождений. Минералог. сб. Львов.ГУ, вып.3, № 20, 1966.

Станкевич Е.Ф., Азизов А.И. Сероводородные воды Среднего  
Поволжья. Тр.Геол.ин-та, вып.20, г.Казань, 1968.

Стадук М.Ф. Проблема окислительно-восстановительного потен-  
циала в геологии. М., "Недра", 1968.

Страхов Н.М. Стадии образования осадочных пород и задачи их  
изучения. - В кн. Методы изучения осадочных пород. Госгеолтех-  
издат, М., 1960.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т.1-3. Изд-во АН СССР,  
М., 1960-1962.

Страхов Н.М., Логвиненко Н.В. О стадиях осадочного пороодооб-  
разования и их наименовании. ДАН СССР, т.125, № 2, 1959.

Татаринов П.М. Сера. Курс нерудных месторождений. Горгеол-  
нефтеиздат, М.-Л.-Новосибирск, 1934.

Татаринов П.М. Условия образования месторождений рудных и  
нерудных полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, М., 1955.

Татаринов П.М. Условия образования месторождений рудных и  
нерудных полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1963.

Татарский В.Б. О номенклатуре и классификации карбонатного  
материала по размеру зерен. Вест.ЛГУ, сер.геол. и геогр., вып.4,  
№ 24, 1959.

Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. - Материалы  
Тектон.совещ. в Ашхабаде в октябре 1964 г. Изд-во "Наука", М., 1966

Теодорович Г.И. Сера, как поисковый признак на нефть. ДАН  
СССР, т.34, № 4-5, 1942.

Теодорович Г.И. Сера в Бугурусланском нефтяном районе. ДАН  
СССР, т.39, № 3, 1943.

Теодорович Г.И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. Изд.АН СССР, 1950.

Тетухин Г.Ф. К истории формирования четвертичного покрова и рельефа равнин юго-западного Узбекистана. Гидрогеология и инженерная геология аридной зоны СССР, вып.2, Ташкент, 1966.

Толстихин Н.И., Гуревич М.С., Любомиров Б.Н., Торгованова В.Б. Гидрогеология. Спутник полевого геолога-нефтяника, т.П. Гостоптехиздат, Л., 1954.

Толстихин Н.И., Дзенс-Литовский А.И. Подземные воды соляных месторождений. Тр.ЛГГП АН СССР им.Ф.П.Саваренского, т.Ш, 1948.

Требования промышленности к качеству минерального сырья. Самородная сера. Вып.47, Госгеолтехиздат, М., 1961.

Троицкий В.И. Фациально-палеогеографическая характеристика рэт-юрских формаций в Южном Узбекистане. БМОИП, № 5, 1961.

Троицкий В.И. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. Изд-во "Недра", Л., 1967.

Уклонский А.С. Месторождение Шорсу. III Всесоюзн.съезд геологов. Ташкент, 1928.

Уклонский А.С. Парагенезис серы и нефти. Изд-во Уз.ФАН ССР, Ташкент, 1940.

Уклонский А.С. Генезис целестина. Бюлл.САГУ, вып.23, Ташкент, 1945.

Уклонский А.С. К геохимии самородной серы. Уз.геол.журнал, № 6, 1964.

Утробин В.Н. Закономерности развития и истории формирования древнего погребенного рельефа Волнии, Подолии и Предкарпатья. Проблемы палеогеоморфологии. - Матер.УІ пленума Геоморф.комиссии. Изд-во "Наука", М., 1970.

Холодов В.Н. и др. Об эпигенетической зональности уранового оруденения в нефтеносных карбонатных породах. Изв.АН СССР, сер. геол., № I, 1961.

Холодов В.Н. О терминах, применяемых при изучении вторичных изменений осадочных пород. Литол. и полезн. ископ., № 6, 1970.

Худайназаров Г., Коган В. О битуминозности Гаурдакского серного месторождения. Изв. АНТССР, № 5, 1958.

Чумаков И.С. Плиоценовые и плейстоценовые отложения долины Нила в Нубии и Верхнем Египте. Тр. АН СССР, вып. 170. Изд-во "Наука" М., 1967.

Шафрановский И.И. Кристаллы минералов. Кривогранные скелетные и зернистые формы. Госгеолтехиздат, М., 1961.

Шафрановский И.И., Мокиевский В.А. Условия роста, геометрия и симметрия скелетных кристаллов. Зап. ВМО, ч. 85, вып. 2, 1956.

Шмариевич Е.М. Концентрации редких элементов, связанные с кислородной пластовой зональностью водоносных горизонтов. - Сб. Состояние и задачи советской литологии. т. П. Изд-во "Наука", М., 1970.

Штернина Э.Б. Растворимость гипса в водных растворах солей. Изв. сектора физ.-хим. анализа, ин-т общ. и неорганич. химии, т. ХУП. Изд-во АН СССР, М.-Л., 1949.

