



В.Н.ХОЛОДОВ З.Р.КИКНАДЗЕ

КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА



« НАУКА »

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В.Н. ХОЛОДОВ, З.Р. КИКНАДЗЕ

**КОЛЧЕДАННЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ
БОЛЬШОГО КАВКАЗА**

Труды, вып. 419

Основаны в 1932 году



МОСКВА
"НАУКА"
1989

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute
V.N.Kholodov, Z.R.Kiknadze
Pyrite deposits of the Great Caucasus
Transactions, vol. 419

Колчеданные месторождения Большого Кавказа / В.Н.Холодов, З.Р.Кикнадзе. - М.: Наука, 1989 - 189 с. (Труды ГИН; Вып. 419). - ISBN 5-02-001971-2

В работе приводятся геолого-тектоническая и литолого-геохимическая характеристика колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Большого Кавказа (Катех, Кацдаг, Фелизчай, Кизил-Дере). Особое внимание уделяется литолого-геохимическим особенностям рудовмещающих отложений. Доказывается многоэтапность формирования рудных месторождений этого типа. Предлагается новая модель рудообразования, в соответствии с которой пирит-пирротиновые залежи этих объектов представляют собой результат гидротермальной переработки ранее оформившихся сидеритонесных формаций, имевшей место в стадии катагенетических и динамометаморфических преобразований прерых отложений южного склона.

Табл. 25. Ил. 40. Библиогр.: 339 назв.

Рецензенты:

А.Е.Шлезингер, А.К.Лисицин

Редакционная коллегия:

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

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук Н.А.Лисицина

Reviewers:

A.E.Schlezingner, A.K.Lisitzin

Editorial board:

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

Responsible editor

doctor of geology and mineralogy sciences N.A.Lisitzina

"Одной из самых увлекательных задач исследования минеральных месторождений является отыскание в них таких признаков, которые позволяют делать заключение об условиях образования этих месторождений."

А.Н.Заварицкий

ВВЕДЕНИЕ

Исследование колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений представляет большой интерес в связи с крупным промышленным значением этих образований. Подавляющее большинство колчеданных руд сложено сульфидами, среди которых преобладают пирит и пирротин. Реже с ними ассоциируются халькопирит, борнит, офелерит, галенит, блеклые руды и другие рудные минералы. В качестве примесей в них содержатся висмут, кобальт, селен, теллур, кадмий, таллий, индий, золото, серебро и ряд других химических элементов.

Среди колчеданных месторождений руды карельского типа используются для добычи серного колчедана и получения серной кислоты, уральского типа - для выплавки меди, алтайского типа - как минеральное сырье для получения меди, свинца и цинка. Широкий геохимический спектр элементов-примесей сильно повышает промышленную ценность колчеданно-полиметаллических руд и привлекает внимание геологов к разработке теоретических основ поисков и разведки этих месторождений.

Общезвестно, что представление о способе образования того или другого рудного объекта является основой теоретических разработок. Может быть поэтому споры о происхождении колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений продолжают и даже усиливаются в течение последнего пятидесятилетия. Несмотря на значительные расхождения в представлениях о генезисе колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений благодаря работам А.Н.Заварицкого, В.И.Смирнова, М.Б.Бородаевской, А.В.Пака, Н.С.Скрипченко, Н.Г.Щербы, Г.Ф.Яковлева, Г.А.Твалчрелидзе, В.И.Буадзе, А.И.Кривцова, Н.К.Курбанова, а за рубежом - Х.Борхерта, Т.Ватанебе, А.Кинкела, В.Мармо и других авторов были установлены следующие закономерности:

1. Рудные тела колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений представляют собой своеобразное сочетание пластовых тел и штокверков. При этом стратиформная часть рудных залежей обычно залегает согласно с вмещающими их эффузивными, вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями, а жильные формы резко пересекают сложность.

2. Колчеданные месторождения - многостадийные рудные скопления, сформировавшиеся на протяжении нескольких этапов. В образовании сульфидов некоторых генераций бесспорно принимали участие гидротермальные рудоносные растворы с температурой 200-300°C.

3. По степени пространственной связи с эффузивными проявлениями среди всего многообразия колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд выделяются три различные группы: вулканогенно-метасоматические; комбинированные; вулканогенно-осадочные.

К первой группе относятся месторождения, в которых рудные скопления сульфидов концентрируются среди эффузивов или пирокластических пород, например, рудные тела колчеданных месторождений Малого Кавказа, Курильских островов, Урала.

Ко второй группе относятся месторождения, залежи которых локализируются как среди эффузивов, так и среди осадочных толщ. Это — руды типа "куроко", широко развитые в миоценовых толщах Японии.

Третья группа колчеданных месторождений включает месторождения сульфидов, залегающие в осадочных сланцевых толщах, пространственно не связанные с эффузивными образованиями. В этом случае генетическая зависимость рудообразования от эффузивной деятельности обычно строится на теоретических предположениях.

К третьей группе колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений принадлежат всемирно известные скопления сульфидов в Рио Тинто (Испания), в Аделаиде (Австралия), а также в Меттене и Раммельсберге (ФРГ). В эту же группу входят месторождения Филизчай, Кизил-Дере, Кацдаг и Катех, локализованные в юрских сланцевых толщах Большого Кавказа. Именно этим генетически очень сложным объектам и посвящена наша монография.

Колчеданно-полиметаллическая и медно-пирротиновая минерализация очень широко распространена в нижне-среднеюрских глинисто-сланцевых толщах Большого Кавказа. Здесь известны сотни мелких рудопроявлений, которые принято объединять в огромную полосу субкавказского простирания, вытянутую вдоль Главного Кавказского хребта. Эта полоса сульфидных рудопроявлений, известная под названием "Медно-пирротинный пояс Большого Кавказа", прослеживается в длину более чем на 1000 км, от р.Мзымта на северо-западе до р.Агричай на юго-востоке, и довольно четко приурочена к осевой части нижне-среднеюрской геосинклинали.

На фоне многочисленных мелких рудопроявлений в пределах медно-пирротинового пояса выделяются наиболее крупные месторождения — Филизчай, Кизил-Дере, Кацдаг, Катех, Курдул, Мачкалор, Аданге, Дыхих и др.

Основные выводы предлагаемой вниманию читателей книги опираются на фактический материал, характеризующий руды и рудовмещающие отложения сульфидных месторождений Кизил-Дере и Филизчай. Именно эти рудные объекты мы рассматривали как самые типичные колчеданно-полиметаллические залежи медно-пирротинового пояса Большого Кавказа. Именно в их пределах на протяжении 1979-1983 гг. были развернуты полевые работы, описывались и изучались обнажения, велись наблюдения за кернами скважин и документировались горные выработки. Все остальные месторождения, упомянутые в монографии, охарактеризованы авторами по литературным данным.

Следует подчеркнуть, что при обработке собранного и анализе литературного материала авторы особое внимание уделяли литолого-геохимической характеристике рудовмещающих отложений. Такая направленность исследований была в значительной мере продиктована тем обстоятельством, что многочисленные работы были направлены преимущественно на изучение вещественного состава и генезиса руд. Проблемы же формирования рудовмещающих отложений, закономерностей распределения химических элементов в рудных и безрудных породах месторождений и другие литолого-геохимические аспекты рудообразования долгое время оставались вне поля зрения исследователей. Более того, в тех случаях, когда они и привлекали внимание, вследствие отсутствия надежных стратиграфических схем эти аспекты рассматривались оторванно от особенностей осадконакопления всего юрского палеоводоёма в целом, реконструировались только в пределах данного участка. Такой подход сам по себе заключал возможность ошибочных генетических толкований.

Нельзя также не отметить, что в настоящее время общепринятой считается гипотеза эффузивно-осадочного генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Кизил-Дере и Фелизчай. Суть ее заключается в том, что эти объекты были сформированы в два этапа. На первом этапе происходит образование сульфидных залежей во впадинах дна морского палеоводоёма в связи с разгрузкой в них подводных гидротерм. Процесс этот шел по типу современного Красного моря (впадина Атлантик-П). Второй этап сводится к гидротермальным наложениям медно-пирротиновой минерализации на ранее сформированные протосульфидные тела.

Если последовательность и условия гидротермально-метаморфической переработки руд на многих месторождениях изучены достаточно полно, то первый этап гидротермально-осадочного рудообразования представлен в научной литературе чрезвычайно отрывочно и невнятно. Фациальные обстановки во впадинах ниже-среднеюрских морей обычно характеризуются крайне схематично, а исходные данные для построений палеогеографических карт выглядят весьма сомнительно.

В связи со сложившимся положением в данной монографии мы были вынуждены уделить наибольшее внимание именно седиментационному периоду рудогенеза. Так как важная составная часть эффузивно-осадочной гипотезы колчеданного рудообразования — аналогия между древним рудоаккоплением и современными процессами сульфидообразования в Красном море, мы попытались именно с этих позиций проанализировать собственные данные и огромный опубликованный материал зарубежных и советских исследователей. Полученные результаты, как нам кажется, довольно убедительно опровергают экстазивно-осадочный генезис протосульфидных скоплений и тем самым подрывают основы эффузивно-осадочной концепции рудогенеза.

Альтернативой является гипотеза катагенетического формирования протопиритовых рудных тел за счет материнских сидеритоносных толщ. При этом сравнительные литологические исследования показали, что сидерит в глинистых толщах, заполняющих конседиментационные впадины дна ниже-среднеюрских палеоморей, находился в рассеянном состоянии, формировал сидеритовые и сидероплезитовые конкреции и слалгал струженные конкреционные тела и линзы, формирующие рудные тела сидеритовых залежей. Весь этот комплекс дорудных скоплений был образован седиментационно-диагенетическими процессами, протекавшими в обстановке морского палеоводоёма, субсинхронного мощному угленакоплению на суше. В процессах ализионного катагенеза и последующего динамометаморфизма этот сидерит мог гидролизироваться, раствориться в карбонатно-сероводородных водах под большим давлением и при высоких температурах и при отжимании в трещины и пласты-коллекторы образовать протопиритовые тела, усложненные впоследствии наложением высокотемпературных сульфидов полиметаллов и метаморфогенного пирротина.

Очевидно, что предлагаемая нами новая гипотеза колчеданно-полиметаллического рудообразования существенно отличается от эффузивно-осадочной именно в своей седиментационно-диагенетической части. Последующее наложение гидротермальной деятельности и метаморфизма в обоих случаях довольно сходны. Отмеченные особенности в значительной степени оправдывают то внимание, которое в нашей монографии уделяется проблемам стратиграфических сопоставлений, анализу палеогеографических и литолого-фациальных обстановок, геохимических закономерностей формирования конкреций и минералообразования в ялах древних палеоводоёмов.

В книге охарактеризованы те общие минералого-геохимические, литологические и структурно-тектонические особенности колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Большого Кавказа, благодаря которым их можно рассматривать как эталоны рудообразования в глинисто-сланцевых толщах. Возможно, что новые представления о колчеданно-полиметаллическом оруденении как результате катагенетической переработки сидеритоносных отложений найдут применение в объяснении генезиса сходных месторождений в других регионах мира.

В заключение следует отметить, что в последнее время в учении о рудных месторождениях существенно трансформировались представления о гидротермальном процессе в целом. В 50-60-х годах гидротермальные воды рассматривались как правило как производное магматической или эффузивной деятельности. В 70-х годах специалисты все большее значение в круговороте воды стали придавать литогенетическим циклам. Благодаря работам А.И.Германова, А.М.Овчинникова, Е.А.Баскова, А.В.Шербакова, И.К.Зайцева, А.А.Карцева и ряда других стало очевидным, что вода с поверхности Земли извлекается в большом количестве из Мирового океана дисперсными осадками, увлекается вместе с ними на большие глубины и высвобождается из осадочных пород под действием высоких температур и давлений в связи с уплотнением осадочных образований, минеральными трансформациями, метаморфизмом и палингенезом. Все эти гидротермальные, часто металлоносные воды, не связанные непосредственно с интрузивной и эффузивной деятельностью, могут являться непосредственной причиной формирования разнообразных сульфидных месторождений.

Более того, изотопные исследования позволяют довольно определенно утверждать, что количество ювенильной воды в общем потоке гидротермального поступления ничтожно мало. По данным ряда геохимиков и гидрогеологов, оно не превышает 5-10% от общей ее массы. Если все это так, то несомненно разрывается та пространственно-генетическая связь, которая всегда существовала между интрузиями или эффузивами и рудными месторождениями в представлении геологов-плутонистов. Гидротермальные воды формируются по другим законам. Они оказываются чуждыми батолитам, лакколитам, дайкам, покровам и другим магматогенным проявлениям, а закономерности их локализации обуславливаются общим развитием осадочно-породных бассейнов, инверсионным складкообразованием, положением разломов и зон повышенной трещиноватости, а также пластов-коллекторов.

В связи со сказанным несколько меняется представление о генезисе гидротермального минералообразования и рудогенеза на поздних стадиях развития исследованных нами месторождений (медно-пирротиновых и полиметаллических). В книге сделана попытка увязать их с киммерийской историей развития Кавказской геосинклинали.

В книге использованы материалы Т.М.Гурешидзе, характеризующие рудоносные толщи месторождения Катех и ряда других районов Южного склона Большого Кавказа, а также некоторые принадлежащие ему микрофотографии руд и пород. Математическая часть геохимических исследований была выполнена А.В.Абрамовым. Некоторые разделы написаны при его непосредственном участии. При проведении полевых работ большую помощь авторам оказали сотрудники Ахтынской и Физичайской ГРП М.М.Курбанов, С.Г.Гусейнов, Э.Г.Эмирханов, С.А.Агаев и И.А.Мамедов. Этим исследователям авторы искренне признательны. Особую благодарность хотелось бы выразить старшему инженеру О.А.Дворецкой за участие в камеральных работах и в подготовке публикации.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Общая характеристика региона

Большой Кавказ представляет собой крупный мегантиклинорий, вытянутый с северо-запада на юго-восток; главной наиболее характерной особенностью этой тектонической структуры является отчетливо выраженная асимметрия склонов и наличие неравнозначных по ширине сегментов, отчетливо прослеживающихся в поперечном сечении. По ширине Северный склон Большого Кавказа (до 100–125 км) почти втрое превышает Южный (39–40 км).

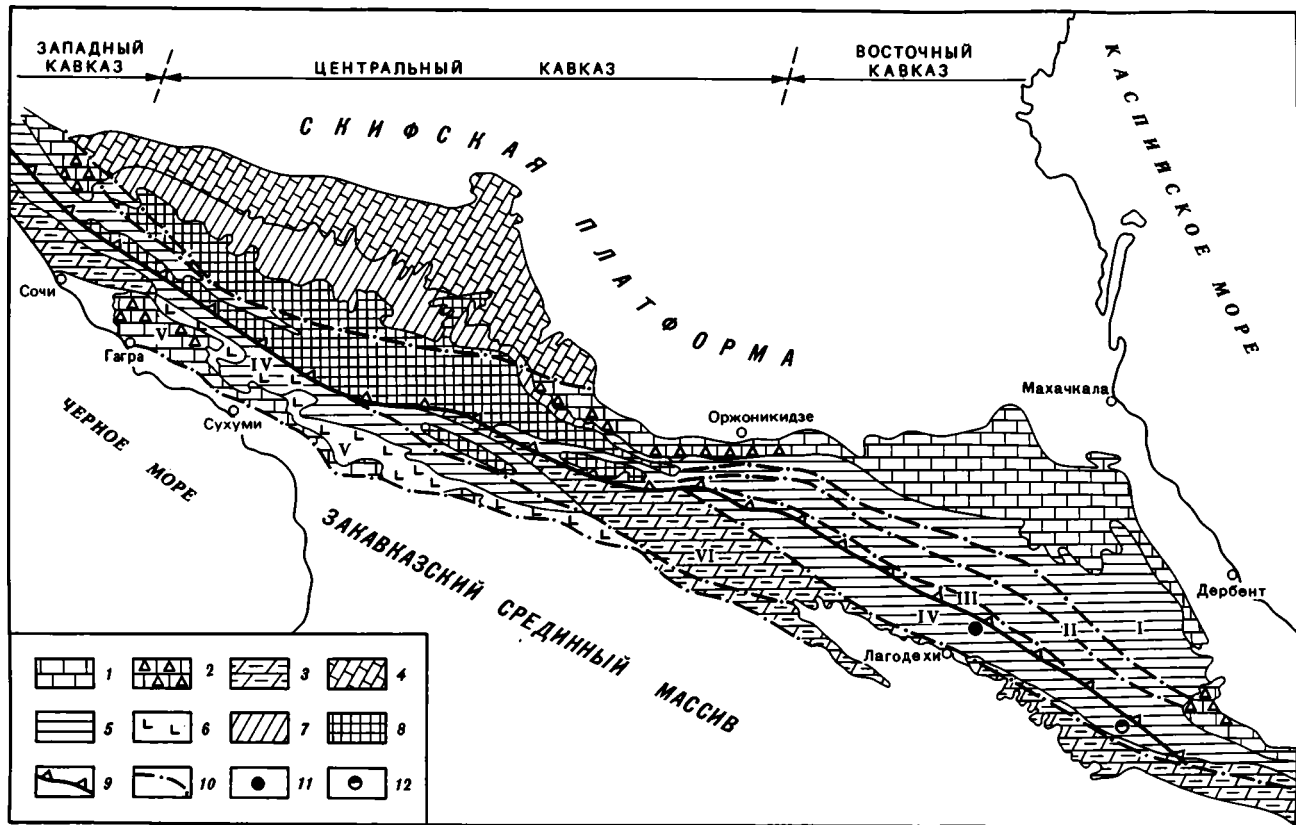
Такая асимметрия склонов объясняется изменением крутизны наклона и горизонтальной амплитуды Главного Кавказского надвига, который играет определяющую роль в строении этого региона (рис.1). Параллельно ему прослеживается целый ряд продольных разломов и линейных складок, причем напряженность тектонических деформаций отчетливо возрастает по направлению к осевой зоне.

В продольном направлении благодаря развитию поперечных тектонических разломов Большой Кавказ разделяется на несколько приподнятых и опущенных сегментов: центральный, западный и восточный [Милановский, Хаин, 1963; Твалчре-лидзе, 1972; и др.]. Наиболее приподнят центральный сегмент, а наиболее опущены – северо-западное и юго-восточное окончания мегантиклинория.

По геолого-тектоническим особенностям строения и развития в пределах Большого Кавказа можно выделить десять зон; центральная зона воздымания кристаллического ядра характеризуется широким развитием палеозойских, а возможно и докембрийских пород [Короновский, Белов, 1987]. В сложной и длительной истории тектонических движений Кавказской геосинклинали отчетливо проявляются две противоположные тенденции: 1) формирование линейных, прослеженных на сотни километров в общекавказском направлении, структурно-формационных зон; 2) одновременное развитие движений вдоль поперечных поднятий и прогибов, с которыми связано подразделение геосинклинали на отдельные сегменты. Первая тенденция привела к образованию различных зон развивающейся геосинклинали, а вторая – к индивидуализации самостоятельных блоков, определивших конседиментационный режим осадконакопления.

В пределах Большого Кавказа устанавливаются варисский, древнекеммерийский, а также ранне- и позднеальпийский циклы складчатости. На площади Кавказской геосинклинали, с северо-востока ограниченной Скифской платформой, а с юго-запада – Закавказским срединным массивом, эти циклы складчатости проявились по-разному [Адамия и др., 1987а, б].

Варисская складчатость и связанные с ней гранитообразование и региональный метаморфизм охватили районы, прилегающие к Скифской платформе и Закавказскому массиву; центральная же часть геосинклинали не была затронута этими процессами, и здесь продолжалось непрерывное осадконакопление в течение всего палеозоя и триаса.



Р и с. 1. Схема геологического строения Большого Кавказа (использованы материалы Г.А.Твалчредидзе, В.В.Чернышова, О.А.Осетрова, Г.И.Иванова, Н.К.Курбанова и данные тектонической карты Кавказа масштаба 1:100000 под ред. П.Д.Гамкредидзе, 1974 г.)

Среднеальпийский этап (J_3-Pg_2): I-3 - зоны с геосинклинальным развитием: I - карбонатная формация, 2 - рифовая субформация, 3 - терригенно-карбонатная флишевая формация; 4 - зоны с субплатформенным (многогеосинклинальным) развитием - карбонатная, терригенно-карбонатно-флишевая, рифовая формации. **Раннеальпийский этап** (J_1-2): 5,6 - зоны с геосинклинальным развитием: 5 - песчано-глинистая (глинисто-сланцевая, аспидная) формация, 6 - спилит-диабазовая (эффузивы и силы доскладчатые) формация; 7 - зоны с субплатформенным многогеосинклинальным развитием - песчано-глинистая (аспидная) формация. 8 - герцинский этап ($Pz-T$) - нерасчлененный интрузивно-метаморфический комплекс; 9 - Главный надвиг; 10 - региональные разломы; 11 - колчеданно-полиметаллическое месторождение Филдзчай; 12 - медно-колчеданное месторождение Кизил-Дере. I-VI - структурно-формационные зоны первого порядка: I - антиклинорий Бокового хребта; II - Бежтинский синклинорий; III - антиклинорий Главного хребта; IV - зона Южного склона; V - Гагра-Джавская зона; VI - Рача-Тянетская и Кахетинско-Вандамская зоны

Древнекеммерийская фаза проявилась в зоне Южного склона более интенсивно, чем варисская, однако она не привела к общей складчатости всей этой области. На "незавершенный" характер этого цикла указывает также отсутствие моласс, гранитоидного магматизма и метаморфизма в предъюрское время.

Из раннеальпийских фаз складчатости резко всего проявилась батская (предкелловейская). По данным А.И.Джанелидзе [1942] и И.Р.Кохадзе [1947], она окончательно причленила к Грузинской глыбе южную периферическую часть Южного склона Кавказа. Она же вызвала появление структурного и углового несогласия между слабо деформированной верхней кромкой и интенсивно дислоцированной нижней-средней кромкой, причем между этими двумя толщами наблюдаются весьма существенные литологические отличия. Первая представлена флишеидами, вторая - карбонатами и даже эвапоритами. С этой фазой складчатости связан гранитный магматизм, проявившийся в Абхазии и Сванетии.

Позднеальпийская фаза складчатости привела к смятию в складки осевой части мегантиклинория, совпадающей с Южным склоном Большого Кавказа. Складчатость сопровождалась запрокидыванием и развитием чешуйчатых надвигов и шаржей.

Складчатость этой наиболее молодой фазы замкнула Кавказскую геосинклиналь, превратив ее в ороген. Сравнивая развитие процесса во времени, нетрудно увидеть, что он отражает постепенное сужение геосинклинального бассейна, его "кратонизацию" от периферии к осевой части [Адамия и др., 1987а, б].

Медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения Южного склона Большого Кавказа повсеместно связаны с сильно дислоцированными ниже-среднеюрскими отложениями; их стратиграфия в пределах Дагестана, Азербайджана и Грузии была детально разработана в трудах К.И.Богдановича, В.П.Ренгартена, К.Н.Паффенгольца, Н.В.Тюшина, М.И.Гутмана, В.Д.Голубятникова, Н.Н.Ростовцева, В.В.Вебера, Л.А.Гречихкина, Д.В.Дробышева, Э.Ш.Шихалибеги, Н.Б.Васюевича, В.Е.Хайна, А.Н.Шарданова, Н.В.Живаго, В.Т.Фролова, В.Б.Агаева, Г.К.Касимова, Т.А.Гасанова, Д.И.Панова. В последнее десятилетие, опираясь на зонную хроностратиграфическую шкалу В.Аркелла, принятую в Западной Европе, а также на биостратиграфические исследования на Северном Кавказе, Д.И.Панов [1976] предложил свою схему стратиграфического расчленения ниже-среднеюрских отложений; дополненная данными В.Б.Агаева [1976, 1979] она позволяет

Отдел	Ярус	Подярус	Зоны	Восточный Кавказ (по Д.И. Панову, [1976])		Азербайджанская часть Главного хребта (по Д.И. Панову [1976] и В.Б. Агаеву [1976])				
				Внешняя зона Горного Дагестана	Внутренняя зона Горного Дагестана					
Средний	Байосский	Верхний	Parkinsonia parkinsoni	Цулаварская свита	Средняя подсвита	Хиналукская свита				
			Garantiana garantiana		Нижняя подсвита					
			Strenoceras subfurcatum							
		Нижний	Stephanoceras humphriesianum	Кумухская свита	Хиналукская свита					
			Otoites sauzei							
			Sonninia sowerbyi							
	Ааленский		Ludwigia murchisonae	Игатлинская свита		"Переходная" толща	Кархунская свита			
			Tmetoceras scissum			Кимахурская свита				
						Leioceras opalinum		Гепцайская свита		
			Верхний	Dumorteria levesquei	Карахская свита	Верхне-лахажамская подсвита				
	Нижне-лахажамская подсвита									
	Нижний	Тоарский	Верхний	Haugia variabilis	Свита Ири	Заннкамская свита	Мегиканская свита			
Grammoceras thouarsense						Михренская свита				
						Нюгабская свита				
Средний		Hildoceras bifrons	?	"Полосчатая" толща	Цейлаханская свита	Гудурская свита				
							Нижний	Haproceras falcifer	?	Циклаурская свита
Пинсбахский		Домерский	Pleuroceras spinatum	Кистинская свита	Белоканская свита					
			Amaltheus margaritatus							
			Prodactyloceras davnei							
			Tragophyloceras ibex							
			Uptonia jamesoni							

Р и с. 2. Схема стратиграфического сопоставления ниже-среднеюрских отложений Восточного Кавказа и азербайджанской части Главного хребта

детально сопоставить рудосодержащие отложения различных районов Южного склона Большого Кавказа так, как это показано на рис.2.

Разрез нижеюрских отложений в азербайджанской части Главного хребта начинается с кацдагской свиты ($J_1 p^1$), которая в своей верхней части представлена преимущественно рассланцованными алевролитами и глинистыми сланцами, содержащими редкие пачки оскольчатых песчаников (до 2 м мощности), и многочисленные пластовые эффузивы (лигарито-дациты, андезиты, андезито-дациты и др.), а также вулканогенно-осадочные и пирокластические образования разной мощности. В сланцах широко распространены сидеритовые, шпиритовые и шпиритиновые конкреции. Нижний контакт свиты - тектонический. Свита вмещает Кацдагское медно-шпиритиновое месторождение и Кахнамеданское колчеданное рудопроявление. Мощность 770 м.

Белоканская свита ($J_1 p^2$) располагается над кацдагской, хотя контакт между ними не обнаружен. В ее разрезе выделяются три части:

I. Темноцветные глинистые сланцы мощностью до 100 м с пачками чередования

глинистых сланцев, алевролитов и песчаников мощностью до 130 м; в глинистой части разреза чрезвычайно обильны сидеритовые и пиритовые конкреции. Мощность до 500 м.

2. Графитизированные глинистые сланцы с редкими прослоями песчаников и мелкими конкрециями сидерита. Мощность 100 м.

3. Глинистые сланцы и алевролиты, чередующиеся с песчано-глинистыми пачками мощностью до 40 м. Мощность 300 м.

В верхней части свиты, в разрезе р. Мазымчай В.Б. Агаевым и Р.А. Ахундовым был обнаружен остаток аммонита *Amaltheus ex gr. margaritatus* Montl. Нижняя часть свиты является главной рудосодержащей толщей Филизчайского колчеданно-полиметаллического месторождения, а также ряда мелких рудопоявлений.

Губахская свита (J_1t_{1+2}) согласно залегает на отложениях белоканской свиты. Довольно четко подразделяется на три части:

1. Пачки мощных песчаников (до 30 м) и тонко переслаивающихся глинистых сланцев, алевролитов и песчаников (до 10 м). Мощность 350 м.

2. Чередование глинистых сланцев, алевролитов и песчаников, образующих пачки до 100 м мощности, с плотными пластами песчаников 0,5–1 м мощности. Последние иногда сближаются и формируют пачки, состоящие из четырех–восьми пластов. Мощность 700 м.

3. Кровельные рассланцованные песчаники с подчиненными пачками чередования глинистых сланцев, алевролитов и песчаников (до 40 м). Мощность 400 м.

Гудурская свита (J_1t_3) согласно залегает на губахской и отличается появлением более мощных песчаников. В верховьях р. Катехчай свита имеет двучленное строение:

1. Песчаники (обычно в пластах до 4 м, реже в пачках до 60 м), разделенные песчано-глинистыми пачками. Мощность 330 м.

2. Чередование глинистых (до 80 м) и глинисто-песчаных пачек мощностью до 120 м. Мощность 400 м.

В таких соотношениях свита прослеживается на больших расстояниях по водоразделу Главного хребта, а на территории Дагестана ей соответствуют цейлаханская и нагабская свиты верхнего тоара.

Мегиканская свита ($J_1t_3 + J_2a$) в осевой зоне Главного хребта слагается черными глинистыми сланцами с пластами песчаников, группирующихся в мощные пакеты (6–12 м мощности), иногда с линзами и прослоями песчанистого известняка-ракушечника. Отложения содержат покровы шилитов и остатки аммонитов *Dumortieria* sp., *Pleydellia* cf. *aalensis* Ziet., *Leioceras* ex. gr. *opalinum* Rein. Мощность 710–830 м.

С отложениями мегиканской свиты связаны конкреционные полиметаллические руды месторождения Катех.

Отчасти фациально замещающая мегиканскую свиту, выше залегает отложения кархунской свиты (J_2a). Нижняя ее часть в приводораздельной части хребта представлена чередованием песчаников (до 0,15 м), аргиллитов и алевролитов (0,5–1 м) с крупными конкрециями сидеритов, внутри которых часто заключены аммониты. Мощность ее достигает 1400–1600 м.

Верхняя часть сложена темными аргиллитами и зеленовато-серыми алевролитами с подчиненными пластами песчаников. Мощность 630 м.

На Южном склоне Кавказа нижняя часть этой толщи фациально замещается песчано-глинистой толщей с прослоями конгломератов из галек палеозойских пород, которая перекрывается чередующимися песчаниками, алевролитами и ар-

гиллитами с сидеритовыми конкрециями. В конкрециях обнаружены остатки аммонитов *Leiosceras oralinum* Rein. Верхняя часть свиты представлена здесь флишпоидным чередованием алевролитов, глин и песчаников. В конкрециях сидеритов часто заключены остатки *Staufenia* cf. *sinon* Bayle и *Ludwigia murchisonae* Sow. Во внешней зоне Горного Дагестана кархунской свиты соответствуют карахская и игатлинская свиты, а во внутренней зоне — ниже- и верхнеялашкские свиты, а также гешайская, кимахурская и "переходная" свиты.

С верхнеялашкской свитой в Хнов-Борчинском районе связано медно-колчеданное месторождение Кизил-Дере и много колчеданно-полиметаллических рудопроявлений (Фий II, Хновская балка и др.). В отложениях нижнеялашкской свиты того же рудного района обнаружены многочисленные пирротиновые и пирит-пирротиновые линзы (рудопроявления Борч I, Галагатхет, Оталматхет-Полиметаллическое, Северо-Западное Хновское, Серное-Полиметаллическое, Фий II и др.).

Д ж и м и н с к а я с в и т а ($J_3^{bs_1}$) вверх по разрезу постепенно сменяет кархунскую; она слагается ленточным чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников с включениями типичной байосской фауны аммонитов *Otoites* sp., *Stephanoceras* sp. и *Partschiceras abichi* Uhl. и др. Мощность свиты на Южном склоне Кавказа колеблется от 25 до 155 м, причем среди песчаников в ней преобладают грубозернистые разновидности. К осевой части мегантиклинория песчаники сменяются тонкозернистыми, а общая мощность свиты увеличивается до 300–400 м. В Дагестане стратиграфическим аналогом джиминской свиты является кумухская свита.

Х и н а л у к с к а я с в и т а ($J_3^{bs_2}$) залегает на подстилающих толщах с глубоким размывом, иногда полностью срезая джиминскую свиту. Она слагается зеленовато-серыми грубозернистыми песчаниками со знаками ряби и флишевыми иероглифами, часто переслаивающимися с подчиненными пластинами и пачками глинистых пород. Среди этих отложений иногда встречаются линзовидные прослои органогенно-обломочных известняков, а в основании свиты по р. Катехчай описан горизонт конгломератов из галек гранитоидов, кварц-порфириров, кристаллических сланцев, аргиллитов и песчаников мощностью до 34 м. Мощность 300–800 м.

Характерно, что в обеих свитах байоса колчеданно-полиметаллическое оруденение встречено не было. Оценивая распределение колчеданно-полиметаллического оруденения в стратиграфическом разрезе, следует подчеркнуть, что оно отчетливо тяготеет к тем флишпоидным отложениям плинсбаха, тоара и аалена, в которых развиты глинистые пачки, содержащие многочисленные сидеритовые и пиритовые конкреции.

Тектоническое строение района развития колчеданных месторождений Южного склона Большого Кавказа изучали Г.А.Бих, Н.Н.Барбот-де-Марни, К.И.Богданович, Д.В.Дробышев, В.Д.Голубовский, Н.И.Цибовский, И.Д.Филимонов, В.М.Пац, Н.К.Русанов, Н.Н.Ростовцев, В.П.Ренгартен, Н.Б.Вассоевич, Л.А.Варданянц, В.В.Белоусов, К.Н.Паффенгольц, М.В.Муратов, А.И.Джанелидзе, В.Е.Хаия, П.Д.Гамкредлидзе, Е.Е.Милановский, Э.Ш.Шихалибеги, Ш.Ф.Мехтиев и др.

В структурно-тектоническом отношении район чрезвычайно сложен. На рис. I хорошо видно, что он в основном совпадает с Казбекско-Сарыбашской зоной, вытянутой вдоль Главного Кавказского разлома, хотя некоторые рудопроявления находятся север-восточнее и юго-западнее этой зоны. В частности, они были также установлены в прилегающих районах Восточной зоны погружения аспидных сланцев нижней-средней юры и в пределах флишевой зоны Юго-Восточного Кавказа

Согласно представлениям Э.Ш.Шихалибейли [1956], в пределах мегантиклинория Большого Кавказа на территории Азербайджана и Горного Дагестана выделяются: Шахдагско-Хизенская зона синклинория, Тфанская зона антиклинория, Закатало-Ковдагская зона синклинория и Вандамская зона антиклинория с осложняющим ее Дуруджинским поднятием. Все они вытянуты в общекавказском направлении и сменяют друг друга с северо-востока на юго-запад. При этом ограничения Шахдагско-Хизенской зоны служат Карабулакский и Халтан-Гермианский продольные надвиги, Тфанский антиклинорий с юга ограничен Зангинским разломом, а южной границей Закатало-Ковдагской зоны синклинория служит Герадильский надвиг. Все эти крупные тектонические структуры осевой полосы мегантиклинория Большого Кавказа с запада на восток заметно погружаются, затухают и заменяются новообразованными мелкими, наложенными структурами. Особенно резкие, ступенчатые погружения происходят в районе верховий р.Вельвеличай и горы Бабадаг, где проходит глубинная субмеридиональная флексура - Западно-Каспийский разлом.

По мере погружения в синклинориях юрские отложения сменяются меловыми, а в антиклинориях нижне-среднеюрские толщи перекрываются отложениями верхней юры.

В том же направлении простирание структур постепенно меняется с субширотного на субмеридиональное. Они веерообразно расходятся и при этом скрываются под более молодыми отложениями Кобыстана и Куринской впадины. Именно с таким изменением простирания связано положение субмеридионального Талыш-Вандамского максимума, зафиксированного под третичными и четвертичными отложениями Куринской депрессии.

Центральным поднятием мегантиклинория Большого Кавказа, граничащим на северо-востоке с Шахдагско-Хизинским синклинорием, является Тфанский антиклинорий. От смежных тектонических структур он отличается тем, что в его строении принимают преимущественное участие древнейшие отложения юры - толщи аалана и тоара, смятые в узкие складки и разорванные многочисленными разломами.

В пределах этой тектонической структуры по предложению В.Е.Хайна [1950] и Э.Ш.Шихалибейли [1956] принято выделять три структурные элемента низшего порядка: Куруш-Конахкендский антиклинорий на северо-востоке, Хиналукский синклинорий, расположенный южнее, и Базардюзинский антиклинорий на крайнем юго-западе. Из-за многочисленных надвигов со стороны относительно приподнятого Шахдагско-Хизинского синклинория структуру и строение Куруш-Конахкендского антиклинория расшифровать не удается. Что же касается Базардюзинского антиклинория, то его строение исследовано гораздо более полно. В осевой части эта тектоническая структура, вытянутая по простиранию Кавказа, осложнена Главным Кавказским надвигом; зона разлома служит границей между высоко поднятой северо-западной и опущенной юго-восточной частями. На территории Азербайджана, Дагестана и Грузии Главный разлом местами представлен не одним, а целой зоной нарушений. Так, в Хнов-Борчинском рудном районе ему соответствуют Ахтычайский и Хновский разломы, которые к северо-западу сливаются вместе и образуют единую тектоническую линию.

Вдоль азербайджанской части надвига, в отличие от опрокинутых на юг почти лежащих складок южного крыла, к северу от него развиты прямые складки с вертикальным положением осевых плоскостей. Как правило, такие складки очень сильно сжаты, а слагающие их глинисто-алевролитовые толщи метаморфизованы, превращены в сланцы и осложнены явлениями кливажа. Вдоль тектонических разрывов

местами в осадочные толщи внедряются дайки диабазов и кварцевые жилы различной мощности.

В дагестанской части антиклинорий выделяется под названием Шахнабад-Мазинской структуры; в его ядре между Хновским и расположенным южнее Ахтычайским разломами прослеживается зона сильно смятых и опрокинутых на юг складок, сложенных ааленскими и тоарскими аргиллитами и алевролитами [Андреев и др. 1970]. Южное крыло осложняют складки второго и третьего порядка, хорошо прослеживающиеся в районе месторождения Кизил-Дере.

К западу от меридиана г.Шеки, в пределах Белокан-Закапальского рудного района южное крыло Базардюзинского антиклинория слагают сложные (двойные и даже тройные) антиклинальные складки. Так, в бассейне р.Мухачай его осложняют две крупные и сложностроенные антиклинали - Аттачайская и Сувагильская, иногда объединяемые в Сарыбашский антиклинорий второго порядка [Шихалибеги, 1956].

В бассейне рек Катехчай и Белоканчай продолжением этих двух антиклинальных структур являются Кехнамейданская и Карабахчайская антиклинали, однако южнее них крыло Базардюзинского антиклинория осложняют также Катехское и Белоканское (Гумбулчайское) поднятия. Вся эта складчатая область включает в себе множество колчеданных и колчеданно-полиметаллических рудопроявлений; ее геологическое строение в связи с этим будет подробно описано в последующих разделах монографии.

Расположенный к юго-западу от Тфанского антиклинория Закапало-Ковдагский синклиниорий представляет собой узкий грабен, заполненный сильно дислоцированными в изоклинальные складки толщами неокома. Вдоль Зангинского разлома его осложняет в юго-восточной части Дуруджинское поднятие, обозначенное выходами ааленских отложений.

С юго-запада Закапало-Ковдагский синклиниорий ограничивается Вандамским антиклинорием; последний представляет собой горст, вытянутый в общекавказском направлении и сложенный сильно смятыми в складки отложениями вулканогенного байоса и подстилающими его свитами нижней и средней юры. Местами верхнеюрские толщи Закапало-Ковдагской зоны оказываются надвинутыми на нижне-среднеюрские толщи Вандамского поднятия; с толщами поднадвиговой части в районе Белокано-Шекинской рудоносной провинции связано месторождение Катех.

Среди юрских отложений Вандамской зоны в более восточных районах известны многочисленные, но не промышленные рудопроявления сульфидного оруденения. Что же касается крупных месторождений с подсчитанными запасами, то они в большинстве случаев локализованы в пределах Тфанского антиклинория.

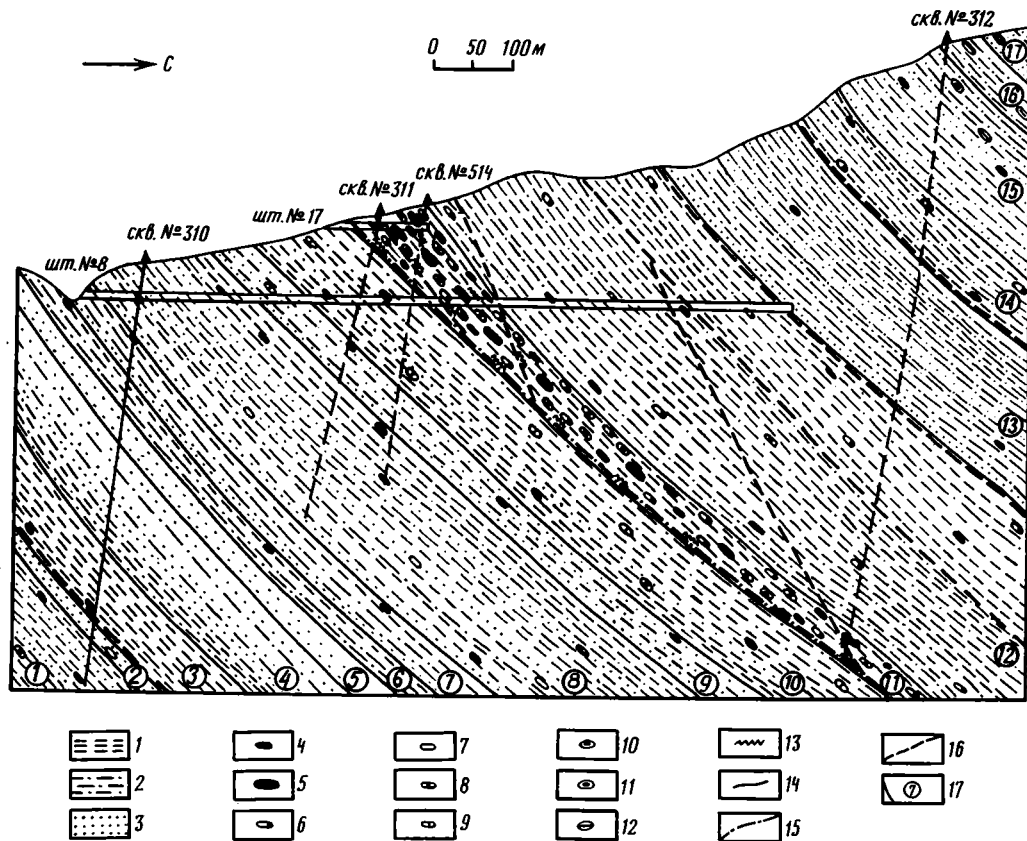
Геология и рудоносность медно-колчеданных и полиметаллических сульфидных месторождений

В данной работе особое внимание было сосредоточено на изучении крупных промышленных колчеданных объектов и, в первую очередь, месторождений Кизил-Дере и Филлизчай. Однако прежде чем анализировать фактический материал, характеризующий эти рудные узлы, необходимо хотя бы в общих чертах познакомиться с геологическими особенностями некоторых менее важных рудопроявлений в пределах Тфанского антиклинория.

Месторождение Катех. Катехское месторождение расположено в пределах Белокано-Шекинской металлогенической провинции, в ущелье р.Кабиздар, левого при-

тока р.Катехчай. Сульфидное оруденение приурочено к средней части мегиканской свиты, соответствующей верхнему тоару. Его геологическое строение, тектоническое положение, морфология рудных тел, геохимия и минералогия рудных скоплений, а также изотопия руд, литологические особенности рудовмещающих отложений и структура рудного поля были детально исследованы И.Н.Ситковским, Д.Д.Мазановым, Н.К.Курбановым, И.М.Ибрагимовым, О.Д.Кадымовым, В.Н.Нагиевым, А.А.Алиевым, М.М.Мамедовым, И.М.Заири, М.Г.Добровольской, Т.М.Гурешидзе и др.

В соответствии с данными Т.М.Гурешидзе [1986], главным рудосодержащим горизонтом является здесь пачка II мегиканской свиты (рис.3); эта свита в районе месторождения Катех распадается на три свиты: нижнюю, сложенную глинистыми



Р и с. 3. Поперечный разрез колчеданно-полиметаллического Катехского месторождения [Гурешидзе, 1986]

I - глинистые сланцы; 2 - алевролиты; 3 - песчаники; 4-12 - конкреции: 4 - пиритовые микро- и мезоконкреции, 5 - пиритовые мегаконкреции, 6 - сидеритовые, анкерит- и доломит-сидеритовые, 7 - кремнистые, анкерит- и доломит-кремнистые, 8 - фосфатно-сидеритовые и фосфатно-доломитовые, 9 - шамозитовые и сидерит-шамозитовые, 10 - анкеритовые, доломитовые, анкерит-доломитовые, 11 - пирит-сидеритовые, 12 - кальцитовые, сидерит-кальцитовые; 13 - прожилковые руды; 14 - рудные прослои; 15, 16 - разломы: 15 - первого порядка, 16 - второго порядка; 17 - номера пачек

сланцами, алевролитами и массивными песчаниками, мощностью в 470–500 м, среднюю, представленную в основном глинистыми сланцами с огромным количеством сидеритовых, доломит-сидеритовых, кальцитовых, пиритовых конкреций с редкими прослоями песчаников и алевролитов, мощностью в 330–400 м, и верхнюю, сложенную алевролитами и песчаниками с подчиненными прослоями глинистых сланцев, мощность которой достигает 430–440 м. Характерно, что алевролиты и песчаники нередко косослоисты, содержат пиритовые конкреции и многочисленные остатки обугленной древесины.

В структурно-тектоническом отношении район месторождения располагается в центральной части Вандамского антиклинория, причем здесь рудомещающие отложения нижней-средней кры, смятые в складки, по надвигу перекрыты флишеидными толщами юр-мела, надвинутыми с севера, со стороны Закатало-Ковдацкого синклинория. Рудомещающие толщи рассечены многочисленными разломами надвигового и взбросо-надвигового типов; они осложняют крылья и своды антиклинальных складок второго порядка.