Шшкин Н.П. Особенности современного отложения серы из подземных вод. Геохимия, № 8, 1962<sub>1</sub>.

Шшкин Н.П. О признаках гидротермальной деятельности в нефтеносных районах Средней Азии. Геол. нефти и газа, № 1, 1962<sub>2</sub>.

Шшкин Н.П. Метасоматический тип месторождений самородной серы и его место в общей схеме катагенеза. Тезисы докладов, представленных на заседание по геологии самородной серы. Изд. Госкомитета по химии, 1963.

Шшкин Н.П. Особенности геологического строения и генезиса Октябрьского месторождения самородной серы. Зап. Тадж. отд. ВМО, вып. 2, 1964<sub>1</sub>.

Шшкин Н.П. О пере кристаллизации гипса сероотлагающими растворами. Зап. ВМО, ч. 93, вып. 1, 1964<sub>2</sub>.

Ошкин Н.П. Возраст экзогенных месторождений серы. Литол. и полезн. ископ. № 1, 1966.

Ошкин Н.П. Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. Изд-во "Наука", Л., 1968<sub>I</sub>.

Ошкин Н.П. Принципы классификации, размещение и структурные особенности сероносных территорий. Тр. Геол. ин-та, вып. 20, г. Казань 1968<sub>2</sub>.

Ошкин Н.П. Метасоматический тип месторождений самородной серы и его место в общей схеме катагенеза. - Сб. Геология месторождений самородной серы. Изд-во "Недра", М., 1969.

Яковлева Н.А., Ошкин Н.П. К вопросу о генезисе серного месторождения Шорсу. Уз. геол. журнал, № 3, 1962.

Яншин А.Я. Геология Северного Приаралья. Стратиграфия и история геологического развития. - Матер. к познанию геол. строения СССР, нов. сер., вып. 15 (19). Изд-во МОИП, 1953.

Anson W.W., Sharp J.T. Surface and rock head relief features in the northern part of the Northumberland coalfield. Univ. Durham Kings College Dept Geogr. Res. Series, N°2, 1962.

Berg G. Zur Bildung von Schwefel im Gips. Zeitschrift für praktische Geologie, Heft 11/12, 1917.

Bischof G. Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. Bonn., 1863.

Blanc A.C. La stratigraphie de la plaine cotiere de la Basse Versilia (Italie) et la transgression flandrienne en Mediterranée. Revue de géogr., Phys. et Geol. dynam., vol.9, N°2, 1935.

Czerminski I. Struktury mikroorganogeniczne siarki w tortonie. Kwart. geolog., t.6, N°2, 1960.

Dessau G., Iansen M.L., Nakai N. Geology and isotopic studies of Sicilian sulphur deposits. Econ. geol., v.37, N°3, 1962.

Feely H.W., Kulp I.L. Origin of Gulf-Coast salt dome sulphur deposits. Bull. of the Amer. Assoc. of Petrol. Geolog., v.41, N°8, 1957.

Fowler A. A deep bore in the Cleveland Hills. (Concluded), Geol. magazine, v.61, N°6, 1944.

Goldman M.I. Deformation, metamorphism and mineralization in gypsum-anhydrite caprock. Bull. Geol. Soc. America, v.50, 1952.

Grinenko W.A. Untersuchung der Bildungsverhältnisse sedimentärer Schwefel-Lagerstätten. B.12, N°1. Berlin, 1967.

Gualtieri R. The origin of Italian sulphur. New lines of research, UNESCO Experience Paper, 1949.

Gualtieri R. Sulla formazione di minerale Solfifera e di calcarea da rocce solfatiche. Ind. mineraria, v.10 (2 nd.ser.), 1959.

Hanna M.A., Wolf A.G. Texas and Louisiana salt, dome cap-rock minerals. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geolog. v. 18, N° 12, 1934.

Jones G.E., Starkey K.L., Feely H.W., Kulp I.L. Biological origin of native sulphur in salt domes of Texas and Louisiana-Science, v.123, N°3208, 1956.

Laszkiewicz A. Siarka i celestyn Tarnobrzega i Skydlewa. Arch. mineral (Polska Acad. nauk), t.20, N° 1-2, 1956.

Martin R. Principles of paleogeomorphology.- Trans. Canad. Inst. Mining Metallurgy, v.63, 1960.

Mitchell I. A note on a method of staining to distinguish between calcite and dolomite. Colonial geology and mineral resources, vol.6, N°2, 1956.

Mursalev P.M. Genesis of some sulphur deposits of the USSR. Econ. geol., vol.32, N°1, 1937.

Owen B.B., Brinkley S.R. Calculation of the effect of pressure upon ionic equilibria in pure water and in salt solutions, Chem. Revs., 29, 461, 1941.