В пределах р.Катехчай широко распространены диапировые лежащие складки. Как правило, в них обозначаются пологое северное и крутое южное крыло, причем в осевой части бывает отчетливо видна зона нагнетания глинистого материала. Часто именно присводовая часть антиклинали оказывается разорвана полными нарушениями [Курбанов и др., 1974].

Рудосодержащая пачка II представлена глинистыми и алевролитовыми сланцами, содержащими редкие прослои алевролитов от 4 до 60 см мощности. В них встречаются обильные включения обугленной древесины. В ее подошве на большом расстоянии прослеживается пологое нарушение, повсеместно совпадающее со слоистостью (см. рис.3); от него в вертикальном направлении отходят оперяющие трещины и нарушения. По-видимому эта система разломов служила подводными каналами, обеспечивающими подток гидротермальных растворов и формирование сульфидного оруденения. Пачка отличается высокой конкреционностью, общий коэффициент конкреционности достигает 40–70% [Гурешидзе, 1986]. Мощность пачки в центральной части месторождения достигает 70 м, к периферическим зонам она уменьшается до 40 м. К флангам месторождения коэффициенты конкреционности соответственно падают.

В разрезе всей мексиканской свиты конкреции развиты очень широко (см.рис.3, причем состав их отличается необыкновенным разнообразием. В глинистых и глинисто-алевролитовых пачках, подстилающих и перекрывающих рудосодержащий пласт встречены пиритовые, реже - сидеритовые, анкерит-сидеритовые и доломит-сидеритовые, а также пирит-сидеритовые конкреции; кроме того, в толщах, подстилающих рудоносные песчаники, изредка обнаруживаются кремнистые, анкерит- и доломит-кремнистые, фосфатно-сидеритовые, шамозитовые и шамозит-сидеритовые, а также анкеритовые и доломит-анкеритовые конкреции.

В наиболее продуктивной части рудоносной пачки II распространены конкреционные, массивные, обломковидные, слоистые, прожилковые и брекчиевидные руды. Исследованиями последних лет [Гурешидзе, 1986] было доказано, что массивные руды по существу представляют собой мегаконкреции, размеры которых достигают (2–3)х(0,5–1) м. Таким образом, основная масса промышленного оруденения имеет конкреционное происхождение.

По минералогическому составу в рудах преобладает пирит, однако во многих конкреционных, брекчиевидных и прожилковых рудах присутствуют также сфалерит,

галенит, калькопирит, блеклые руды и арсенопирит. Все эти сульфиды цветных металлов часто накладываются или даже замещают пирит и сидерит ранней генерации; они же обогащают многочисленные кварц-карбонатные прожилки между конкрециями и мегаконкрециями.

Для месторождения Катех не очень характерны сильные окolorудные изменения рудовмещающих глинистых сланцев. Вблизи массивных руд иногда наблюдаются серицитизация и карбонатизация. Что же касается прожилковых руд, то вмещающие породы вблизи них испытывают изменения лишь в зоне 0,3-0,5 см. В непосредственной близости от Катехского месторождения располагаются Чедерское колчеданно-полиметаллическое месторождение, а также рудопроявления Цилтыкчайское, Карачайское, Мессергорское, Гамзагорское, Сувагилское, Чайрабчайское и др. Все они принадлежат к одному Катех-Гымбулчайскому рудоносному региону и имеют много общего в залегании оруденения, в особенностях геологической обстановки и минералого-геохимического состава руд. Так, по мнению Н.К.Курбанова и др. [1974], в отличие от более северных колчеданных месторождений во всех рудопроявлениях Катех-Гымбулчайской зоны наиболее распространены три текстурных типа руд: линзовидно-конкреционные и ленточные тела пиритового состава; массивные руды, где наряду с пиритом концентрируются сульфиды Cu, Pb, Zn; прожилково-вкрашенные руды. Если к этому добавить, что большинство этих рудопроявлений связано с диапировыми опрокинутыми складками и пологими разломами типа надвигов, сходство их с Катехским месторождением уже не вызовет сомнения.

Месторождение Кацпаг. Кацпагское медно-пирротиновое месторождение также располагается в пределах Белокано-Шекинской металлогенической провинции, на Южном склоне Главного Кавказского хребта, в северной части Тфанского антиклинария. На западе рудное поле Кацпага граничит с Грузией, на севере и востоке - с Дагестаном, а на юге оно ограничено Кехнамежданским пологим надвигом, который отделяет его от Филлизчайского рудного поля. По этому нарушению шпинсбахские отложения кацпагской свиты, вмещающие рудные тела месторождения, наведены на домер-тоарские отложения белоканской свиты, с которыми связаны руды Филлизчая.

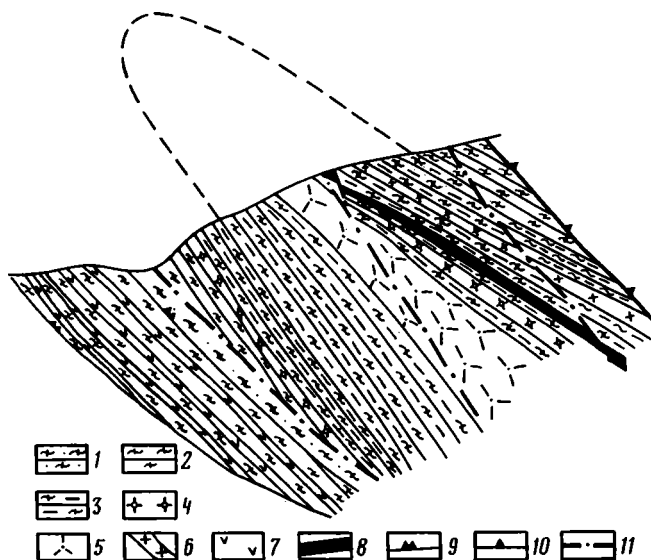
Кацпагское месторождение с различных позиций исследовали Н.К.Курбанов, Г.И.Алиев, Г.А.Валиев, В.И.Романов, М.П.Елчиев, М.Н.Алиев, И.М.Ибрагимов, В.Г.Сафиев, Ф.Н.Саргаров, Г.М.Бенидзе, В.И.Буадзе, И.Г.Нарозаули, А.Г.Твалчрелидзе, Л.Л.Чичинадзе, О.А.Осетров и др. По их материалам и составлено описание этого своеобразного объекта.

Месторождение Кацпаг локализовано в одноименной свите, которая принадлежит к нижнему шпинсбаху (карижский подъярус). В районе месторождения она распадается на три части. В составе нижней и верхней части чередуются песчаники с алевроитовыми, аспидными и фллитизированными сланцами, причем песчаники явно преобладают. Средняя часть сложена фллитизированными глинистыми сланцами с редкими прослоями песчаников; в этой части разреза в изобилии встречаются сидеритовые и пиритовые конкреции, нередко образующие правильные прослои [Гасанов, 1982; Биржков, 1982]. Все известные рудные залежи приурочены именно к этой пачке глинистых пород.

В нижней части свиты широко развиты андезиты, андезито-базальты и андезито-дациты, залегающие в виде пластообразных тел, в целом согласных с напластованием осадочных толщ. В средней и верхней частях разреза нередко залегают

липарито-дациты и даже дайки диабазов и габбро-диабазов, внедряющиеся в осадочную толщу в виде пластообразных тел.

В структурно-тектоническом отношении Кацдагское месторождение представляет собой опрокинутую к югу изоклиналную складку. Ее южное крыло, более крутое, чем северное, нарушено Кехнамеданским надвигом и по нему приведено в соприкосновение с северным крылом Карабайской антиклинали (рис.4). Структура осложнена поперечной складчатостью, которая, по-видимому, возникла под влиянием субмеридионального глубинного разлома.



Р и с. 4. Схема строения пирротин-полиметаллического месторождения Кацдаг (по Л.Л.Чичинадзе, И.Г.Нарозаули, А.Г.Твалчрелидзе)

1 - толща чередования алевритовых и аспидных сланцев с прослоями песчаников; 2 - толща филлитизированных аспидно-глинистых сланцев с редкими прослоями песчаников; 3 - толща филлитизированных сланцев, алевролитов и песчаников; 4 - липарито-дациты (перлиты); 5 - андезиты и андезито-базальты вулканокупольной структуры; 6 - андезито-дациты; 7 - дайки диабазов и габбро-диабазов; 8 - стратиформные руды; 9-11 - разломы: 9 - Кехнамеданский, 10 - Промежуточный, 11 - пострудные

В ядре антиклинали обнажаются андезиты и андезито-базальты; многие исследователи (А.Г.Твалчрелидзе, Л.Л.Чичинадзе, Г.М.Бенддзе и др.) предполагают, что Кацдагская складка представляет собой унаследованную антиклиналь, первоначально возникшую под влиянием формировавшегося среди осадочных толщ экстрезивного купола. Реликты этого купола в настоящее время и слагают ядро поднятия.

Северное крыло Кацдагской антиклинали рассечено вторым, промежуточным, надвигом, протягивающимся параллельно Кехнамеданскому разлому. Между этими двумя тектоническими нарушениями устанавливаются крутые пострудные разломы типа взбросов. К северу они постепенно выглаживаются и, по всей вероятности, соединяются с Кехнамеданским нарушением.

Рудные залежи сконцентрированы на северном фланге Кацдагской антиклинали. Здесь они занимают строго определенное положение в разрезе, вытягиваясь вдоль контакта первой и второй толщ. Рудные тела согласны с напластованием пород и обычно залегают параллельно или кулисообразно по отношению друг к другу.

По мнению А.Г.Твалчрелидзе и В.З.Ярошевича [1981], а также Л.Л.Чичинадзе [1984], положение рудных тел в разрезе контролируется эффузивными образованиями, и во всех случаях оруденение располагается в их высшем боку. Согласно представлениям О.А.Осетрова [1978] и сотрудников Кацдагской ГРП, рудокон-

тролирующими являются разломы типа взбросо-надвигов, расположенные по напластованию рудоносных отложений. В то же время эти исследователи подчеркивают, что пластовые дайки дацитов и диабазов в контакте с сульфидными рудами хлоритизированы, серицитизированы или превращены во вторичные кварциты, что твердо доказывает дорудный возраст даек Кахетинского диабазового пояса.

Рудные тела Кацдагского месторождения обычно слагаются массивными и вкрапленно-прожилковыми разновидностями, реже встречаются брекчиевидные руды. Размеры их колеблются от десятков до сотен метров с сильно меняющейся мощностью.

По составу в пределах месторождения преобладают медно-пирротин-полиметаллические, которые на флангах сменяются колчеданно-полиметаллическими рудами. Характерны массивная и неяснополосчатая текстуры. Последняя разновидность скорее всего обусловлена тем, что рудные минералы замещали уже рассланцованные рудосодержащие породы. Массивные руды чаще всего распространены в замках складок, в изгибах тектонических плоскостей и во флексурных подворотах пластов. Это также подтверждает эпигенетический характер оруденения [Осетров, 1978].

Руды Кацдагского месторождения слагаются пирротином (30-55%), пиритом (3-15%) и сфалеритом (2-12%), в подчиненном количестве присутствуют галенит (0,5-4%) и халькопирит (1,5-3,5%). В незначительных количествах обнаруживаются арсенопирит, блеклая руда, магнетит, марказит, кубанит. Из жильных минералов обычны кварц, хлорит, реже сидерит. По И.Г.Нарозаули [1981], в залежах Кацдага выделяются несколько разновозрастных рудных парагенезов: кварц-пирит-сфалеритовый, пирротин-пирит-полиметаллический, пирит-марказитовый и кварц-халькопиритовый.

Согласно работам Н.К.Курбанова, Н.М.Ибрагимова [1971] и О.А.Осетрова [1978], в массивных пирротиновых рудах Кацдага, Жихиха и Кацмало часто обнаруживаются корродированные реликтовые участки тонкополосчатых пирит-полиметаллических руд. Эти факты позволяют утверждать наличие двух этапов сульфидного оруденения: связанного с образованием пирита и сопутствующих ему сульфидов полиметаллов и медно-пирротинового. По А.Г.Твалчрелидзе [1973], выделяется и третий этап сульфидного минералообразования. Мельниковит-марказит-пиритовая ассоциация в виде отдельных гнезд и пятен накладывается и на пирит-полиметаллическую и на медно-пирротиновую минерализацию, отражая наиболее поздние процессы дисульфидизации пирротина.

Безрудная кварц-карбонатная ассоциация встречается в виде секущих жил, иногда содержащих переотложенные сульфиды цветных металлов.

Кацдагское медно-пирротиновое месторождение сопровождается многочисленными рудопроявлениями, сходными с ним по геологическому строению и характеру оруденения. Среди них следует отметить рудопроявления Жихих (Кехнамеданское), Теноросское, Биноворское, Чугакское, Гудурдагское, Батоорское и Кацмалинское. Стратиграфически они залегают выше рудных залежей месторождения Кацдаг и образуют в толще тоарских флишеидных отложений четыре рудных стратиграфических уровня [Стукалов, 1982].

Месторождение Филлизчай. Филлизчайское колчеданно-полиметаллическое месторождение расположено в центральной части Белокано-Шекинской металлогенической провинции, в среднем течении р.Карабчай, которая в свою очередь является правым притоком самой крупной реки этого региона - р.Белоканчай. Площадь рудного поля достигает 15 км².



Поскольку месторождение, открытое Т.Н.Мамедовым в 1958 г., на протяжении многих лет находилось в стадии разведки, в его изучении принимали участие многочисленные коллективы геологов.

Литологию и стратиграфию рудовмещающих отложений района месторождения исследовали Д.Д.Мазанов [1963;1969;1971], А.Д.Султанов, Д.Д.Мазанов [1981], В.Б.Агаев, М.П.Абдулкасумзаде, Р.А.Ахундов, М.А.Гасанов [1969], В.Б.Агаев [1979]. Тектонику и структурный план месторождения изучали М.Б.Бородаевская, М.А.Мустафабейли, Н.К.Курбанов, А.Н.Мусаев и др. [1966], С.Б.Зульфугаров [1969], С.Б.Зульфугаров, Д.М.Ахмедов [1968], М.Б.Бородаевская, А.Т.Злотник-Хоткевич [1969], Б.М.Исаев [1972], Н.К.Курбанов, А.А.Гармаш, Д.Т.Козачук и С.М.Гусейнханов [1980], Н.К.Курбанов [1982]. Вещественный состав руд, их геохимию, минералогию и рудные парагенезы изучали Г.А.Твалчрелидзе, Н.А.Исмаилова [1964], Э.Т.Байрамлибейли, Т.Н.Галкина [1964], Н.А.Новрузов, С.А.Амиров [1982], А.Т.Злотник-Хоткевич [1982], М.А.Кашкай, А.А.Алиев [1972], А.А.Алиев [1974;1981], А.А.Алиев, С.А.Махмудов, Б.В.Мустафазаде [1974а,б], С.М.Сулейманов, А.А.Алиев, Г.А.Велиев [1976].

Наиболее полные описания Филизчайского месторождения можно найти в работах М.Б.Бородаевской, Н.К.Курбанова и Г.А.Твалчрелидзе. Наряду с собственными наблюдениями авторов они легли в основу данного раздела.

В пределах Филизчайского рудного поля широко распространены флишеидные толщи нижней юры. Они залегают в лежачем боку пологого Кехнамеданского разлома, по которому отложения наиболее древней кашагской свиты смяты в складки и надвинуты на толщи более молодых белоканской и губахской свит (рис.5).

Нормальный разрез рудного поля месторождения можно представить себе в следующем виде:

К а ш а г с к а я с в и т а в исследуемом районе сложена тремя толщами, заметно различающимися по литологическому составу. Нижняя часть представлена чередованием грубозернистых песчаников, алевролитов, а также аспидных и феллитизированных сланцев. В ней очень часто встречаются пластовые и пластово-линзовидные тела андезитов, андезито-базальтов и андезито-дацитов, а также пропластки вулканогенно-осадочных пород. Средняя толща состоит из феллитовыми глинистыми и аспидными сланцами с редкими прослоями песчаников и многочисленными сидеритовыми и пиритовыми конкрециями. Верхняя толща чрезвычайно напоминает нижнюю и представляет собой чередование песчаников, алевролитов и различных сланцев. В верхней ее части севернее Кехнамеданского надвига она представлена флишеидным чередованием толстых (10-20 см) и тонких (5-7 см) песчано-алевритовых, песчаных и глинистых прослоев. Общая мощность 2400 м.

Р и с. 5. Схематическая литолого-структурная карта Филизчайского рудного поля (по Н.К.Курбанову и др. 1976, использованы материалы В.Б.Агаева [1979])

Кашагская свита (нижний плинсбах): I - тонкослоистые мелкозернистые песчаники с прослоями глинистых сланцев. Белоканская свита (верхний плинсбах): 2 - толща глинистых сланцев с пачками флишеидов; 3 - ритмичное чередование средне- и мелкозернистых песчаников и глинистых сланцев. Губахская свита (тоар): 4 - толща тонкоритмичного чередования песчаников, алевролитов и глинистых сланцев; 5 - массивные тонкослоистые, средне- и грубозернистые песчаники с прослоями алевролитов и глинистых сланцев; 6 - монотонная толща глинистых сланцев; 7 - зоны развития приразломного кливажа и развалцевания; 8 - рудное тело Филизчайского месторождения; 9 - андезитовые и андезит-дацитовые порфириты; 10 - Кехнамеданская надвиговая зона; 11 - разлом второго и более высокого порядков; 12 - залегание: а - нормальное, б - опрокинутое

Белоканская свита складывается флишoidalным чередованием песчаников, алевролитов, а также глинисто-песчаных и песчано-глинистых пачек с пакетами мощных глинистых сланцев. Встречаются многочисленные пиритовые, кремнисто-сульфидные, глинисто-кремнистые и глинисто-карбонатные конкреции.

В пределах месторождения в отложениях белоканской свиты выделяются три литологически различные толщи: нижняя представлена преимущественно глинистыми сланцами с редкими пачками песчаного флиша мощностью до 500 м, средняя — чередованием глинистых пород и песчаников, причем мощности и количество песчаных пластов в ней возрастают снизу вверх. Общая мощность превышает 300 м. Верхняя толща складывается преимущественно глинистыми породами, однако верхняя граница ее сильно эродирована, а местами целиком сорвана вдоль Кехнамеданского надвига, что мешает оценить ее истинную мощность. Местами она предельно сокращается и достигает нескольких десятков метров.

Возраст этой свиты, с которой связаны рудные тела месторождения, долго оставался спорным. Только находки В.Б.Агаевым [1976] аммонитов *Amaltheus margaritatus* позволили твердо отнести ее к отложениям верхнего плинсбаха (д-мера).

Губахская свита, принадлежащая к тоарскому ярусу, распадается на три части. В основании разреза залегает тонкоритмичное чередование аспидных глинистых сланцев и алевролитов с подчиненными прослоями песчаников. В глинистых породах этой пачки заключены многочисленные пиритовые и сидеритовые конкреции, образующие правильные прослои. В средней части свиты появляются многочисленные пласти массивных или толстослоистых грубозернистых песчаников, которые чередуются с прослоями алевролитов и глинистых сланцев. В верхней части свиты вновь получают широкое распространение глинистые сланцы, которые снизу вверх полностью освобождаются от прослоев песчано-алевритового материала. Общая мощность свиты 1000–1200 м.

Верхнеплинсбах-тоарские отложения в центральной части Филизчайского рудного поля образуют крупную сундучную субширотную антиклинальную складку. Эта Карабчайская структура резко запрокинута к югу и ограничена на севере Кехнамеданским, а на юге — Гамзагорским надвигами. К западу Карабчайская антиклиналь осложняется синклинальной складкой, сложенной песчано-глинистыми отложениями губахской свиты (см. рис.5).

Карабчайская антиклиналь в ядре складывается нижней толщей, а ее крылья образованы средней и верхней толщами белоканской свиты. В поперечном сечении эта складка имеет резко асимметричное строение: пологое северное крыло и широкий свод осложнены серией складок более высокого порядка. Южное крыло очень крутое. Складки, осложняющие свод и северное крыло структуры, вытянуты в субширотном направлении. Длина их по простиранию составляет от нескольких десятков до сотен метров. Осевые поверхности погружаются на север под углом 30–60°.

Помимо продольных складок, в пределах Филизчайской структуры прослеживаются несколько поперечных флексур-сдвигов, преимущественно левосторонних. Смещение слоев по этим тектоническим линиям достигает 50–100 м. Ведущей разрывной структурой является субширотный Филизчайский разлом, расположенный в приосевой части Карабчайской антиклинали, недалеко от Кехнамеданского надвига, на границе между нижней и средней толщами белоканской свиты (см. рис.5). Разлом прослежен по простиранию почти на 1500 м. Он падает на север под углом 40–50°. В приповерхностной части месторождения Филизчайский разлом чрез-

вычайно крут, но с глубиной быстро выполаживается. Располагаясь на контакте между глинистой (нижнесидеритовой) и песчано-глинистой (верхнесидеритовой) толщами белоканской свиты, разлом под острым углом сечет пачки рудовмещающих пород по падению. Согласно данным Н.К.Курбанова и др. [1967], на восточном фланге Филизчайский разлом переходит в нижнюю глинистую толщу.

По типу тектонических движений Филизчайский разлом является взбросом. Он характеризуется чрезвычайно волнистой, местами ступенчатой плоскостью сместителя. В лежачем боку взброс сопровождается целой системой субпараллельных нарушений с мощностью перемятых пород, достигающей 30 м. В целом мощность интенсивно перемятых и деформированных вдоль плоскости разлома пород достигает 50–60 м. В висячем боку нарушения также отмечаются более мелкие разрывные нарушения с глиной трения.

В подстилающих разлом породах часто фиксируются также мелкие нарушения типа сколов с более крутыми углами падения ($70-90^{\circ}$) на север, вдоль них развивается кливаж течения и сланцеватости (рис.6).

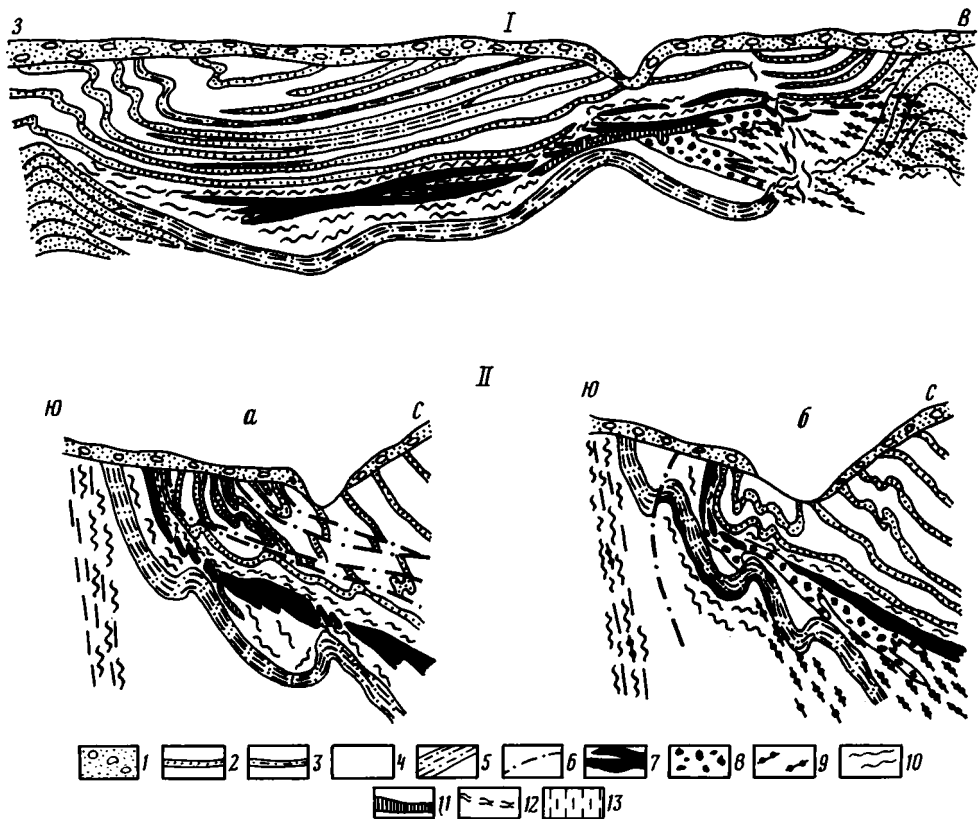
Морфология рудного тела, на первый взгляд, довольно проста. Оно представлено пластообразной линзой, локализованной в зоне Филизчайского разлома и залегающей, в общих чертах, согласно с напластованием пород на границе двух толщ – глинистой и песчано-глинистой, флишовой. Поперечные флексуры делят месторождение на ряд блоков, которые различаются по мощности, строению и насыщенности рудной минерализацией (см. рис.6). В целом залежь представляет собой пластово-линзовидное тело массивного строения, образующее как по падению, так и по простиранию раздувы, пережимы, рудные столбы.

Рудное тело повсеместно следует за рудоконтролирующим разломом. Вблизи от дневной поверхности оно приобретает вертикальное падение, а местами даже обратное – южное – под углом $50-80^{\circ}$. На нижних горизонтах оно залегаёт согласно с флишовой пачкой пород, слагающих северное крыло Карабчайской антиклинали. Мощность рудного тела 25–60 м. По простиранию она прослежена почти на 1200 м, по падению – на 1000 м.

Висячий и лежачий контакты рудной залежи резко отличаются по строению. В висячем боку руды имеют резкий контакт с боковыми породами и отделены от них маломощными зонами рассланцевания, прожилкового окварцевания или глиной трения. Этот контакт повсюду совпадает с плоскостью рудовмещающего нарушения и имеет поэтому относительно ровную поверхность.

В лежачем боку как по падению, так и по простиранию залежь даёт протяженные языковидные ответвления, ориентированные согласно крутопадающему кливажу течения осевой плоскости. При этом часто языковидные ответвления постепенно переходят в зоны прожилковых руд, прослеживающихся в восточном направлении на большие расстояния. В лежачем боку с боковыми породами контакты руд часто постепенные вследствие развития на контактах прожилково-вкрапленного оруденения.

По минералого-текстурному признаку колчеданно-полиметаллические руды Филизчайского месторождения характеризуются большим многообразием типов, занимающих определенное положение в пределах единой рудной залежи. Среди них, по данным Н.К.Курбанова [1982а], наиболее распространены слоисто-полосчатые и массивные пиритовые и пирит-сфалерит-галенитовые руды. Широко проявлены руды пятнистого (пиритовые, пирит-сфалерит-галенитовые) и прожилкового типов (пиритовые, пирит-сфалерит-галенитовые и пирротиновые). Значительно меньше распространены существенно медно-пирротиновые руды массивного сложения.



Р и с. 6. Разрезы месторождения Филизчай: I - продольный, II - поперечный: а - через центральную часть, б - через восточный фланг, по Н.К.Курбанову [1982]

1 - аллювиально-делювиальные отложения; 2 - мелко- и среднезернистые песчаники; 3 - алевролиты; 4 - глинистые сланцы; 5 - пачка флиша среди глинистых сланцев подрудной толщи; 6 - разрывные нарушения с глиной трения; 7-11 - руды: 7 - полосчатые и массивные пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовые, 8 - пятнисто-брекчиевидные того же состава, 9 - прожилковые того же состава, 10 - прожилковые пиритовые, 11 - медно-пирротиновые; 12 - зона приразрывной сланцеватости; 13 - кливаж и рассланцевание

Слоисто-полосчатые руды сложены чередующимися субпараллельными полосками различного минерального состава, мощность которых колеблется от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Среди полосок распространены: 1) пиритовые с примесью карбоната; 2) галенит-сфалеритовые с примесью пирита и карбоната; 3) карбонатные с примесью пирита, сфалерита и галенита; 4) халькопирит-пиритовые; 5) карбонат-пиритовые.

Полосчатые руды обычно широко развиты в всячем боку рудного тела и прослеживаются почти повсеместно. Полосчатость, по-видимому, образовалась за счет замещения глинистых сланцев сфалеритом, галенитом и пиритом. Об этом свидетельствуют находки реликтов сланцевых пачек, не замещенных рудными минералами, а также то, что полосчатость руд всегда соответствует по ориентировке деформациям сланцевой толщи.

По направлению к лежащему боку рудной линзы полосчатые руды сменяются реликтивно-полосчатыми, прожилково-полосчатыми и прожилковыми типами руд. Там, где рудное тело Физизчайского месторождения пересекается зонами кливажа и сланцеватости, полосчатые руды образуют апофизы, которые ниже сменяются прожилковым оруденением, типичным для зон рассланцевания и разломов. На мощность зоны полосчатых руд большое влияние оказывают секущие флексуры; в каждом отдельном блоке мощности полосчатых руд заметно изменены. По простиранию при выклинивании оруденения полосчатые руды также сменяются пятнистыми и прожилковыми.

Массивные пиритовые руды образуют в рудных телах линзовидные тела, приуроченные либо к кровле, либо к подошве. В них очень часто встречаются реликтовые полоски, местами полностью замаскированные агрегатами пирита и других сульфидов. Массивные пирротиновые руды развиты преимущественно на восточном фланге залежи. Они образуют линзовидно-жильное тело, контакты которого срезают полосчатость и накладываются на пятнисто-вкрапленные и прожилковые руды.

Со времен открытия Физизчайского месторождения изучением вещественно-минералогического состава его руд занимались многие исследователи [Твалчредидзе, Исмаилова, 1964; Джафаров и др., 1967; Керимов, Мусеилов, 1968; Юсифов, 1969; Злотник-Хоткевич, 1970; Кашкай, Алиев, 1972; Кашкай и др., 1974; Алиев, 1974; Алиев и др., 1974; и др.]. Как видно из табл. I, составленной по данным М.А. Кашкай и др. [1979], в рудах Физизчайского месторождения широко развиты пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, пирротин и марказит, в значительно меньшей степени распространены тетраэдрит, теннантит, фрейбергит, мельниквит, магнетит и другие минералы.

Околорудные изменения в пределах Физизчайского месторождения весьма интенсивно проявляют себя в подрудной толще и очень слабо в надрудной. В подрудной толще, так же, как и в лежащем боку залежи, интенсивно развиты карбонатизация, хлоритизация, в меньшей степени - окварцевание. Зона этих изменений примерно совпадает с ореолом развития прожилковых руд. При этом хлорит в виде мельчайших чешуек равномерно распределяется в глинистом веществе сланцев, сообщая им бархатистый облик, или присутствует в глинистом материале в виде радиально-лучистых глобулей. Кварц и карбонаты прорастают в глинистой массе сланцев или образуют вторичный цемент песчаников и алевролитов.

Физизчайское месторождение по своим масштабам резко выделяется среди ряда рудопроявлений, с которыми оно связано общностью структурно-фациальной зоны. К западу от него расположено рудопроявление Мазымчая, к востоку - рудопроявления Ахкеманское, Гамзагорское, Акдамжелалское, Сарыбашское и др.

Месторождение Кизил-Дере. Колчеданное, точнее халькопирит-пирротиновое, месторождение Кизил-Дере, открытое сотрудниками СКГУ в 1964 г., расположено в Хнов-Борчинском рудном районе Сланцевого Дагестана.

В геологическом отношении Хнов-Борчинский район представляет собой непосредственное продолжение северной части Белокано-Шекинской металлогенической зоны и входит в состав Тфанского антиклинория. В Дагестане его выделяют под названием Шахнабад-Мазинский антиклинорий. Зона Главного Кавказского надвига здесь представлена Хновским и Ахтычайским разломами, имеющими северо-западное, общекавказское простирание. Юго-западнее этих тектонических нарушений выделяется зона сильно сжатых, часто опрокинутых на юг складок, сложенных глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками нижне-среднеюрских отложений.

Т а б л и ц а 1

Минеральный состав руд месторождения Физизчай

Распространенность минералов	Минералы		зоны вторичного окисления
	неизменной зоны		
	рудные	жильные	
Главные	Пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, пирротин, марказит	Кварц, сидерит, кальцит, хлорит	Гидроксиды железа, халькозин, ковеллин, малахит, азурит
Второстепенные	Тетраэдрит, теннантит, фрейбермелинит, магнетит, мушкетовит, гематит, бурнонит, рутил	Доломит, анкерит, биотит, актинолит, халцедон, арагонит	Мельниковит, марказит, тенорит, церрусит, англезит, гипс, самородная медь, сера, смитсонит, халькантит, мансфельдит
Редкие	Ильменит, талнахит, маггемит, висмут, смайтит, грейгит, гудмундит, сарторит, раммельсбергит, бенжаминит, висмутин, дискразит, глаукодит, фаматинит, козалин, люционит, энаргит, вольфсбергит, эмплектит, джемсонит, буланжерит, семсейит, беггерит, геокронит, гессит, теллуровисмутит, тетрадимит, петцит, нагиагит, вольтскит	-	Галотрихит, ярозит, скородит, госларит, гидрогалуазит, феррогалуазит, монотермит, калиевые квасцы

Ахтычайским разломом территория района в диагональном направлении разделена на две части; северо-восточная часть Хнов-Борчинского района представляет собой часть антиклинория Бокового хребта, а юго-западная часть - антиклинория Главного Кавказского хребта. Все складки в пределах рассматриваемой площади линейны [Шолпо, 1964] и вытянуты в общекавказском направлении.

Площадь района сложена породами аспидной формации ниже-среднеюрского возраста. Верхнеюрские отложения залегают с угловым несогласием на среднеюрских и главным образом развиты за пределами Хнов-Борчинского рудного района. Широко распространены четвертичные отложения.

В соответствии со стратиграфическими воззрениями Г.И.Иванова [1968] и Д.И.Панова [1976] ниже-среднеюрские отложения района подразделяются на ряд свит.

Цейлаханская свита считается наиболее древней свитой Хнов-Борчинского района. Она залегают стратиграфически выше циклаурской свиты и "полосчатой" толщи, относимых к нижнему и среднему тоару и развитых в

антиклинориях Главного хребта. Повсеместно эта свита сложена серыми мелкозернистыми песчаниками, слагающими слой мощностью 3–8 м и чередующимися с аргиллитами. Иногда песчаники группируются в пачки по 100 м мощности. В бассейнах рек Диндичай и Курдул в этих отложениях заключены покровы базальтов, андезитов и диабазов, а также связанные с ними субвулканические дайки долеритов и порфиритов. Мощность 630–900 м.

Ногабская свита представляет собой толщу темно-серых аргиллитов с редкими прослоями и пакетами серых мелкозернистых песчаников (до 15 м мощности). Связана с подстилающей цейлаханской свитой постепенными переходами. Обе свиты содержат фауну аммонитов *Pseudogrammosceras fallaciosum* Bayle, позволяющую отнести их к верхнему тоару и сопоставить со свитой Ири внешней зоны Дагестана. Мощность 2200–2400 м.

Михрекская свита представлена тонкими глинистыми сланцами и алевролитами, содержащими пиритовые и сидеритовые конкреции. Мощность 2200–3400 м.

Заинкамская свита сложена чередованием аргиллитов и глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Мощность отдельных пачек достигает 15 м. Мощность 260–450 м.

Нижнеялахкамская свита слагается, главным образом, аргиллитами и алевролитами с редкими прослоями песчаников. Мощность 530–750 м.

Отложения всех трех свит содержат остатки *Leioceras opalinum* Rein и другие формы, позволяющие их параллелизовать с отложениями Карахской свиты Северного Дагестана и относить к верхам тоара–низам аалена.

Верхнеялахкамская свита представлена флишoidalным чередованием темно-серых аргиллитов и глинистых сланцев с серыми алевролитами. Встречаются пласты тонкозернистых песчаников. Является главной рудосодержащей свитой района, именно с ней связано оруденение Кизил-Дере. Мощность 530–900 м.

Гелцайская свита темно-серых аргиллитов и глинистых сланцев с линзами темно-серого известняка (тутенштейны) и многочисленными прослоями сидеритовых конкреций с постепенным переходом залегает на отложениях верхнеялахкамской свиты. Ее толщи содержат многочисленные остатки *Ludwigia shughinovae* Sow. Мощность до 1000 м.

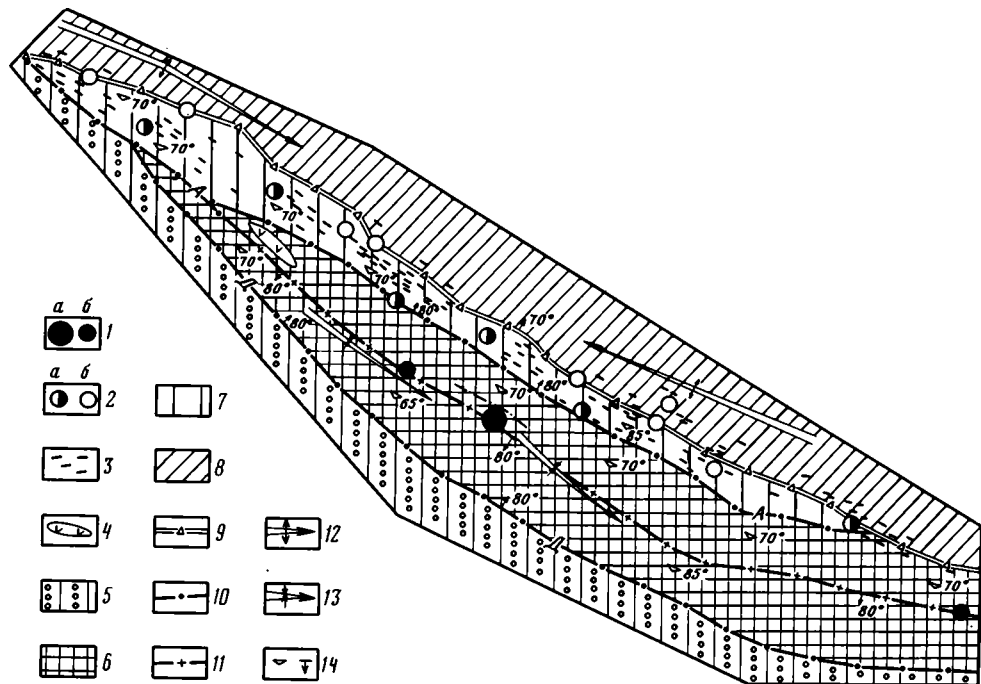
Кимихурская свита сложена ленточным переслаиванием темно-серых аргиллитов и алевролитов с песчаниками, в последних обнаружены остатки *Staufenia sinu* Bayle. Мощность 1000–2700 м.

"Переходная" толща венчает разрез ниже–среднеюрских отложений Хнов-Борчинского района, она представлена флишoidalным чередованием глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Мощность 120–250 м.

Все три свиты вместе с "переходной" толщей принадлежат к верхнему аалену и, возможно, низам нижнего байоса. В пределах Северного Дагестана им соответствует игатлинская свита. В некоторых районах Главного хребта в них заключены покровы разнообразных эффузивов (спилиты, базальты, диабазы). В пределах Бокового хребта сматые в складки толщи тоара и аалена несогласно перекрываются карбонатно-терригенными формациями верхней кры.

В пределах Тфанского или Шахнабад-Мазинского антиклинория довольно отчетливо различаются его ядро, сложенное тоар-нижнеааленскими отложениями цейлаханской, ногабской, михрексской и заинкамской свит, и южное крыло, представ-

ленное ялахкамской, гешайской и кимахурской свитами аалена. Ядро отделяется от крыла Хновским разломом, продолжающим в Хнов-Борчинском районе линию Главного Кавказского надвига (рис.7).



Р и с. 7. Схема геологического строения Хнов-Борчинского рудного поля, по Ю.А.Осетрову [1978]

1 - месторождение Кизил-Дере (а) и рудопроявления сплошных медно-пирротиновых руд (б); 2 - сульфидно-кварцевые рудопроявления: а - с мелкими пирит-пирротиновыми линзами, б - жильно-штокверкового типа; 3 - дайки диабазов, реже плагиогранит-порфиров; 4 - Галагатхетская основная-ультраосновная интрузия; 5-7 - свиты аалена: 5 - гешайская, 6 - верхнеялахкамская, 7 - нижнеялахкамская; 8 - цейлаханская свита тоара; 9 - основной шов Главного Кавказского разлома - Хновский разлом; 10 - Ахтычайский (А) и Доличайский (Д) разломы; 11 - Кизил-Деринская тектоническая зона; 12 - оси антиклинальных складок II порядка; 13 - оси синклиналиных складок II порядка; 14 - элементы залегания сланцеватости и разломов

Севернее Хновского разлома обнажаются тоар-нижнеааленские отложения ядра, собранные в сложные крутые складки, залпрокинутые к юго-западу и высоко поднятые над южным крылом.

Отложения аалена, слагающие южное крыло, также смяты в сложные складки и рассечены многочисленными разломами. Южнее Хновского разлома примерно параллельно ему располагается Ахтычайский разлом, оперяющий линию Главного Кавказского надвига. Между Хновским и Ахтычайским разломами заключен вытянутый в северо-западном направлении узкий тектонический блок, сложенный глинистыми отложениями нижнеялахкамской свиты. Они смяты в антиклинальную складку с пологим сводом и крутыми крыльями, осложнены многочисленными складками второго порядка и рассечены не менее многочисленными нарушениями. Весь участок раз-

вития нижнеялахтамских отложений насыщен многочисленными дайками диабазов и даже гранит-порфиров.

Следующий к юго-западу блок, ограниченный с северо-востока Ахтычайским, а с юго-запада - Доличайским нарушениями (см. рис.7), представлен, в основном, флишоподобными отложениями верхнеялахтамской свиты. Они смяты в крутые изоклинальные складки, запрокинутые к северо-востоку.

Юго-западнее Доличайского разлома, в пределах южного крыла антиклинория, выделяются еще несколько тектонических блоков, вытянутых вдоль общекавказского направления.

В пределах Хнов-Борчинского района известно одно крупное медно-пирротиновое месторождение Кизил-Дере и много мелких рудопроявлений (Борч I, II, Мицерагхет, Очалматхет, Серное, Тоннельное, Сурочайское, Фий I, II, Галагатхет, Серное-полиметаллическое, Хновская Балка и др.). Проведенные в 30-е годы крупномасштабные геологические работы [Русанов, 1938] показали, что в Хнов-Борчинском районе и особенно в верховьях р.Ахтычай встречаются интрузии, преимущественно основного состава, хотя непосредственной связи между их пространственным положением и положением рудных скоплений установлено не было.

Магматические образования Южного Дагестана с той или иной степенью детальности описываются в целом ряде работ [Соловкин, 1952; Бунин, 1961; и др.]. В районах, прилегающих к месторождению Кизил-Дере с севера и северо-запада, известны различные по составу магматогенные образования, среди которых преобладают дайки [Романов, 1968; Долгих, Черницын, 1971; и др.].

Дайки диабазов, развитые севернее Ахтычайского разлома, обычно секутся медно-пирротиновыми жилами, т.е. являются дорудными по отношению к халькопирит-пирротиновому оруденению. По материалам А.Г.Долгих и В.Б.Черницына [1971], среди дайковых тел присутствуют и эффузивные образования, хотя на площади рудного поля вулканиты обнаружены не были.

В Хнов-Борчинском районе, по нашим данным и данным многих исследователей [Шолпо, 1964; Буадзе, 1973; Осетров, 1977, 1978; Долгих, 1980; и др.], большое развитие имеет кливаж осевой плоскости. Ориентировка кливажа находится в прямой зависимости от ориентировки складчатых структур, в свою очередь, подчиненной основным направлениям перемещений рудных тектонических блоков. Выделяются два самостоятельных типа кливажа: а) региональный кливаж осевой плоскости складок; б) наложенный приразломный кливаж. Региональный кливаж характеризуется простиранием от 170° до 220° и южным углом падения от 60° до 85° . Он наиболее интенсивно развит в зоне Главного хребта. В Ахтычайском блоке отмечена быстрая смена ориентировки падения кливажа с южной на северную. Последняя типична для лежащего обка Хновского разлома. В зоне Бокового хребта преобладает кливаж с северным падением, хотя встречается и с южным.

Наложенный приразломный кливаж развивается главным образом в узких локальных зонах вдоль крупных разрывных нарушений. При этом происходит формирование кливажных трещин, субпараллельных разрыву. Наиболее хорошо приразломный кливаж выражен в пределах тектонического блока, включающего месторождение Кизил-Дере.

Большой интерес представляют общие закономерности распределения рудной минерализации в пределах Хнов-Борчинского района, изученные Г.И.Ивановым [1968], Ю.П.Андреевым, И.Б.Полищуком и С.В.Савиным [1973], О.А.Осетровым [1978] и др. Согласно данным Ю.П.Андреева и др. [1973], в пределах района выделяются три полосы развития различных по составу рудопроявлений, вытянутых с северо-запа-

да на юго-восток согласно с общим простиранием складчатости и разрывных нарушений.

Первая полоса, расположенная на крайнем северо-востоке, вдоль Самурского разлома, в области развития михрекской, ногабской и отчасти цейлаханской свит в ядре антиклинория содержит преимущественно рудопроявления полиметаллической формации; в этих рудопроявлениях оруденение представлено пиритом, сфалеритом, галенитом, реже - пирротинном.

Вторая полоса рудопроявлений расположена параллельно первой тоже в ядре антиклинория, но преимущественно в области выходов михрекской свиты, хотя и на северо-востоке и на юго-западе она частично заходит в районы развития цейлаханской свиты. Зона представляет кварц-халькопиритовые рудопроявления. Среди рудных минералов преобладают халькопирит, пирит, кварц, хлорит.

Третья полоса вытянута вдоль Хновского разлома и приурочена к области развития гешайской и верхнеялахкамской свит, она представлена собственно медно-пирротиновой минерализацией.

Интересную статистику распространения рудопроявлений на территории Хнов-Борчинского района приводит О.А.Осетров [1978]. По его данным, распределение 57 точек минерализации выглядит следующим образом: севернее Хновского разлома, в цейлаханской свите - 21% всех учтенных рудопроявлений; в зоне Хновского разлома - 20%; между Хновским и Ахтычайским разломами, в породах нижнеялахкамской свиты - 44%; в зоне Ахтычайского разлома - 10%; южнее Ахтычайского разлома, в породах верхнеялахкамской свиты - 5%.