Pawlowska K. Ogipsach, siarke rodzimej i pogipsowych skalach Swietokszynskiego miocenu Ksiega pamiatkowa prof. J.Samsonowicza, pl.14, Warszawa, 1962.

Pawlowski S. Problemy siarki rodzimej Pracy Inst.Geol., t.XXX, Warszawa, 1960.

Schnellmann G.A. Formation of sulphur by reduction of anhydrite at Ras Gansa. Egypt. Economic Geology, v.54, N°5, 1959.

Stewart F.H. The petrology of the evaporites of the Eskdale No.2 boring, East York-Shire. Part I. The lower evaporite bed.- J. Mineralogical Soc., v. 28, N° 206, 1949.

Taylor R.E. Origin of the cap rock of Louisiana salt domes. Louis. Geol. Surv. Bull. , N°11, 1938.

Thode H.G., Wanless K.K., Wallouch R. The origin of native sulphur deposits from isotopic fractionation studies. Geochim. et cosmochim. acta, v.3, 1954.

Zlotowski J., Stroka A. A study of the relative abundance ration of isotopes  $S^{32}$  and  $S^{34}$  in some Polish native sulphur deposits. Nukleonika, v.5, N°5, 1960.

ФОНДОВАЯ ЛИТЕРАТУРА<sup>х)</sup>

Банченко М.С. Отчет по геолого-разведочным работам, проведенным на Гаурдакском месторождении калийных солей в 1945-1950 г.г. Фонды КГРЭ, Гаурдак, 1951.

Баталина Г.Я. Петрографическое изучение серных руд и вмещающих пород главнейших месторождений серы Средней Азии. Фонды ГИГХС, М., 1948.

Беленицкая Г.А. Строение пра-долины р.Кугитанг-Дарьи в районе Карлякского калийного месторождения. Отчет Поспелова и др., 1966.

Беленицкая Г.А. Палеогидрогеологические и палеохимические условия формирования серных месторождений Гаурдак-Кугитангского района. В отчете В.Н.Озябкина, Г.А.Беленицкой и др. Гидрогеологические условия Гаурдак-Кугитангского района и связанные с ними вопросы палеогидрогеологии. Фонды ВСЕГЕИ, Л., 1967.

Беленицкая Г.А. Палеогеоморфологические, палеогидрогеохимические и тектонические исследования при литолого-фациальном анализе зон гипергенеза (на примере Гаурдак-Кугитангского района). В отчете Писарчик и др., 1968.

Гуревич М.С., Дутова Е.Н. и др. Поисковые гидрогеохимические показатели месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых на примере отдельных районов Средней Азии. Фонды КГРЭ, Гаурдак, 1964.

Гуревич М.С., Казаков В.Ф., Симова Г.В. Условия формирования основных типов гидрохимических разрезов артезианских бассейнов Восточной Туркмении. Л., Фонды ВСЕГЕИ, Л., 1969.

Жданов Н.П. Отчет о дополнительных гидрогеологических исследованиях на Гаурдакском серном месторождении, проведенных в 1961-1962 г.г. Фонды ТГУ, Ашхабад, 1963.

---

х) Ссылки на отчеты в тексте помечены буквой Ф (например, 1966Ф).



Иванов В.А., Парникель Е.С., Горбачев М.Г. Гаурдакское серное месторождение. Отчет о геолого-разведочных работах, проводившихся в 1948-1956 г.г. Фонды КГРЭ, Гаурдак, 1956.

Калугин Н.П. Отчет о гидрогеологических исследованиях в Гаурдак-Кугитангском районе, произведенных в 1932-1933 г.г. Фонды ТГУ, Ашхабад, 1934.

Камышев Н.Н., Айзберг Г.Е. Отчет Кугитангской партии по геолого-съёмочным работам масштаба 1:100000 за 1955-1958 г.г. Материалы к Гос.геол. карте м-ба 1:200000. Лист -41-XXIV. Фонды ВСЕГЕИ, Л., 1960.

Кан Р.Я. Отчет о результатах геолого-поисковых работ на серу в районе Западных отрогов хр.Кугитанг-Тау. Фонды КГРЭ, Гаурдак, 1958.

Коган В.Д. Минералогия, закономерности размещения и генезис серных руд Гаурдака. Дисс.на соиск.уч.ст.канд.г.-м.наук. Фонды ТГУ, Ашхабад, 1961.

Коноплянцев А.А. Гидрогеология серного месторождения Гаурдак. Фонды ГИГХС, М., 1947.

Мирошниченко В.П., Лаптиева Е.М. Гаурдакское серное месторождение. Фонды ВСЕГЕИ, Л., 1941.