Нетрудно прийти к выводу, что количество рудопроявлений падает от более древней, цейлаханской, к более молодой, верхнеялахкамской, свите, хотя масштабы оруденения в этом же направлении явно возрастают. Среди рудопроявлений верхнеялахкамской свиты находится Кизил-Дере - наиболее крупный рудный объект района.

Роль крупных разломов в концентрации оруденения не очень велика. Основная масса рудопроявлений контролируется тектоническими нарушениями второго и третьего порядка.

Характерно, что нижнеялахкамская свита, содержащая огромное количество диабазовых даек, содержит соответственно множество рудопроявлений, хотя, как это было показано выше, в большинстве случаев оруденение сформировалось позднее диабазовых тел. Можно думать, что распространение даек и оруденения отражает в данном случае какие-то литологические особенности нижнеялахкамских отложений.

В целом анализ распределения рудопроявлений на площади Хнов-Борчинского района показывает, что относительное значение полиметаллического оруденения возрастает с юго-запада на северо-восток, от более молодых к более древним свитам, тогда как роль пирротина в оруденении усиливается с северо-востока на юго-запад, т.е. от более древних отложений к более молодым. Такую трансформацию в составе рудной минерализации О.А.Осетров [1978] связывает с тем, что в отличие от всех других рудовмещающих отложений ялахкамская свита "... содержит более значительные количества углефицированного вещества (1-3%) и частые линзовидные прослои сланцев с обильным конкреционным и вкрапленным диатогенетическим пиритом (3-5%), что создает резко восстановительную обстановку, благоприятную для гидротермального сульфидоотложения, следствием чего является высокая "пирротинность" руд" [Осетров, 1978, с. 62].

По мнению этого исследователя именно графит вмещающих пород при взаимодей-

ствии с гидротермальными растворами стимулирует кристаллизацию пирротина, который наряду с пиритом образует жильные рудные скопления.

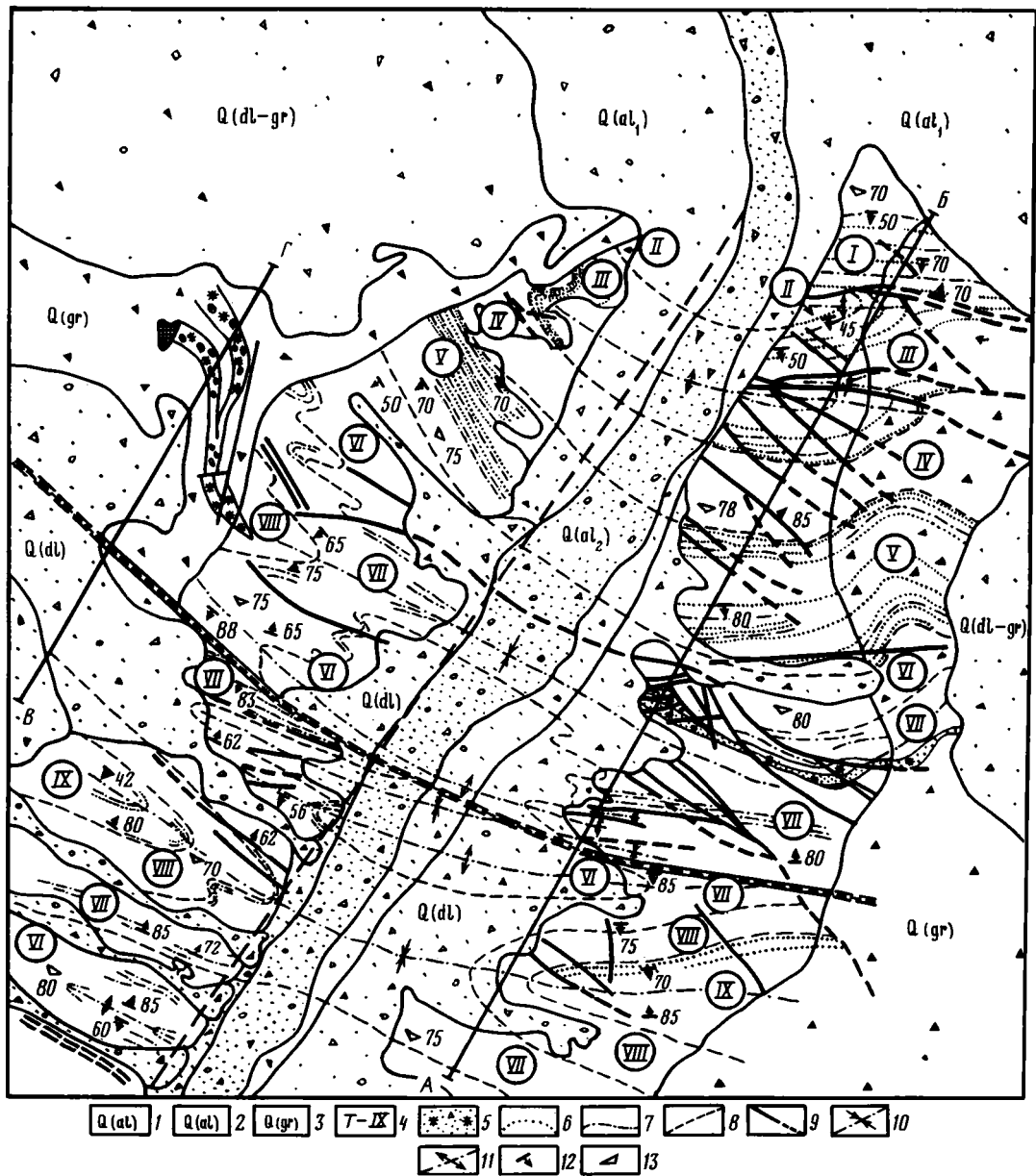
Возможно, такое объяснение можно принять при истолковании преимущественного распространения пирротина, а не пирита, но преобладание сульфидов свинца и цинка в рудопрооявлениях наиболее древних толщ ядра антиклинария требует, по-видимому, иного объяснения.

Собственно месторождение Кизил-Дере располагается в южной части Хнов-Борчинского района, в блоке сильно деформированных ааленских отложений, заключенном между Ахтычайским и Долгичайским разломами (рис.8). В течение последнего двадцатилетия оно интенсивно изучалось многими коллективами исследователей. Достаточно полная характеристика этого сложного объекта содержится в работах Ю.П.Андреева и др. [1970], И.Б.Полищука, А.А.Слюняева [1970], А.Г.Жабина, Т.В.Рябовой [1971], Ю.П.Андреева, И.Б.Полищука, С.В.Савина [1973], В.И.Будзе [1973], Н.К.Паливода и Н.А.Паливода [1978], О.А.Осетрова [1978], А.А.Гармаша, М.М.Курбанова [1979]. Кроме того, отдельные вопросы структуры рудного поля, строения рудных тел, парагенезов рудных минералов, геохимии оруденения и ореолов рассеяния обсуждались в трудах А.А.Слюняева [1971], Т.В.Рябовой [1973], Г.С.Фесенко [1973], И.Б.Полищука [1977], В.Г.Рылова [1978], Н.В.Резникова [1979], И.Г.Нарозаули [1981], В.Н.Холодова и З.Р.Кикнадзе [1983 а,б]; а также В.Н.Холодова, А.В.Абрамова, З.Р.Кикнадзе, Р.И.Недумова [1989].

Район месторождения Кизил-Дере сложен сильно деформированными флишоидными отложениями верхнеялакамской свиты верхнеааленского возраста.

В нормальном литолого-стратиграфическом разрезе рудовмещающей толщи, по данным О.А.Осетрова [1978], подтвержденным нашими исследованиями, снизу вверх выделяется девять пачек:

- | | | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------|--------|
| Пачка I - чередование черных глинистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников | Мощность, м | 25 |
| Пачка II - преобладающие черные глинистые сланцы и аргиллиты с единичными конкрециями пирита и сидерита | | 25 |
| Пачка III - переслаивание черных глинистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников. Алевролиты и песчаники слагают от 15 до 20% разреза, мощность их прослоев редко превышает 5-10 см. Изредка встречаются конкреции пирита от 1 до 2 см в диаметре | | 90 |
| Пачка IV - черные глинистые сланцы с редкими прослоями алевролитов мощностью 1-3 см, встречаются редкие и мелкие конкреции сидерита. 80 | | |
| Пачка V - чередование черных глинистых сланцев с прослоями песчаников и алевролитов. Пласты терригенных пород имеют мощность 5-10 см и слагают ~25% суммарной мощности пачки | | 90-100 |
| Пачка VI - черные глинистые сланцы с многочисленными конкрециями пирита и сидерита, размеры которых колеблются от 1-3 до 20-40 см. Конкрекции обогащают отдельные прослои, причем их плотность достигает нескольких десятков на 1 м ² плоскости напластования. | | 80-90 |
| Пачка VII - чередование черных глинистых сланцев с прослоями алевролитов, мощностью от нескольких миллиметров до 20-40 см | | 70 |
| Пачка VIII - черные глинистые сланцы с редкими прослоями алевролитов. Обращает на себя внимание обилие прослоев конкреций сидерита и пирита | | 60 |



Р и с. 8. Геологическая карта месторождения Кизил-Дере, по Q.A.Осетрову и др. [1970], с использованием материалов Д.П.Андреева и др. [1969] и И.Б.Полищука [1977]

1 - аллювиальные отложения; 2 - делювиальные отложения; 3 - участки развития гравитационно-оползневой тектоники; 4 - литолого-стратиграфические пакки рудовмещающей толщи (I - пачка чередования глинистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников с редкими конкрециями пирита и глиносидерита; II - пачка глинистых сланцев с единичными конкрециями пирита и глиносидерита; III - пачка переслаивания глинистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников с редкими конкрециями пирита; IV - пачка глинистых сланцев; V - пачка переслаивания глинистых сланцев с частыми прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников; VI - пачка глинистых сланцев с обильными конкрециями

пирита и глиносидерита; УП - пачка переслаивания глинистых сланцев с сидеритовыми алевролитами с многочисленными глиносидеритовыми и пиритовыми конкрециями; УШ - пачка глинистых сланцев с редкими прослоями алевролитов с конкрециями пирита и глинистого сидерита; IX - пачка переслаивания глинистых сланцев с алевролитами и мелкозернистыми песчаниками); 5 - кварцевая сыпучка с охрами, обломками пород и лимонитами; 6 - песчаники; 7 - алевролиты; 8 - границы между пачками; 9 - разломы II и более высокого порядков; 10 - синклинали; 11 - антиклинали; 12 - элементы залегания пород и разломов; 13 - элементы сланцеватости

Мощность, м

Пачка IX - чередование черных глинистых сланцев, алевролитов и серых мелкозернистых песчаников. Мощность слоев грубозернистых терригенных пород достигает 0,5-0,8 м, они слагают 10-15% мощности разреза 60

Выделенные девять пачек в различных комбинациях прослеживаются на всей площади, прилегающей к руслу реки Кизил-Дере (см. рис.8). При этом повсеместно наблюдается известная повторяемость литологической характеристики пачек.

Четные пачки разреза (II, IV, VI, VIII) характеризуются широким распространением глинистых пород; флюидное чередование грубо- и мелкозернистых образований в них несколько подавлено. В нечетных пачках, особенно в верхней и нижней части разреза, наблюдается ярко выраженное ритмичное чередование глинистых сланцев и аргиллитов, алевролитов и песчаников, причем песчано-алевролитовые породы в них слагают иногда 10-15% мощности. Верхние пачки толщи, особенно VI, VII, VIII, содержат многочисленные прослои сульфидных (пирит) и сидеритовых конкреций; размеры их колеблются от 1-3 до 5-10 см в диаметре.

В верхней, песчанистой, части верхнеялашкской свиты Ю.П.Андреев с соавторами [1970] обнаружили остатки аммонитов *Leioceras Wilsoni* Buckm. и *Ludwigia* sp., поскольку подстилающие ее заинкамская и нижнеялашкская свиты содержат фауну *Leioceras oralinum* Rein., позволяющую твердо сопоставлять их с карахской свитой внешней зоны Горного Дагестана, а перекрывающие ее гешайская и хемикурская свиты характеризуются находками *Ludwigia murchisonae* Sow., а также *Staufenia sinon* Bayle и *Ludwigia bradfordensis* Buckm., рудосодержащая верхнеялашкская свита довольно определенно сопоставляется с нижней частью игатлинской свиты Южного Дагестана [Панов, 1976]. Ааленский возраст рудосодержащих отложений позволяет, как мы увидим в дальнейшем, более определенно очертить палеогеографическую обстановку формирования этих толщ и проливает свет на некоторые особенности их седиментации и диагенеза.

Исследуемое месторождение располагается между двумя крупными субширотными разломами - Ахтычайским и Доличайским (см. рис.8). Как показали исследования Ю.П.Андреева, И.Б.Полищука и С.В.Савина [1973], многочисленные разрывы, развитые в пределах рудного поля, объединяются в три системы: северо-западного простирания (300-340°), субширотного (260-280°) и субмеридионального (0-15°) при явном преобладании северо-западного и субширотного.

Максимальная концентрация нарушений наблюдается в полосе, параллельной Ахтычайскому разлому и удаленной от него на 0,8-1 км. Эта зона смятия и повышенной трещиноватости местами интенсивно минерализована. В ее пределах локализованы линзообразные колчеданные тела нескольких мелких рудопроявлений. Она выделяется как рудоносная зона. Широко развитые продукты окисления сульфидов позволяют четко трассировать эту зону оруденения на поверхности. Порода вдоль рудных выходов трещиноваты, часто раздроблены, осветлены и окварцованы. Мощность тектонически нарушенных пород определяется десятками метров. Простирание зоны 280-310°, падение очень крутое. По простиранию зона почти согласна с вмещающими породами на дневной поверхности, но не исключено и ее З.Зак.1589

секущее положение по падению на глубине, где непосредственные контакты рудных тел и слоистость пород часто пересекаются.

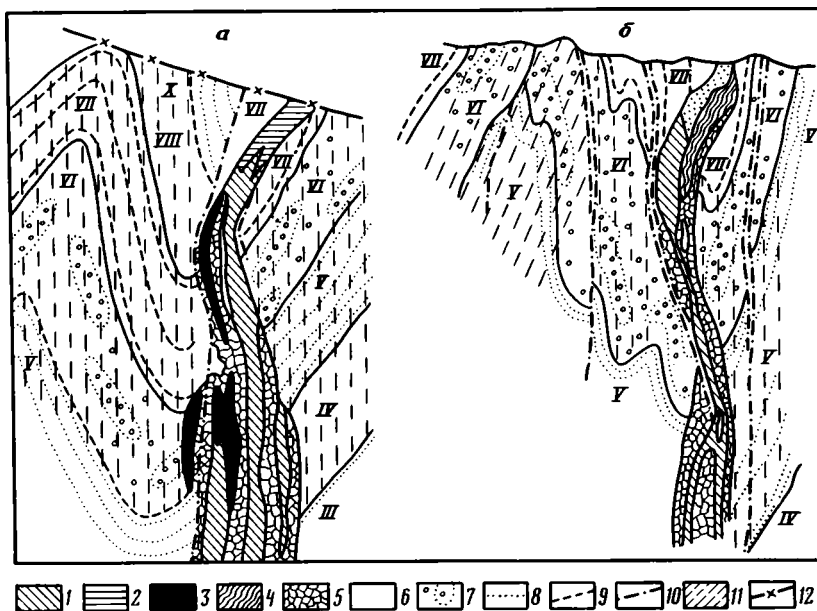
Зоны трещиноватости позволяют выделить в пределах месторождения Кизил-Дере два различных тектонических блока. Юго-западный тектонический блок имеет сложное строение и смят в систему антиклинальных и синклинальных складок. Среди них особенно выделяются Центральная антиклиналь, прилегающая к Кизил-Деринскому главному разлому, и Южная антиклиналь, расположенная на крайнем юго-западе района. Благодаря сложной системе складчатости в исследованных разрезах несколько раз повторяются верхние части верхнеялахкамской подсвиты - пачки VI-IX.

При переходе к северо-восточному блоку геологическая структура заметно упрощается. Здесь мы имеем дело с моноклиналию, падающей на северо-восток. Вследствие такого относительно простого геологического строения в этой части можно наблюдать нормальную последовательность пачек - I-УП.

Картирование структуры месторождения, выполненное О.А.Осетровым и А.А.Слюняевым [1977], позволило установить, что в пределах рудного поля четко устанавливаются две синклинальные и две антиклинальные складки третьего порядка общекавказского простириания с размахом крыльев 150-300 м. Складки сжаты, асимметричны, с осевыми плоскостями, несколько запрокинутыми на север, с незначительной ундуляцией осей. Южные крылья синклиналей близки к вертикальным, иногда с обратным падением к югу, а северные менее крутые (угол падения 50-60°). Складки третьего порядка осложнены более мелкими складками четвертого порядка с размахом крыльев 5-20 м и менее, а те - плитчатостью, особенно заметной в замковых частях. В замках складок наблюдается двух-трехкратное увеличение мощностей глинистых толщ, что обусловлено пластическим выжиманием материала в ходе складкообразования. Осевые плоскости структур особенно сильно трассированы зонами кливажа. Основной складчатой структурой месторождения является северная синклиналь, в пределах которой по сложной системе крутых субширотных тектонических швов локализованы рудные тела.

Месторождение Кизил-Дере представлено двумя линзообразными залежами (рис. 9). Они пространственно разобщены и залегают на левом (Левобережная залежь) и правом (Правобережная залежь) берегах р.Кизил-Дере. Залежи представляют собой линзовидные тела, в которых массивные пиритовые и халькопирит-пирротиновые скопления чередуются с брекчиевыми и прожилково-сетчатыми скоплениями халькопирит-пирротин-кварцевого состава. Характерно, что прожилково-сетчатые кварц-сульфидные зоны как бы окружают массивные рудные образования. Обе залежи имеют одинаковое северо-западное простириание (285-290°), в основном крутое юго-восточное падение (70-80°). Отмечается выполаживание и увеличение мощности руд в отдельных интервалах, а местами наблюдается изменение направления падения на обратное. Характерной особенностью рудных тел является превышение их размеров по падению (более 800 м) над размерами по простирианию (350-400 м). Как отмечают М.М.Курбанов, А.А.Гармаш и др. [1980], естественное выклинивание рудных тел по простирианию связано со смещением разрывных нарушений при изменении простириания - субширотного на генеральное, северо-западное. Они предполагают также наличие поперечного дизъюнктива на левом берегу р.Кизил-Дере. О его существовании подозревали и другие исследователи [Жабин, Рябова, 1971; Черненко и др., 1975].

Внутреннее строение Правобережного рудного тела (см. рис.9) определяется распространением в нем массивных, прожилково-сетчатых и брекчиевых руд, преи-



Р и с. 9. Геолого-структурное положение рудных тел месторождения Кизил-Дере: а - Левобережная залежь, б - правобережная залежь (по О.А.Осерову [1977, 1978])

1-4 - руда: 1 - массивная халькопирит-пирроотиновая, 2 - массивная пиритовая, 3 - массивная сфалерит-пиритовая, 4 - халькопиритовая; 5 - сульфидно-кварцевый штокверк; 6 - кварцевая сыпучка; 7-9 - литологические особенности пачек: 7 - линзы конкреций, 8 - пласти песчаников, 9 - пласти глин; 10 - тектонические нарушения; 11 - сланцеватость осевой плоскости, ориентировка меняется; 12 - нижняя граница блока-оползня. III-X - пачки: III, V, IX - песчано-алевритово-глинистые, IV, VI, VIII - черные глинистые сланцы, VII - алевритово-глинистая

мущественно медно-пирроотиновых. Массивные руды составляют центральную часть рудной линзы. Прожилково-сетчатые руды приурочены как к висячему, так и к лежащему боку залежи, но встречаются и во внутренней ее части, где приурочены к зоне окварцованных глинистых сланцев. Брекчиевые руды развиты в основном по границе массивных руд с прожилково-сетчатыми, являясь переходными между ними, или образуются вблизи контакта массивных руд с вмещающими породами за счет появления в первых остроугольных обломков вмещающих пород. Контакты массивной рудной линзы с вмещающими породами четкие, часто осложнены тектоническими срывами, проходящими или непосредственно по контакту, или вблизи него. Слоистость и сланцеватость пород местами почти согласна контакту, но местами притыкается к нему под различными, иногда крутыми углами.

Левобережное рудное тело (см. рис.9) также сложено массивными, брекчиевыми и прожилково-сетчатыми рудами. В строении массивных руд здесь наблюдаются некоторые отличия: отсутствуют массивные сфалерит-пиритовые руды, составляющие характерную черту Правобережной залежи.

В поперечном сечении Левобережного тела местами была описана минералогическая зональность: в висячем боку развиты преимущественно массивные серно-

колчеданные руды, сменяющиеся в сторону лежащего бока пирит-пирротиновыми, а затем — медно-пирротиновыми. На флангах отмечается наложение полиметаллической минерализации на серноколчеданную. Прожилково-сетчатые руды развиты преимущественно в лежащем боку сплошной рудной залежи, но встречаются и в ее внутренних частях; они имеют резкие контакты с серноколчеданным телом, тогда как пирротиновые руды образуют с ним постепенные переходы [Курбанов и др., 1983]. Контакты рудных скоплений с вмещающими породами, сматыми в мелкие складки, а также их взаимоотношения со сланцеватостью очень четкие. Оруденение местами почти согласно со слоистостью и сланцеватостью, но иногда занимает по отношению к ним секущее положение.

Льбопытные черты в строении обеих рудных залежей подметил О.А.Осетров [1978]. Этот исследователь установил, что в верхней части Левобережной залежи до глубины 100–120 м от дневной поверхности распространены массивные пиритовые руды, образующие своеобразную "пробку". В более окисленной с поверхности Правобережной линзе аналогичная "пробка" отсутствует, но ее былое существование устанавливается по присутствию в окисленной кварцевой сыпучке глыб — реликтов массивных пиритовых руд.

Возникновение массивных пиритовых руд в приповерхностной части месторождения автор объясняет развитием здесь более окислительных сред в момент главной фазы рудообразования. Выпадение из раствора массивного пирита закупоривало канал, используемый гидротермами, и благоприятствовало образованию более восстановительных условий на глубине. Благодаря возникшей изоляции на глубинах более 100–150 м гидротермальные растворы взаимодействовали с органическими восстановителями во вмещающих сланцах, и здесь образовывались пирротиновые руды.

Минералогию руд месторождения Кизил-Дере изучали многие исследователи [Андрушук и др., 1967; Буадзе и др., 1972; Андреев и др., 1970, 1973; Иваницкий и др., 1970; Рябова, 1973; Фесенко, 1973; Рылов, 1978; Нарозаули, 1981; и др.]. Было показано, что главными рудными минералами являются пирит, пирротин и халькопирит; в подчиненном количестве присутствуют сфалерит, галенит и марказит.

Как видно из табл. 2, составленной по данным И.Г.Нарозаули [1981] и Н.К.Курбанова с соавторами [1983] для руд неизменной зоны и по материалам Ю.П.Андреева с соавторами [1973] — для руд зоны окисления, минеральный состав месторождения весьма богат и разнообразен. Согласно представлениям Ю.П.Андреева и др. [1973], массивные и брекчиевые руды по минеральному составу подразделяют на пиритовые, пирит-пирротиновые, пирротиновые, халькопирит-пирротиновые и сфалерит-пиритовые. Прожилково-сетчатые руды имеют непостоянный минеральный состав, определяющийся количественными соотношениями слагающих их прожилков, среди которых выделяются кварцевые, кварц-карбонатные, кварц-пиритовые, кварц-халькопиритовые, халькопирит-пирит-пирротиновые, кварц-пирротиновые, халькопирит-сидерит-кварцевые, халькопиритовые, пирротиновые, пиритовые и сфалерит-галенитовые.

Распределение различных минеральных типов руд на месторождении весьма неравномерное. В пределах Правобережной залежи преобладают пирротиновые руды, составляющие 72% всех разновидностей. На долю пирит-пирротиновых приходится 16%, халькопирит-пирротиновых — 9% и пиритовых — 3%. На участке Левобережной залежи соотношение типов руд существенно иное. Здесь распространены сфалерит-пиритовые руды (37%), пирит-пирротиновые (21%), пиритовые (20%), пирротино-

Т а б л и ц а 2

Минеральный состав руд месторождения Кизил-Дере

Распространенность минералов	Минералы		
	неизменной зоны		зоны вторичного окисления
	рудные	жильные	
Главные	Пирит, пирротин, халькопирит	Кварц, сидерит	Гетит, лимонит, ярозит, брошантит, халькозин
Второстепенные	Сфалерит, галенит, марказит	Доломит, анкерит, кальцит, хлорит, серпигит	Марказит, борнит, ковеллин, куприт, самородная медь, малахит, азурит, хризоколла, смитсонит, перрусит, англезит, халькантит, мелантерит, гипс
Редкие	Гематит, блеклая руда, висмутин, теллуровисмутит, кобальтин, касситерит, магнетит, глаукоdot, линнеит, вольфрамит, шеелит, городорфит, никелин, вуртцит, станнын, золото самородное, сальвинит, калаверит, арсенопирит ^к , киноварь ^к	Гранат, полевые шпаты, амфиболы ^к , пироксени ^к , дацит, флюорит, мусковит, биотит	Фиброферрит, копанит, натропозит, галотрихит, мартит, мушкетовит, яхобсит, пиролюзит, брейнерит, магнетит, клиноэдрит, паргонит, скородит, сташицит, эритрин, либетенит-оливинит, пироморфит, тетрадимит (?)

^к - минерал обнаружен в протолочках из руд

вые (16%) и халькопирит-пирротинные (6%). Таким образом, для Левобережной части месторождения более характерна полиметаллическая ассоциация руд.

В пределах месторождения Кизил-Дере разными исследователями делались более или менее удачные попытки выделить минеральные парагенетические комплексы и установить последовательность их формирования. Так, в работе Ю.П. Андреева и др. [1970] было предложено различать пять комплексов минералов, последовательно сменяющих друг друга: 1) комплекс сульфидно-карбонатных конкреций, включающий сидерит и пирит; 2) силикатно-дисульфидный комплекс (пирит, хлорит, кварц); 3) комплекс малосернистых сульфидов (пирротин, халькопирит, сфалерит, кварц, сидерит и др.); 4) сульфидно-карбонат-кварцевый комплекс, в котором преобладает пирит; 5) минералы зоны окисления. В более поздних работах Ю.П. Андреева [Андреев и др., 1973], а также В.И. Буадзе [1973] основное внимание было уделено трем главным рудообразующим комплексам: 1) кварц-пиритовому; 2) медно-пирротинному; 3) полиметаллическому.

Отвергая связь процессов рудообразования с осадочным процессом, О.А. Осетров [1978] предложил свою схему смены минеральных парагенезов при формировании залежей месторождения Кизил-Дере (рис.10). В соответствии со взглядами этого исследователя рудообразование началось с внедрения в зону разлома растворов, отлагавших молочный друзовидный кварц с карбонатами, пиритом и хлоритом. Это хрупкое образование было превращено в серию брекчий наложенными

Минералы	Сидерит – кварцевая стадия	Калчеданная стадия		Галенит – сфалеритовая стадия	Кварцевая стадия		
		Пирит – пирротиновая подстадия	Халькопирит – пирротиновая подстадия				
Кварц							
Сидерит							
Хлорит							
Доломит							
Пирит		Co; As; Se					
Пирротин		Co; As; Se; Bi	Co; As; Se; Bi				
Халькопирит			Jn; Ag; Se; Te				
Серицит							
Кобальтин							
Сфалерит				Cd; As; Sn	Cd; Co		
Блеклая руда							
Галенит				Ag; Bi; Sn; Se; Te			
Парагенетические ассоциации	Хлорит – сидерит – кварцевая	1. Кварц – пиритовая 2. Сфалерит – халькопирит пирротиновая 3. Сидерит – пиритовая	Кобальтин – халькопирит – пирротиновая	Галенит – пирит – сфалеритовая	Доломит – кварцевая		
Окислительные изменения	Окварцевание, карбонатизация, хлоритизация	Пирритизация, серитизация		Прожилковое окварцевание			
Температура, °C	330–250	300–250–220	340–220	230–180	180–150		
Кислотность, щелочность растворов, pH	6–6,8	7–6,5		7–6,5	7–8		
Изотопный состав серы сульфидов δS^{34} , ‰		от +12,5 до –2,0	от +4 до 0 от +2,0 до +0,5	от +4,1 до –2,0	от +3,1 до –5,03	от +1,5 до –0,2	от +0,2 до –2,5

тектоническими деформациями, а затем образовавшиеся в зоне разломов полости были заполнены сульфидами последующих генераций. Наряду с заполнением имели место метасоматические замещения сульфидами глинистых сланцев.

Именно таким образом, по О.А.Осетрову, сформировались массивные, полосчатые, брекчиевидные и штокверковые руды. Схема последовательности минералообразования, разработанная О.А.Осетровым [1978], несомненно является крупным достижением в познании сульфидного рудогенеза на Кизил-Дере. Ее недостатком является лишь недооценка роли седиментационно-диагенетических процессов, которые, как мы увидим далее, играли важную роль в развитии последующих, собственно гидротермальных явлений. Околорудные изменения в пределах обеих залежей месторождения Кизил-Дере незначительны. В основном это окварцевание, карбонатизация и хлоритизация вмещающих пород, особенно сильно проявленная на контактах с прожилковой минерализацией. В зальбандах массивных руд изменения вмещающих отложений практически отсутствуют.

Завершая на этом описание колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений и рудопроявлений Южного склона Большого Кавказа, хотелось бы подчеркнуть следующие особенности их локализации.

Месторождения Катех, Кацдаг, Филизчай и Кизил-Дере, а также сопутствующие им многочисленные рудопроявления располагаются в пределах Тфанского и Вандамского антиклинориев. Огромную роль в их размещении играют разрывные тектонические нарушения типа надвигов и взбросов, нередко контролирующее положение рудных тел.

Месторождения приурочены к флишеидным отложениям плинсбаха, тоара и аалена. Они не встречены в нижележащих толщах геттанга и синемюра и, по-видимому, отсутствуют в вышележащих осадочных образованиях байоса и бата.

Характерно, что все описанные выше рудные объекты располагаются на разных стратиграфических уровнях, охватывающих период от 180 до 170 млн лет. Рудо-содержащими являются кацдагская, белоканская, губахская и верхнеялахкамская свиты.

При анализе распределения колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений в разрезе обращает на себя внимание их постоянная и тесная связь с толщами глинистых сланцев и аргиллитов, окрашенных в темные тона, нередко содержащие повышенные количества рассеянного органического вещества и многочисленные сидеритовые и пиритовые конкреции. Именно так выглядит губахская свита, вмещающая Катехское месторождение, белоканская свита, заключающая в себе месторождение Филизчай, кацдагская свита, с которой ассоциируется одноименное месторождение, и, наконец, верхнеялахкамская свита, заключающая в себе руды Кизил-Дере.

Не отмечается постоянной пространственной связи оруденения с эффузивными образованиями. Исключением из этого правила является, по-видимому, месторождение Кацдаг, в котором оруденение залегает в непосредственной близости от андезитов и андезито-базальтов, слагающих ядро вулканокупольной структуры, а также андезито-дацитов, образующих покровы внутри рудоносной свиты. Что же касается месторождений Катех, Филизчай и Кизил-Дере, то в них всякая пространственная связь с вулканогенными проявлениями отсутствует. Более того, в ряде работ было отмечено "наложение" оруденения на дайковый комплекс диабазов.

По особенностям залегания оруденения описанные выше колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения образуют единый ряд. Он начинается типичными стратиформными залежами, согласными с напластованием рудовмещающих отложений (Катех), включает рудные тела, лишь в общих чертах согласные с напластованием (Кацдаг), и завершается пластово-линзовидными телами, четко контролируемые тектоническими нарушениями и секущими слоистость под разными углами (Филизчай, Кизил-Дере). При этом в последнем случае оруденение носит заведомо эпигенетический характер не только по отношению к напластованиям рудовмещающих отложений, но к тектоническим складкам, сланцеватости и кливажу.

Характерно, что в том же ряду месторождений усложняется не только взаимоотношение руд и вмещающих пород, но и последовательность образования минеральных парагенезов. Действительно, в Катехском месторождении выделяются только две парагенетические ассоциации минералов: пирит-сидерит-мельниковит-конкреционная и эпигенетически наложенная на нее кварц-полиметаллическая (кварц, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклая руда, арсенопирит).

В рудных телах Кацдага различают четыре парагенетические ассоциации минералов: 1) кварц-пирит-сфалеритовую; 2) пирротин-пирит-полиметаллическую; 3) пирит-марказитовую, развивающуюся за счет десульфидизации пирротина; 4) кварц-халькопиритовую в виде прожилков и штокверков.

На месторождении Филизчай устанавливаются пять ассоциаций минералов, сменяющих друг друга в процессе рудогенеза: 1) кварц-серпичит-хлоритовая предрудная; 2) ранняя пирит-халькопиритовая; 3) продуктивная, представленная сфалеритом, галенитом, пиритом и карбонатами; 4) халькопирит-пирротиновая, наложенная на полиметаллическую; 5) пострудная кальцит-хлорит-кварцевая [Курбанов и др., 1967].

Наконец, в пределах обеих рудных залежей Кизил-Дере, особенно если учесть седиментационно-диагенетические процессы и явления, протекающие в зоне окисления месторождения, можно выделить семь минералогических ассоциаций. В собственно процессе рудообразования, согласно О.А.Осетрову [1978], следует различать: 1) сидерит-кварцевую стадию, представленную хлорит-сидерит-кварцевой ассоциацией; 2) пирит-пирротиновую подстадию с кварц-пирит-сфалерит-халькопирит-пирротин-сидеритом; 3) халькопирит-пирротиновую подстадию с ассоциацией кобальтин-халькопирит-пирротин; 4) галенит-сфалеритовую стадию с галенит-сфалерит-пиритовой ассоциацией; 5) кварцевую стадию с ассоциацией доломит-кварц.

Любопытно, что усложнение минералогического состава руд и, следовательно, усиления многостадийности рудогенеза приводит к появлению все более высокотемпературных рудных минералов.

ЛИТОЛОГИЯ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ

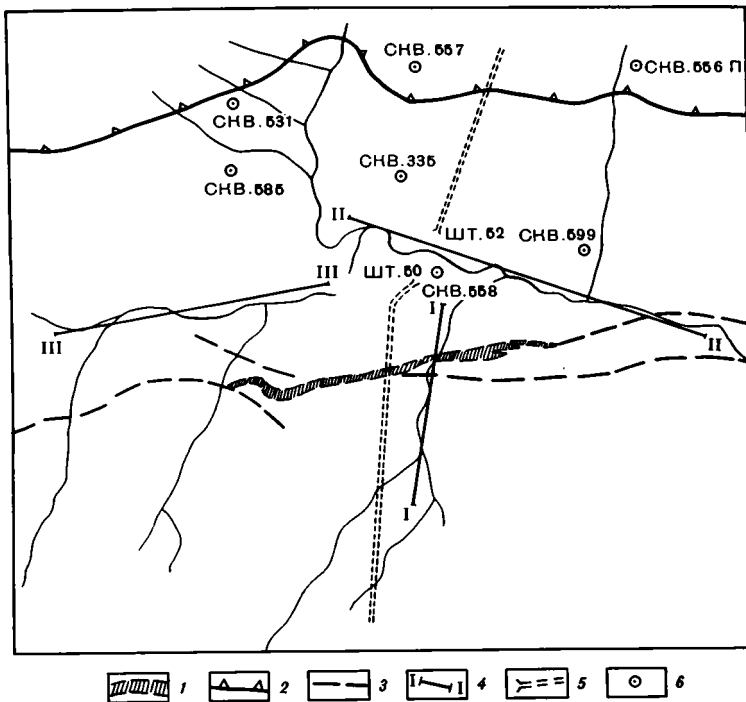
Одной из задач, поставленных авторами данной работы, являлось изучение литолого-фашиальных условий образования рудовмещающих отложений месторождений Филизчай и Кизил-Дере. Эта задача оказалась достаточно трудной, поскольку флишидные толщи белоканской и верхнеялохамской свит, вмещающие оруденение, почти во всей зоне Южного склона Большого Кавказа оказались сильно изменены процессами катагенеза, метагенеза и динамометаморфизма, связанного со складкообразованием. Глинистые пачки нередко оказываются выжатыми или, наоборот, резко увеличены в мощности, а песчано-алевритовые породы вместе с глинистыми сланцами осложнены явлениями кливажа в такой степени, что выявление первичной слоистости требовало специально организованных наблюдений. Еще больше усугубляла трудности исследований напряженная тектоника. Благодаря обилию разломов и складчатости нескольких порядков реконструировать нормальное положение пластов в ряде случаев оказывалось затруднительным.

Все эти особенности строения Южного склона Большого Кавказа несомненно наложили свой отпечаток на выполненные исследования и в некоторых случаях привели к тому, что мы были вынуждены отказаться от сопоставления изученных разрезов на площади и ограничиться детальным изучением вещественного состава и текстур отобранных образцов.

В районах месторождений Филизчай и Кизил-Дере полевые исследования мы проводили в 1978-1982 гг. За это время был собран большой каменный материал, характеризующий многочисленные обнажения, разведочные скважины и подземные горные выработки. Методика работы сводилась к послойному литологическому изучению нормальных разрезов. Для выявления фашиальных изменений широко практиковалось прослеживание отдельных пластов на дневной поверхности, в обнажениях. Особое внимание обращалось на изучение вещественного состава, текстур и структур пород, слагающих разрез. Специально изучались многочисленные конкреции, особенности их внутреннего строения, взаимоотношение с вмещающими породами, плотность их и условия их роста.

В связи с большой однородностью разрезов, 80-85% мощности которых слагаются глинистыми разностями, через каждые 10-15 м из исследуемых толщ отбирались пробы весом в 500-600 г; при литологической неоднородности разреза интервал опробования соответственно уменьшался. В непосредственной близости от рудных тел опробование осуществлялось через 1-5 м.

Система опробования рудовмещающих отложений в районе месторождения Филизчай изображена на рис. II. Здесь рудосодержащие отложения Белоканской свиты были исследованы в великолепных обнажениях среднего течения р. Карабчай, а также по бортам многочисленных притоков этой реки - Дербикор, Филизчай, Пиритовый, Батоор и др. Разрез по ручью Филизчай (I-I) располагается вкрест простирания рудной залежи и пересекает рудную зону. Разрезы по р. Карабчай (II-II) и р. Дербикор (III-III) изучались на северном и северо-западном участках



Р и с. II. Схема расположения изученных разрезов в районе месторождения Филизчай

I - рудная залежь месторождения Филизчай; 2 - Кехнаме-данская надвиговая зона; 3 - Филизчайский разлом; 4 - изученные разрезы; 5 - штольни; 6 - скважины

месторождения и оказались безрудными. Для более полного знакомства с рудоносной частью разреза были задокументированы и опробованы семь разведочных скважин. Три из них (скв.558, 335, 557) пробурены в центральной части месторождения, в створе разреза I-I. На сравнительно небольшой глубине они проходят рудное тело и значительную часть подрудной толщи. Четыре других скважины расположены на западном (скв.585, 532) и восточном (скв.599, 556п) флангах месторождения. Кроме того, были опробованы и описаны стенки штольни 52, вскрывающей оруденение и значительную часть пород подрудной толщи, и штольни 50, позволяющей описать значительную мощность пород надрудной толщи. В разрезах обнажений, скважин и штолен на месторождении Филизчай было отобрано около 400 проб горных пород.

Сопоставление всего собранного материала позволяет более детально ознакомиться со строением белоканской свиты, вмещающей промышленное оруденение. Как уже было отмечено при анализе литературного материала, в ней выделяются три толщи.

Нижняя толща широко распространена южнее выхода на дневную поверхность рудного тела и контролируемых ею субширотных разломов (см. рис. II). Она состоит из желтовато-серых глинистых сланцев и аргиллитов с редкими прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов, а также с крупно-

ми конкрециями пирита. Мощность песчано-алевролитовых слоев достигает 3-5 см, редко 10 см. В верхней части нижней толщи в песчано-глинистой пачке (мощность около 25 м) встречаются многочисленные рудные прожилки, количество которых особенно возрастает на восточном фланге месторождения, где они местами образуют штокерковые тела сульфидов. Пласты этой толщи смяты в многочисленные складки и рассечены разломами разных порядков. Мощность. . . 300 м

Средняя толща расположена к северу от филизчайского рудного тела, сложена ритмично чередующимися глинистыми и алевритовыми сланцами с редкими прослойками тонкослоистых песчаников и алевролитов. Мощность песчано-алевролитовых слоев составляет 10-20 см, редко достигая 1 м. Монотонные алевролитовые сланцы обычно имеют серый цвет, мелкозернисты и хорошо отсортированы. Слоистость в них обусловлена чередованием прослоек различной зернистости, или же пропластками глинистого, алевритового и песчаного материала. Обычно наблюдается параллельная и линзовидная, очень редко косая слоистость. Мощность пластов алевритовых сланцев варьирует в пределах 5-15 м. Если в алевритовых сланцах при смене прослоек наблюдаются постепенные переходы, то границы пропластков становятся неопределенными.

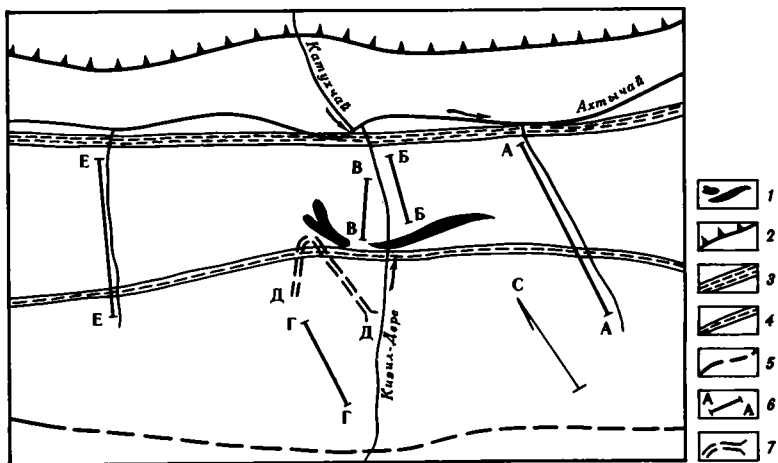
В наиболее тонкозернистых разностях пород этой свиты постоянно присутствуют пиритовые, глинисто-сидеритовые и кремнисто-сульфидные конкреции. В некоторых случаях они настолько типичны, что могут служить прекрасными маркирующими горизонтами. Так, в обнажениях по бортам р.Карабчай прослеживается характерная пачка глинистых сланцев с включениями многочисленных кремнисто-сульфидных конкреций. Пачка пород, содержащая точно такие же по составу конкреции, была встречена нами в зоне, вытянутой от поселка Карабчай до места слияния рек Карабчай и Дербикор. Выходы такой же пачки наблюдаются и в обнажениях ручья Филизчай в 150 м севернее рудного тела.

Между двумя пластами глинистых сланцев с включениями многочисленных мелких кремнисто-сульфидных конкреций в среднем течении р.Карабчай залегает пачка глинистых сланцев с пиритовыми конкрециями, ориентированными как по слоистости, так и по кливажу. В обнажениях р.Дербикор рядом с такими же конкрециями прослеживаются сульфидные линзы, в основном медно-пиритового состава, которые по химическому составу оказываются сходными с сульфидными конкрециями, ориентированными по кливажу. Наблюдения на дневной поверхности показывают, что между пиритовыми конкрециями и рудными линзами существуют весьма постепенные переходы.

Мощность средней пачки 300 м

Верхняя толща встречена только южнее Кехнамеданского надвига. Она представлена пачкой монотонных желтовато-серых глинистых сланцев с редкими маломощными прослоями тонкозернистых алевролитов (1-3 см). Ее кровля срезается Кехнамеданским разломом. Видимая мощность . . . 90-100 м

Система опробования района месторождения Кизил-Дере приведена на рис. 12. Здесь нами были изучены шесть разрезов в тех местах, где верхнеялахкамская рудосодержащая свита выходит на дневную поверхность. Три разреза находились в центральной части месторождения, на правом или левом берегу р.Кизил-Дере, в непосредственной близости от Правобережной (П-П) и Левобережной залежей (Ш-Ш, IV-IV). Кроме того, были описаны и опробованы стенки штольни 4, вскрывающей оруденение Левобережного участка (V-V). Для сравнения на западном и восточном флангах рудного поля Кизил-Дере были изучены



Р и с. 12. Схема расположения изученных разрезов в районе месторождения Кизил-Дере

1 - рудные залежи месторождения Кизил-Дере; 2 - Хновский разлом; 3 - зона Ахтычайского разлома; 4 - Кизил-Деринская тектоническая зона; 5 - Долгичайский разлом; 6 - разрезы, изученные по обнажениям; 7 - штольня 4

разрезы верхнеялахкамской свиты, вскрытые вдоль балки Лавинная (Хновская) в 2 км северо-западнее Левобережного участка (VI-VI), а также по балке Снежная в 1 км юго-восточнее Правобережного участка (I-I). Всего в районе месторождения Кизил-Дере были отобраны 500 проб горных пород.

В нижней, рудосодержащей, части верхнеялахкамской свиты О.А.Осетров, Р.С.Безбородов и А.А.Слюняев [1970] выделили девять крупных циклов-пачек, подробно описанных нами выше. Эти пачки, как показали наши полевые исследования, хорошо диагностируются в обнажениях, прослеживаются почти во всех разрезах района и несомненно могут являться литолого-стратиграфической основой при детальном изучении.

Четные пачки разреза верхнеялахкамской свиты (II, IV, VI, VIII) характеризуются широким развитием тонкозернистых глинистых пород-сланцев и аргиллитов. Флишиоидное чередование грубо- и мелкозернистых пород в них имеет место, но сильно подавлено. В этой части преобладают черные глинистые породы с редкими слоями алевролитов мощностью в доли сантиметра. Количество последних не превышает один-два слоя на 5-15 м мощности.