Ляшенко Ю.К., Железнов В.М., Калабина М.Г., Мамжирова Г.А., Пославская О.Ю. Геологическая карта юго-западных отрогов Гиссарского хребта (листы -42- XIII и -42-XIX) масштаба 1:200000. Отчет Ак-Рабатской ГСП за 1957 г. Фонды ВСЕГЕИ, Л., 1958.

Озябкин В.Н., Беленицкая Г.А., Маковская Н.Е., Померанц Л.Б. Гидрогеологические условия Гаурдак-Кугитангского района и связанные с ними вопросы палеогидрогеологии. Фонды ВСЕГЕИ, Л., 1967.

Парникель Е.С., Огибин В.Н. Гаурдакское серное месторождение. Отчет о геолого-разведочных работах, проведенных Гаурдакской разведочной партией в 1954-1958 г.г. на IV участке месторождения. Фонды ТГУ, Ашхабад, 1958.

Парникель Е.С. Гаурдакское серное месторождение. Предварительный отчет о геолого-разведочных работах, проведенных Гаурдакской ГРЭ за период с I.X.1958 по I.I.1963. Фонды ТГУ, Ашхабад, 1963.

Парникель Е.С. Гаурдакское месторождение серы. Отчет о геолого-разведочных работах, проведенной Гаурдакской ГРЭ. Фонды ТГУ, Ашхабад, 1966.

Парникель Е.С., Мельникова Н.Ф. и др. Гаурдакское месторождение серы. Отчет о геолого-разведочных работах, проведенных Гаурдакской ГРЭ за период с I.X.1958 по I.I.1965. Фонды ТГУ, Ашхабад, 1965

Пертенава В.А., Логачева А.Н., Расулов Д.Р. Геологический отчет Тюбегатанской ГРП за 1959-1961 г.г. с оперативным подсчетом запасов серы и калийных солей по состоянию на I.I.1962 г.г. ВГФ, 1962.

Писарчик Я.К., Беленицкая Г.А. и др. Методика литолого-фациального анализа гипергенно-измененных галогенно-карбонатных толщ для целей поисков полезных ископаемых. Фонды ВСЕГЕИ, Л., 1968.

Померанц Л.Б. Распространение сульфатредуцирующих и тионовых бактерий и их роль в генезисе самородной серы Гаурдак-Кугитангского района (Туркменская ССР). Дисс. на соиск.уч. степ. канд. бийл. наук, ВГФ, 1969.

Пославская О.Ю. Четвертичные отложения Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта. В отчете Ляшенко Ю.К. и др., 1958. Фонды ВСЕГЕИ.

Поспелов А.П., Маковская Н.Е., Беленицкая Г.А. Гидрогеологические условия бассейна р.Кугитанг-Дарьи. Фонды ВСЕГЕИ, Л., 1966.

Седлецкий В.И., Скосырский М.Л. Отчет по геолого-съемочным и поисковым работам, проведенным на площади Гаурдакского поднятия и участке Балахана Кызыл-Мазарской ЦРП в 1957-1964 г.г. Фонды КРРЭ, Гаурдак, 1964.

Седлецкий В.И., Поддубный Н.П., Еременко Н.С. и др. Отчет о детальной разведке Карлыкского месторождения калийных солей.

Фонды ТГУ, Ашхабад, 1967.

Соколов А.С. Отчет о гидрогеологических и инженерно-геологических работах, проведенных на серном руднике Гаурдак летом 1945 г. Фонды ГИГХС, М., 1945.

Соколов А.С. Перспективы поисков месторождений самородной серы в СССР. Фонды ГИГХС, М., 1949.

Соколов А.С. Геологические закономерности строения и размещения осадочных месторождений самородной серы. Дисс. на соиск. уч. ст. доктора г.-м. наук, Фонды ГИГХС, 1957.

Соколов А.С., Зверев А.С. Серное месторождение Гаурдак. Отчет о геологических исследованиях, производившихся летом 1945 г. Гаурдакской серной партией ГИГХС<sup>а</sup> на серном месторождении Гаурдак. Фонды ГИГХС, М., 1946.

Томашаев К. Петрография карбонатных пород верхней юры Кугитанг-Тау. Диссертация на соискание ученой степени канд. г.-м. наук. Фонды ТГУ, Ашхабад, 1963.

Трухачева А.Г. Химико-минералогическая характеристика серных руд и пород IV участка Гаурдакского месторождения. Фонды ГИГХС, М., 1958.

Трухачева А.Г., Бурлакова А.Я. Сравнительная литология серных руд главных месторождений СССР. Фонды ГИГХС, М., 1956.

Трухачева А.Г., Матросова З.А. Сравнительная литология серных руд главных месторождений СССР и процессы серообразования. Фонды ГИГХС, М., 1955.

Фрейберг Г.И. Отчет по гаурдакской скважине № 1 ТГУ, 1939-1941 г.г. Фонды ТГУ, Ашхабад, 1941.