В нечетных пачках разреза (I, III, V, VII, IX) наряду с черными глинистыми сланцами в заметных количествах присутствуют слои и прослои обломочных пород - алевролитов и мелкозернистых песчаников серого цвета. Мощность терригенных образований достигает 2-5 см, но иногда увеличивается до 50-80 см. В целом они слагают до 20% мощности пачек.

Любопытно, что особенности строения пачек никак не связываются с пространственным распространением конкреций. Последние широко развиты в черных сланцах как в четных, так и в нечетных пачках рудосодержащей подосвиты. Кроме того, замечено, что количество сидеритовых и шпиритовых конкреций заметно возрастает снизу вверх, и верхние пачки толще, особенно пачки VII, VIII и IX

содержат особенно многочисленные прослой крупных стяжений. Их размеры колеблются от 1-3 до 5-10 см, иногда достигая 50-60 см в диаметре.

Общая мощность толщи 600 м.

Таким образом, рудоносные отложения в пределах месторождений Кизил-Дере и Филизчай представляют собой мощные флишоподные толщи, в которых последовательно и неритмично чередуются пачки глинистых сланцев с пачками переслаивания глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. При этом на долю глинистых пород в толщах приходится 80-85%. Здесь же следует отметить, что для песчано-алевролитовых пород исследованных регионов характерно частое выклинивание пластов по простиранию.

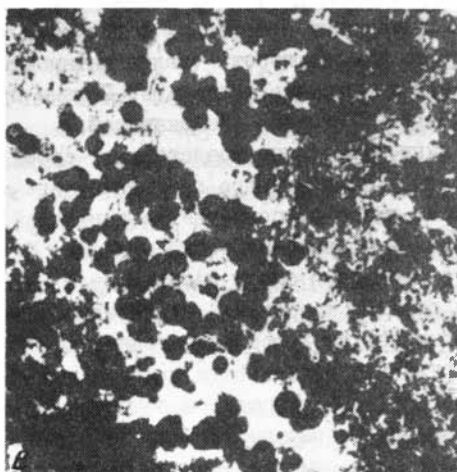
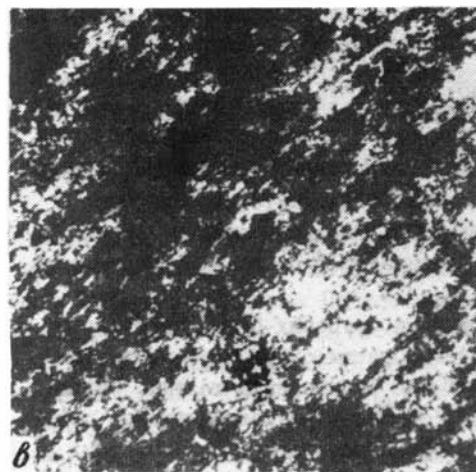
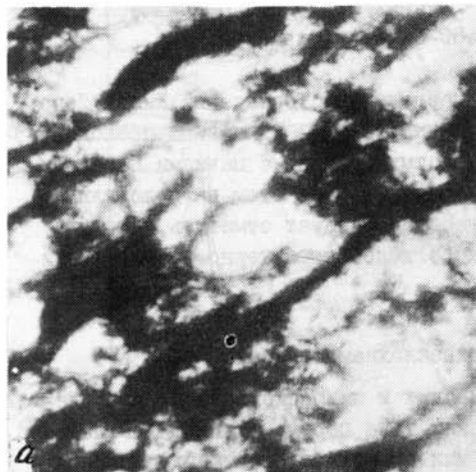
Типы пород белоканской и верхнеялахкамской свит

В изученных разрезах путем макроскопических и микроскопических наблюдений выделяются три основных петрографических типа пород, слагающих отложения в районах исследования: глинистые сланцы или аргиллиты (размеры преобладающей примеси частиц меньше 0,01 мм), алевролиты (размеры обломков 0,01-0,1 мм) и мелкозернистые песчаники (размеры обломков от 0,1 мм и более). Среди глинистых сланцев и аргиллитов встречаются разности, обогащенные алевролитовым и песчаным материалом. Они образуют целую гамму переходных типов пород от собственно глинистых сланцев и аргиллитов, через алевролитовые глинистые сланцы и аргиллиты к глинистым алевролитам и песчаникам. Кроме того, в рассматриваемых отложениях встречаются карбонатные и глинисто-карбонатные (мергелистые) породы, однако их количество здесь весьма незначительно и средняя мощность таких образований редко превышает 2% от всей мощности рудо-содержащих свит.

Глинистые сланцы и аргиллиты в исследованных разрезах очень широко распространены и слагают 80-85% мощности рудо-содержащих свит. Цвет этих глинистых образований черный, реже - темно-серый или коричневато-желтый. От глини они отличаются значительной плотностью, способностью раскалываться на плитчатые и остроугольные обломки, непластичностью и отсутствием разбухающих в воде компонентов.

В рудоносных отложениях Филизчай и Кизил-Дере распространены две разновидности глинистых пород - более метаморфизованные глинистые (аспидные) сланцы и менее измененные аргиллиты. Первые преобладают в отложениях верхнеялахкамской свиты, вторые - белоканской.

Глинистые сланцы представляют собой плотную, тонкозернистую породу, раскалывающуюся при ударе геологического молотка на тонкие плитки, плоскость которых часто не совпадает с первичной плоскостью наложения. Это вызвано интенсивным развитием трещин кливажа. Кливаж имеет слоистость глинистых пород и отсутствует в слоях песчаников и алевролитов, замещаясь в них более крупными и резкими трещинами, ориентированными под острым углом к кливажу течения. Монолитная, не выветрелая глинистая порода в горных выработках и скважинах обнаруживает поверхности кливажа лишь после удара геологическим молотком. А на дневной поверхности, в обнажениях, где породы подверглись длительному выветриванию, поверхности кливажа становятся четко видимыми невооруженным глазом. Надо отметить также, что макроскопически плоскости кливажа располагаются на больших расстояниях друг от друга. Под микроскопом же между этими плоскостями обнаруживается концентрация большого количества скрытых микро-



а - черный кварц-серпичитовый углисто-глинистый сланец (Кизил-Дере), ув. 350, без анализатора. Частицы кварца (белое) и чешуйки серпичита (серое) на фоне темной углисто-глинистой массы; видны трещинки кливажа; б - черный кварц-серпичит-хлоритовый углисто-глинистый сланец с углефицированным детритом (Филизчай), ув. 10, без анализатора. Включения углефицированного детрита определяют фитопелитовую структуру породы; в - черный кварц-гидрослюдистый глинистый сланец с рассеянным органическим веществом (Филизчай), ув. 140, без анализатора. Обилие мелких частиц рассеянного органического вещества (черное) окрашивает породу в черный цвет; г - тонкослойный глинистый сланец с прослоями кристаллов диагенетического пирита (Филизчай), полировка, ув. 9; д - диагенетические глобулы пирита в глинистом сланце (Кизил-Дере), ув. 350; е - черный гидрослюдистый глинистый сланец с обилием микроспор (Кизил-Дере), ув. 140, без анализатора

скопических поверхностей. Эти образования обычно прерывистые и волнистые (рис. 13а). Иногда они оказываются настолько сближенными, что порода в шлифе кажется тонко заштрихованной почти параллельными линиями, которые выделяются на общем фоне более темным цветом. Частота кливажных поверхностей колеблется от нескольких сотых миллиметра до 1 мм.

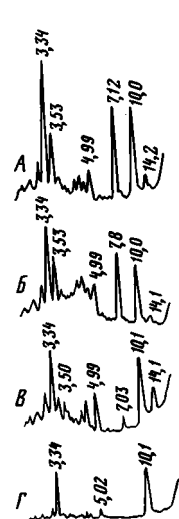
В аргиллитах кливаж выражен менее рельефно или отсутствует совсем.

Для обеих разновидностей глинистых пород типичны сланцеватая, микрослоистая, горизонтально-слоистая или волнисто-линзовидная, реже - пятнистая текстуры. В формировании наиболее распространенных текстур большое значение имеет ритмичное чередование слоев глинистых, а также алевролитового и песчаного материалов. При этом алевролитовый и песчаный материал обычно оказывается смятым в микроскладки и образует линзочки, залегающие субпараллельно и параллельно друг другу. Они часто оторачиваются тонким глинистым материалом. Мощность линзовидных скоплений обломочного материала 0,1-0,5 мм. Местами слойки волнообразно изогнуты. Характерна микрослоистость, обусловленная линзовидными и слоистыми скоплениями глинистого вещества и расположенная согласно или под углом к горизонтальной микрослоистости. Пятнистая текстура объясняется неравномерным распределением органического вещества, сульфидов и гидроксидов железа, а также обломочных зерен кварца, образующих расщепчатые участки и пятна в глинистой массе.

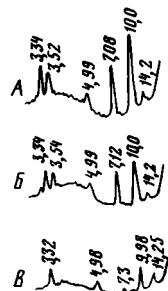
Минеральным агрегатом, слагающим основную массу глинистых пород, свойственна пелитовая, фитопелитовая, алевропелитовая и, нередко, микролепидобластовая структура (в местах существенного развития серпичито-хлоритовых чешуйчатых агрегатов). Изредка на участках скопления зерен кварца (размером 0,01-0,02 мм и меньше) получает распространение микрогранобластовая структура. Все эти структурные разновидности возникают в глинистых породах благодаря различной степени их метаморфизма и обнаруживают частые взаимные переходы.

Пелитовая структура характерна для пород, состоящих не менее чем на 95% из глинистых минералов. Фитопелитовая структура (рис. 13б) характеризуется присутствием в породе скоплений углефицированного детрита разных размеров. Алевропелитовая структура была встречена в сходных по текстуре породах, содержащих от 5 до 25% обломочных включений размером 0,01-0,1 мм.

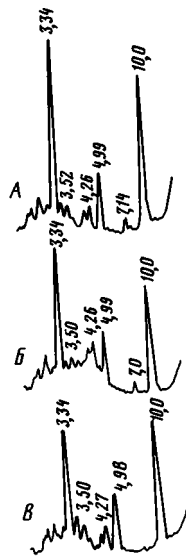
Основная масса глинистого материала, слагающего глинистые сланцы и аргиллиты, очень плохо диагностируется под микроскопом. С целью более точного определения фазового состава фракции < 0,001 мм исследуемых глинистых пород мы провели рентгенографическое изучение ориентированных препаратов с помощью дифрактометра ДРОН-2 (Cu K α). Для изучения были отобраны 30 наиболее харак-



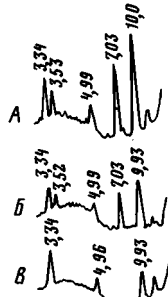
Обр. 141



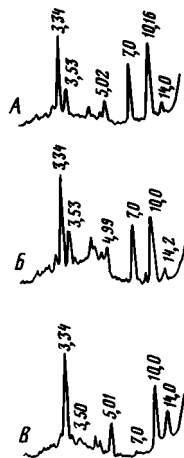
Обр. 57



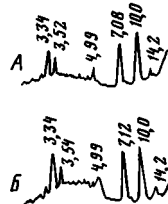
Обр. 150



Обр. 48



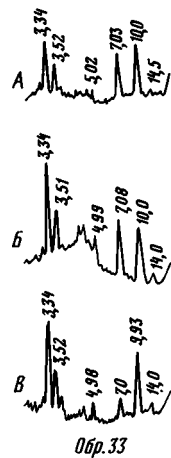
Обр. 12



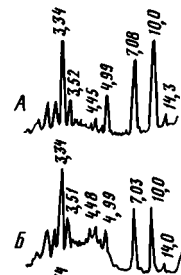
Обр. 89



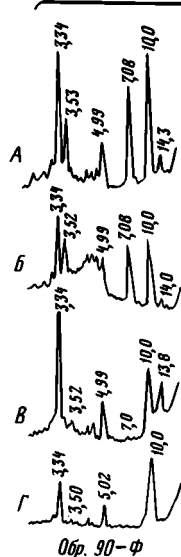
Обр. 118



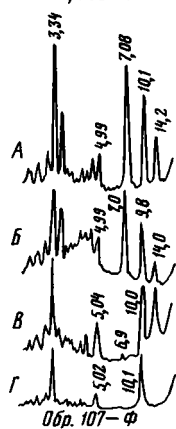
Обр. 33



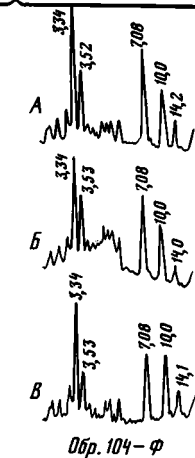
Обр. 104-φ



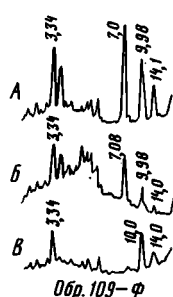
Обр. 90-φ



Обр. 109-φ



Обр. 89-φ



Обр. 107-φ



Обр. 107-φ

Обр. 89-φ

терных проб глинистых сланцев и аргиллитов, представляющих разрезы месторождений Филлизчай и Кизил-Дере. При камеральной обработке образцов глинистых пород, характеризующих различные части разрезов, из них выделена фракция $<0,001$ мм. Глинистая фракция, диспергированная в воде, осаждалась на предметное стекло таким образом, что большинство чешуек глинистых минералов оказались ориентированными параллельно плоскости стекла. Такая ориентировка усиливает серию отражений от плоскостей ООП. Эти отражения дают возможность рентгеновскими методами диагностировать состав глинистых минералов фракции.

Рентгеноструктурный анализ пелитовой фракции исследованных образцов выполнен в рентгеноструктурной лаборатории Геологического института АН СССР Т.Г.Елисеевой (руководитель лаборатории – доктор геолого-минералогических наук В.А.Дриц). Так как исследователям приходилось иметь дело со смесью глинистых минералов (гидрослюда, хлорит, каолинит, монтмориллонит, смешанослойные минералы), на дифрактометрах осуществлялись три записи: 1 – дифрактограмма ориентированного естественного природного образца; 2 – дифрактограмма образца, насыщенного глицерином для диагностики глинистых минералов с разбухающей решеткой; 3 – дифрактограмма образца, прокаленного при температуре 550°C , более точно подтверждающая определение хлорита. Кроме того, для более точной идентификации каолинита проводилась съемка части образцов после их обработки в 10%-ной HCl при температуре 80°C в течение 2 ч.

Наличие смешанослойных образований в образцах определялось или по присутствию на дифрактограммах рефлексов, промежуточных между рефлексами основных глинистых минералов, или по асимметричной форме базальных рефлексов таких минералов, как гидрослюда. Последняя наиболее часто участвует в построении смешанослойных образований.

Наиболее характерные дифрактограммы, полученные в результате изучения проб, показаны на рис.14. Сравнение дифрактограмм говорит о том, что глинистые сланцы исследованных отложений сложены в основном гидрослюдой и хлоритом с заметным количеством кварца и небольшим содержанием полевых шпатов и карбонатов. Из глинистых минералов наиболее распространенный и даже обычный компонент – гидрослюда, затем – хлорит.

Гидрослюдистый компонент устанавливается по серии базальных отражений – $001 = 10 \pm 0,2$; $002 = 4,99 \pm 0,03$; $003 = 3,34$. На дифрактограммах изученных природных образцов фиксируются все характерные пики минералов этой группы со следующими значениями межплоскостных расстояний: $d_{001} = 9,98-10,02$; $d_{002} = 4,98-5,02$; $d_{003} = 4,45-4,48$; $d_{004} = 3,33-3,34$; $d_{005} = 2,97-3,0$; 2,56. После насыщения глицерином и прокалывания образцов при температуре 550°C указанные серии отражений практически сохраняются без изменения. Кроме того, по высоте пика $4,99 \text{ \AA}$ видно, что здесь широко развита не обычная гидрослюда, а гидрослюда, существенно обогащенная железом.

Наличие хлорита определяется по отражениям $001 = 14 \pm 0,02$; $002 = 7,1 \pm 0,02$; $003 = 4,72$; $004 = 3,53 \text{ \AA}$ (исчезающим после кипячения в HCl). На изученных дифрактограммах фиксируются все характерные пики хлорита со следующими зна-

←
Р и с. 14. Рентгенодифрактограммы глинистых пород районов месторождений Кизил-Дере (I) и Филлизчай (II)

Образцы: А – воздушно-сухой, Б – с этиленгликолем, В – прокаленный при температуре 550°C , Г – обработанный в 10%-ной HCl при температуре 80°C

чениями межплоскостных расстояний: $d_{001} = 14,0-14,5$; $d_{002} = 7,0-7,08$; $d_{003} = 4,69-4,72$; $d_{004} = 3,52-3,57$; $d_{005} = 2,81-2,83$. После насыщения глицерином базальные отражения хлорита остаются без изменения, а после прокаливании образцов отражения 002, 003 и 004 практически исчезают (доходят до минимума), а отражение 001 сохраняется и усиливается по интенсивности.

Труднее всего отличить хлорит от каолинита. Пики хлорита 14 и 4,7 Å слабые и замаскированы пиками других компонентов, а положение пиков 7,1 и 3,5 Å почти такое же, как двух сильных пиков каолинита. Как отмечает Ч.Е. Уивер [1970 г.], присутствие каолинита в глинистых породах фиксируется развитием пика 3,5 Å, похожего на 3,53 Å (пик хлорита) и 3,57 Å (пик каолинита); последний отличается по интенсивности 7,1 Å.

Часть образцов, в которых нами предполагалось наличие каолинита, обрабатывалась в 10%-ной HCl при температуре 80°C в течение 2 ч, однако при повторной съемке каолинит в них не обнаружился.

Таким образом, анализируя состав и распределение глинистых минералов в исследованных плинсбах-ааленских отложениях, видим, что качественно и количественно они довольно однообразны. Почти повсеместно в глинистых толщах содержится 60-85% гидрослюда и 15-40% хлорита. Количественные соотношения между глинистыми минералами рассчитаны по методике Бредли-Бискайя [Biscaye, 1964]. Если в исследованных образцах определить среднеарифметические содержания глинистых минералов, причем количество хлорита принять равным 1, то отношение гидрослюда к хлориту будет равно 2,5:1. Очевидно существенное преобладание гидрослюда над хлоритом, которое особенно усиливается в образцах пород, приуроченных к стратиграфическому интервалу, вмещающему рудные тела.

Изучение политипных модификаций гидрослюдистых минералов в исследованных нами образцах не проводилось, но недавние публикации Ю.О. Гаврилова [Гаврилов, Ципурский, 1987], посвященные изучению состава глин в ниже-среднеюрских отложениях смежных районов (Бежтинский грабен, верховья рек Сулак и Аварское Койсу), позволяют считать, что в нашем случае гидрослюда, по-видимому, представлена двумя модификациями - 1M и 2M_T.

Под микроскопом глинистая масса сланцев и аргиллитов состоит из темного и непрозрачного, слабо поляризующего в скрещенных николях микроагрегатного глинистого материала. При этом образуются тонкие скопления гидрхлоритового и микрочешуйчатого гидрослюдистого вещества, а также пелитоморфного карбона и мелкозернистого кварца.

Обломочный материал (3-25%) присутствует в виде алевритовых частиц с размерами зерен 0,01-0,05 мм. Он представлен в основном кварцем и полевыми шпатами, реже пластинками гидратированной слюды и эпидотом. Кроме того, в пелитовых породах встречаются единичные выделения аутигенного пирита и остатки органического и углефицированного детрита, тонко пигментированного в пелитовом веществе. Спорадически встречаются зерна аксессуарных минералов - апатита, сфена, турмалина, циркона и рутила. По мере увеличения количества терригенного кварца в глинистых сланцах растет содержание алевритовых разностей. Конечным результатом увеличения количества обломков является появление в разрезе песчаных глинистых сланцев.

Для существенно гидрослюдистых сланцев (рис. 13в) характерно уменьшение содержания примеси обломочного материала. Обычно она не превышает 3-5%, реже достигая 15%. Для таких пород характерна четко видимая в шлифах однооб-

разная оптическая ориентировка вытянутых чешуек гидрослюда. В глинистых породах, представляющих собой смесь гидрослюдистых и хлоритовых частиц, обычно наблюдаются самые различные содержания примеси обломочного материала от 2-3 до 40-50%.

Кварц иногда корродируется глинистым веществом. Полевой шпат, как правило, образует остроугольные таблички. Чаще всего зерна полевого шпата полисинтетически двойникованы. Апатит, рутил, турмалин и циркон встречаются в виде характерных зерен, эпидот образует неправильные обломки, циркон - округленные. Минералы-примеси обычно хорошо видны при больших увеличениях под микроскопом.

Характерным аутигенным минералом является пирит. Его присутствие фиксируется в большинстве изученных образцов. Пирит в глинистых породах присутствует в форме хорошо выраженных кубиков (рис.13,г), сростков кристаллов разной формы, а также мелких глобуль (рис.13,д) размером 0,01-0,02 мм и более. Иногда он образует неяснокристаллические выделения неправильной формы.

Гидроксиды железа иногда развиваются на периферических участках пиритовых выделений, но чаще полностью замещают этот минерал. В сильно выветрелых глинистых сланцах и аргиллитах гидрослюда железа образуют многочисленные пятна и псевдоморфозы по пириту, окрашивая глинистое вещество в красно-бурый цвет.

В неизмененных глинистых породах всегда встречается довольно значительное количество рассеянного органического вещества. Оно трудно диагностируется под микроскопом, однако иногда в аргиллитах и даже сланцах встречаются сгустки, сохранившие правильную клеточную структуру. Крупные растительные остатки представлены обрывками углефицированного детрита самой различной формы: неправильные, удлинённые и волнисто-изогнутые, размеры которых 0,01-0,6 мм и более. В проходящем свете они темно-бурые, в косом освещении - черные с металлическим блеском. В некоторых образцах встречаются даже микроспоры (рис.13,е) с зеленовато-желтой, желтовато-коричневой и красноватой окраской. Иногда наблюдается замещение органических остатков сульфидами и окисными соединениями железа. Обилие органических остатков местами окрашивает породу в черный цвет.

В качестве примесей в глинистых сланцах и аргиллитах присутствуют также сидерит и анкерит. Сидерит встречается в виде отдельных рассеянных кристаллов и сгустков, импрегнирующих глинистое вещество, анкерит же наблюдается в виде крупных масс, где он срастается с кальцитом. Очень часто, особенно в пределах рудных зон, карбонаты выполняют многочисленные микротрещины в породе. Как правило, глинистые сланцы и аргиллиты содержат многочисленные конкреции, сложенные пиритом, сидеритом и анкеритом, сульфидами, кремнеземом и их различными сочетаниями. Детальнее они будут описаны ниже.

Химический состав глинистых пород охарактеризован в табл.3. Из нее следует, что количество и соотношение компонентов, определенные с помощью полного химического анализа в Химической лаборатории ГИН АН СССР, варьирует от одной пробы к другой, хотя в среднем для обоих изученных районов оно остается довольно близким.

Кремнезем в рассматриваемых породах является основным компонентом и присутствует главным образом в виде составной части глинисто-минерального комплекса, реже - обломочных силикатов и обломочного кварца. По данным Г.А.Чих-

Химический состав глинистых сланцев и аргиллитов, %

Номер пробы	Место отбора проб, возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Feo	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O
I8-ф	Район место-	55,88	1,25	17,87	5,33	4,64	1,73	2,82	0,07	1,35	3,93
37-ф	рождения Фи-	61,57	1,00	15,66	4,86	3,92	1,36	3,20	0,10	1,35	3,08
II7-ф	лизчай,	59,67	1,26	17,70	2,28	4,22	2,09	2,94	0,10	2,14	3,51
II8-ф	плинсбах	60,80	1,25	18,13	4,85	4,16	1,02	2,44	0,14	0,99	4,15
Среднее		59,48	1,19	17,34	4,33	4,24	1,55	2,85	0,10	1,46	3,67
I5-кд	Район место-	63,07	1,12	16,00	2,39	5,02	1,71	1,84	0,15	2,18	2,21
59-кд	рождения	61,28	1,18	17,37	3,33	3,82	0,67	1,88	0,05	2,58	3,08
II1-кд	Кизил-Дере,	63,89	1,01	16,18	3,36	4,35	1,00	1,51	0,03	1,97	2,87
75-л	аален	57,69	1,11	20,36	3,09	5,12	0,96	1,91	0,12	1,62	3,29
IOI-л		58,55	1,08	19,53	2,93	4,18	1,20	1,85	0,11	1,97	3,29
III-л		61,06	1,02	17,78	5,05	2,65	0,89	1,30	0,17	2,37	3,29
54-сн		56,84	1,02	18,71	4,69	4,46	1,02	1,90	0,07	1,35	3,51
45-сн		57,56	1,25	17,25	4,10	5,23	1,61	2,07	0,14	1,46	3,29
63-сн		57,96	1,02	19,58	4,57	3,37	1,02	1,79	0,10	0,18	5,15
Среднее		59,77	1,09	18,08	3,73	4,24	1,12	1,78	0,11	1,74	3,33

радзе [1971, 1979], исследовавшего огромное количество проб глинистых сланцев ниже-среднеюрских отложений различных районов Кавказа, среднее содержание SiO₂ в глинистых сланцах, содержащих незначительное количество терригенных примесей, оценивается в 57,4-59,02%. Ему должно соответствовать 24,41-19,47% глинозема в том, конечно, случае, если оба компонента входят в состав глинистых минералов. Иначе говоря, если SiO₂ и Al₂O₃ входят в состав глинистых минералов, алюмокремниевый модуль (Al₂O₃/SiO₂) будет варьировать в пределах 0,32-0,37.

В нашем случае этот модуль равен 0,29-0,30, что определяется несколько более низкими содержаниями Al₂O₃ в исследованных рудоносных толщах. Это означает, что некоторая часть SiO₂ в нашем случае, по-видимому, связана с обломочным кварцем. Впрочем, эта часть скорее всего незначительна, так как в алевролитах и особенно в песчаниках юрских толщ Кавказа Na₂O > K₂O [Чихрадце, 1971]. В нашем случае (см. табл.3) отношение Na₂O/K₂O всегда меньше 1, что говорит о резком преобладании в составе пород гидрослюдистого глинистого материала.

Среднее содержание титана (TiO₂) в 85 пробах юрских сланцев Кавказа Г.А.Чихрадце определил в 0,73%, а среднее отношение TiO₂/Al₂O₃ - 0,037. В наших анализах (см. табл.3) содержание двуокиси титана примерно в 2 раза превышает среднее, а титано-алюминиевый модуль достигает величины 0,06. Поскольку в шифах довольно часто встречаются обломки рутила, сфена и других титановых минералов, повышенные содержания этого элемента в породах приходится связывать с усиленным терригенным привнесом.

Дюбюпытные данные получаются при анализе распределения железа. Если от-

H_2O^+	H_2O^-	CO_2	$C_{орг}$	P_2O_5	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{Na_2O}{Al_2O_3}$	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	$\frac{MgO}{CaO}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$
3,96	0,41	Нет	0,60	Нет	99,84	0,32	0,070	0,076	0,34	1,63	0,87
3,52	0,34	"	0,51	0,002	100,47	0,26	0,064	0,086	0,44	2,35	0,81
3,40	0,35	"	0,47	Нет	100,13	0,30	0,071	0,121	0,61	1,41	1,85
1,67	0,44	"	0,57	"	100,61	0,30	0,069	0,055	0,24	2,39	0,86
3,14	0,40	"	0,54	0,001	100,26	0,29	0,069	0,084	0,40	1,64	0,98
3,18	0,36	"	0,43	0,21	99,87	0,25	0,070	0,140	0,99	1,08	2,10
3,43	0,38	"	1,14	0,15	100,34	0,28	0,071	0,152	0,64	2,81	1,15
2,90	0,25	"	0,82	0,10	100,26	0,25	0,064	0,123	0,69	1,51	1,29
3,89	0,54	"	0,38	0,18	100,26	0,35	0,061	0,080	0,49	1,99	1,66
3,56	0,53	"	0,83	0,18	99,79	0,33	0,060	0,100	0,60	1,54	1,43
2,69	0,69	"	0,64	0,12	99,72	0,29	0,062	0,131	0,72	1,46	0,53
3,88	0,86	"	1,14	0,15	99,60	0,33	0,060	0,072	0,38	1,66	0,95
4,28	0,79	"	1,00	0,002	100,03	0,30	0,071	0,090	0,44	1,29	1,28
3,94	0,65	"	0,60	0,19	99,52	0,34	0,053	0,011	0,04	1,76	0,74
3,53	0,56	Нет	0,78	0,14	99,93	0,30	0,062	0,101	0,52	1,59	1,14

бросить закисную и окисную форму и вычислить среднее содержание металлического железа в глинистых сланцах юры Кавказа, то, по материалам того же Г.А. Чихрадзе [1979], оно будет равно 4%. В глинистых рудосодержащих толщах Филизчая оно достигает величины 4,83%, а в тех же отложениях Кизил-Дере - 4,61%.

Очевидно, что наряду с терригенным титаном глинистые сланцы и аргиллиты районов месторождений весьма существенно обогащены аутигенными минералами железа. Интересно отметить, что к сходным выводам на ряде других месторождений Белокан-Загатальского района ранее пришел Н.К.Курбанов [1982б].

Продолжая анализировать данные, приведенные в табл.3, следует отметить, что отношение Na_2O/K_2O и MgO/CaO в среднем близки к тем же отношениям, приведенным в анализах Г.А.Чихрадзе [1979]. Близки к ним также и даже уступают средним содержания MnO . Все это позволяет считать, что только железо и титан в рудоносных толщах накапливаются по отношению к средним, кларковым количествам.

Интересные результаты дает попытка сравнить между собой геохимические особенности глинистых сланцев и аргиллитов разных месторождений. Отношение Fe_2O_3/FeO в районах Филизчая свидетельствует об относительной окисленности пород этого объекта; действительно, при равном количестве закисного железа (4,24% в обоих случаях) средние содержания окисного железа в Филизчае равно 4,35, а в Кизил-Дере - 3,73%.

Широкому развитию гипергенного окисления сланцев в Филизчае соответствуют также относительно невысокие содержания $C_{орг}$. Они здесь в среднем не превышают 0,54%, тогда как в Кизил-Дере количество $C_{орг}$ достигает 1-1,14% при среднем, равном 0,78%.

Алевролиты среди грубозернистых пород количественно преобладают. По своему распространению они во всех разрезах занимают второе место после глинистых отложений. Чаще всего встречаются средне- и крупнозернистые, реже попадаются мелкозернистые разновидности. Между алевролитами, песчаниками и глинистыми сланцами обычно существуют все постепенные гранулометрические переходы. Крупнозернистые алевролиты состоят в основном из обломков, размеры которых колеблются от 0,05 до 0,1 мм. В среднезернистых алевролитах размеры слагающих их обломков 0,025–0,05 мм. Обе эти разновидности распространены наиболее широко. Реже встречаются мелкозернистые породы с обломками 0,01–0,02 мм в диаметре, а также плохо отсортированные алевролиты, в которых наборы фракций варьируют в очень широких пределах.

Основным компонентом обломочной части являются зерна кварца. Они, как правило, имеют неправильную остроугольную, слабоокатанную форму. Часто кварц корродируется глинистым и карбонатным веществом. Отдельные зерна имеют волнистое погасание.

Незначительную примесь составляют плагиоклазы кислого состава. Изредка встречаются листочки гидратированного мусковита. Спорадически попадаются мелкие зерна апатита, циркона, сфена, эпидота, рутила и турмалина. Редко наблюдается присутствие сложных обломков микрокварцитов, кремнистых и хлорит-гидрослюдисто-кремнистых сланцев. Они обычно представляют собой сложные агрегаты кварцевых, хлоритовых и гидрослюдистых зерен.

Полевой шпат слабо пелитизирован, иногда с отчетливой двойниковой штриховкой. Пластинки и чешуйки бесцветной слюды гидратированы, изогнуты и расщеплены по слоистости.

Хлорит образует зерна неправильной формы, с бледно-зеленоватой или желтовато-зеленой окраской, с неясным плеохроизмом, с низким двупреломлением. Апатит, рутил и турмалин сохраняют следы призматического габитуса. Циркон в основном встречается в виде округлых зерен.

Текстура алевролитов параллельная, часто сланцеватая, обусловленная ориентированным положением чешуек слюды, хлорита, а также терригенной кластичности. Очень широко распространена в этих породах горизонтальная микрослоистость, которая может возникать в результате чередования слоев, сложенных грубым обломочным материалом и тонкой смеси обломков, органического вещества и хлорита (рис.15,в), периодического послойного обогащения гранулометрически однородной массы обломков рассеянным органическим или глинистым веществом (рис.15,д) или частой сменой обломочного материала глинистым (рис.15,г).

В целом слоистость, возникающая за счет изменения размерности обломочных компонентов в алевролитах, встречается довольно редко.

Как правило, в алевролитовых породах резко преобладает обломочная часть, она слагает 60–75% всей породы. Цементирующая обломки масса всегда находится в подчиненном количестве.

В алевролитах обычны два типа цемента. Наиболее распространен карбонатный цемент (рис.15,а), реже – глинистый, гидрослюдисто-хлоритовый цемент (рис.15,б). Карбонатный цемент чаще всего бывает представлен сидеритом (рис.15,е). Наряду с этим минералом в шлифах диагностируются кальцит, анкерит, доломит. Карбонатные минералы обычно не только заполняют поровое пространство между обломками, но и активно корродируют и даже замещают полевые шпаты, слюды и кварц.

Сидерит и выделения карбонатов в различной степени окристаллизованы. В большинстве случаев наблюдаются более или менее правильные ромбоэдры сидерита размерами 0,08–0,15 мм. Кроме того, сидерит и нередко и другие карбонаты присутствуют в виде мелких зерен размерами 0,02–0,04 мм, плохо определяемых в шлифах. Содержание карбонатов в некоторых прослоях колеблется от единичных зерен до 25–30%.

Глинистый цемент, так же как и карбонатный, чаще всего полностью заполняет поровое пространство алевролитов. Наряду с этим встречается цемент базального и даже пленочно-базального типа, когда гидрослюдисто-хлоритовые минералы с кремнистым веществом и гидроокислами железа только слабо скрепляют обломочный материал.

Чаще всего многочисленные включения хлорита в цементе алевролитов выделяются на фоне пелитоморфной глинистой массы и образуют ориентированные по слоистости микрочешуйчатые и микроагрегатные скопления разной формы и величины (рис.15,ж).

Нередко в алевролитах среди глинистого цемента наблюдается присутствие обломков обуглившегося растительного детрита. Они подчеркивают тончайшую ленточную слоистость пород. Содержание органического вещества в алевролитах в среднем колеблется от 0,05 до 0,45%.

В карбонатном и глинистом цементе алевролитовых прослоев очень часто присутствует рассеянный пирит. Он образует либо правильные кубические кристаллики размерами от 0,01 до 0,2 мм, либо характерные глобулярные выделения размером 0,01–0,05 мм. Иногда такие глобулы формируют более крупные скопления с неправильными формами. Пирит часто ассоциируется с окисными соединениями железа, которые частично или целиком замещают его или же образуют вблизи его выделений пятна и участки причудливой формы.

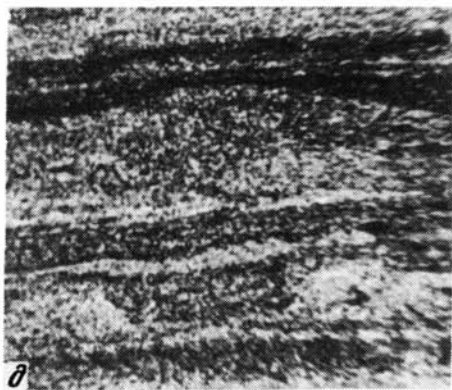
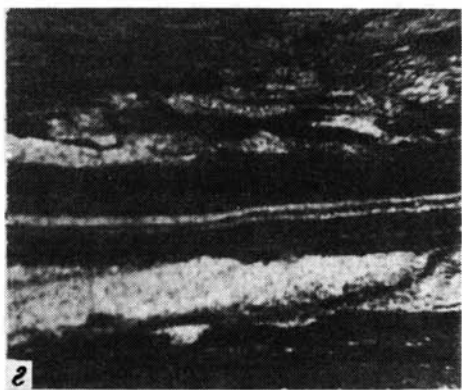
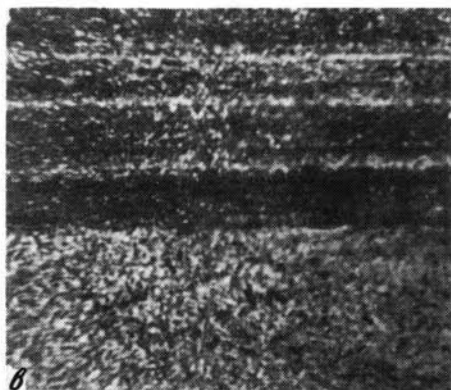
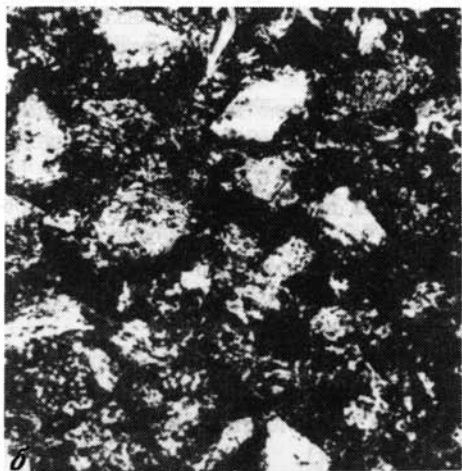
Химический состав алевролитов белоканской и верхнеялахкамской свит приведен на табл.4. Полные химические анализы этих пород были выполнены в Химической лаборатории ГИН АН СССР.

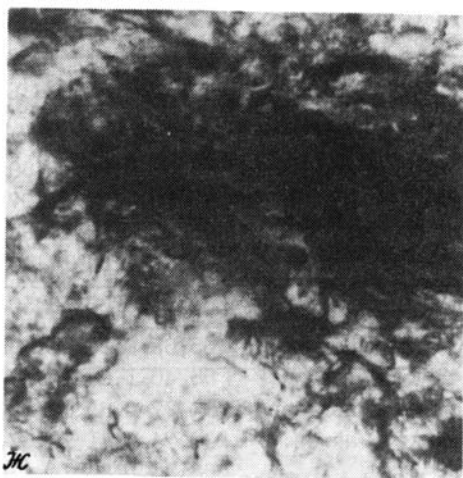
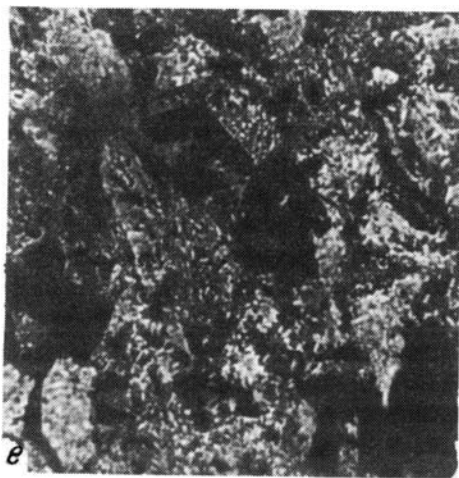
В отличие от глинистых сланцев и аргиллитов, по химическому составу которых имеются многочисленные данные, алевролиты юрских отложений Кавказа исследовались мало. Ориентировочным эталоном в этом отношении могут служить восемь анализов алевролитов разрезов р.Терек, опубликованные в книге Г.А. Чихрадзе [1979]. Сравнивая средние содержания компонентов, приведенные в табл.4, с литературными данными, легко придти к выводу, что в алевролитах белоканской и верхнеялахкамской свит довольно значительно концентрируются TiO_2 , $FeO+Fe_2O_3$, CaO и MgO . Два последних компонента, по-видимому, связаны с карбонатным цементом алевролитов.

Среднее содержание TiO_2 в юрских алевролитах р.Терек оценивается в 0,36%. Как это следует из данных табл.4, в алевролитах рудоносных отложений содержания титана в среднем колеблются от 0,83 до 0,93%.

Если содержание гидроокислов железа пересчитать на элементарное железо и суммировать, то в эталонных алевролитах его количество окажется равно 3,98%, в алевролитах рудоносных толщ оно будет равно 4,46% в Филизчае и 4,65% – в Кизил-Дере.

Сравнение алевролитов Филизчая с аналогичными породами Кизил-Дере приводит к выводу, что в первом месторождении породы очень сильно окислены. Действительно, здесь, в белоканских отложениях, отношение FeO/Fe_2O_3 едва до-





Р и с. 15. Микрофотографии алевролитов

а - среднезернистый алевролит с карбонатным цементом (Кизил-Дере), ув. 350, без анализатора. Цемент частично корродирует зерна кварца и полевых шпатов (белое); б - среднезернистый алевролит с гидрослюдисто-хлоритовым цементом (Кизил-Дере), ув. 140, без анализатора; в - чередование крупнозернистых и мелкозернистых слоев алевролита (Филизчай), ув. 6, без анализатора. Темные прослойки обогащены хлоритом и органическим веществом; г - переслаивание слоев глинистого сланца (черное) и алевролита (белое), ув. 6, без анализатора; д - слоистость в алевролите, ув. 9, без анализатора; е - зерна сидерита (черное) в крупнозернистом алевролите (Кизил-Дере), ув. 140, без анализатора; ж - хлорит в среднезернистом алевролите (Кизил-Дере), ув. 350, без анализатора

стигает 0,85, тогда как в алевролитах верхнеялашамской свиты оно равно 1,79. Гипергенное окисление, по-видимому, оказывает также влияние на содержание рассеянного органического вещества. Алевролиты филизчайского разреза сильно обеднены $C_{орг}$, которое здесь едва достигает 0,18%. В Кизил-Дере среднее содержание $C_{орг}$ в алевролитовых разностях терригенных образований равно 0,25%.

Песчаники являются относительно редким типом пород среди терригенных образований рудоносных свит. Они присутствуют в виде отдельных линзовидных прослоев и представляют собой крепкую, плотную по составу кварцевую породу серого цвета. Почти все изученные образцы песчаников принадлежат к мелкозернистым разностям и по минералогическому составу мало отличаются друг от друга. Встречаются как массивные, так и плитчатые разности. Мощность слоев колеблется от нескольких миллиметров до 1-5 см.

Текстура песчаных пород слоистая. Микрослоистая горизонтальная текстура обусловлена обычно послойным чередованием слоев разного гранулометрического состава. Наряду с горизонтальной слоистостью встречается волнисто-изогнутая и даже косая слоистость.

По структурным особенностям песчаники близки к алевролитам и для них также характерны псаммитовая, фитопсаммитовая и алевропсаммитовая структуры. Псаммитовая структура обусловлена присутствием обломков преимущественно пес-

Химический состав алевролитов, %

Номер пробы	Место отбора проб, возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O
19-ф	Район место-	65,63	0,74	15,89	5,42	2,92	0,59	2,38	0,07	2,25	2,44
30-ф	рождения Фи-	63,63	0,72	15,97	3,49	4,38	0,58	2,59	0,12	2,03	2,21
115-ф	визчай,	65,07	1,02	14,84	4,16	4,05	1,98	2,44	0,08	1,46	2,65
123-ф	плинсбах	64,60	0,84	14,46	3,68	4,85	1,15	2,73	0,21	1,09	3,51
Среднее		64,84	0,83	15,50	4,36	3,75	1,05	2,47	0,12	1,91	2,43
32-кд	Район место-	65,85	0,80	15,29	2,92	3,65	1,30	1,87	0,18	2,70	2,02
143-кд	рождения	58,40	1,04	19,30	2,16	4,91	1,27	2,55	0,14	1,25	3,93
164-кд	Кизил-Дере,	62,27	0,89	13,23	2,62	5,73	2,42	2,64	0,49	2,70	1,79
169-кд	аален	60,74	0,61	10,57	1,62	7,37	4,14	3,05	0,78	2,09	1,04
90-л		68,25	0,84	14,47	2,14	3,92	1,14	1,52	0,23	2,70	1,63
106-л		61,84	1,02	15,73	2,33	4,63	1,92	1,41	0,14	2,48	2,44
60-сн		59,93	1,14	15,18	2,97	5,22	2,93	1,51	0,28	2,14	2,44
67-сн		65,94	1,08	15,13	4,50	2,71	0,90	1,55	0,06	2,30	2,65
Среднее		62,90	0,93	14,88	2,66	4,77	2,00	2,01	0,29	2,30	2,24

чаной фракции. Наличие в песчаниках алевритовой примеси и растительного детрита определяет смешанные структуры: алевропсаммитовую и фитопсаммитовую.

Под микроскопом песчаники (рис.16, а, б), так же, как и алевролиты, состоят из кластического материала (50–80%), аутигенных минералов (1–5%), растительных остатков и связующей цементирующей массы (10–40%). Отсортированность пород средняя или низкая, окатанность зерен слабая, они в основном имеют угловатую форму.

Кластический материал представлен обломками мономинеральных зерен, в основном кварца, с примесью плагиоклазов среднего и кислого состава. Отмечается присутствие микроклина и ортоклаза. Кварц содержится обычно в количестве 40–50%, полевои шпат около 10–15%. Кварц образует неправильные, удлиненные, иногда изометрические зерна, слабо корродированные глинистыми частицами (рис.16, в) или карбонатным материалом. Обломки кварца остроугольные, угловатые, без следов окатанности. Иногда встречаются слабоокатанные зерна. Размер песчаных зерен от 0,1 до 0,15 мм, реже до 0,2 мм. Примесь алевритовых частиц размером 0,02–0,08 мм составляет 5–20% от всей массы обломков.

Полевой шпат в песчаниках распространен в виде таблитчатых зерен, часто с обломочными и остроугольными краями. Как правило, сохраняется двойниковая структура минерала. Поверхность зерен покрыта тонкозернистым пелитовым веществом и мелкими чешуйками серицита.

Хлорит образует зерна неправильной формы, бледноокрашенные. Под микроскопом зеленоватая хлоритовая масса выглядит почти изотропной. Пластинки гидрослюда местами слабо изогнуты, расщеплены по слоистости и иногда сульфидизированы.

Т а б л и ц а 4

H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C _{орг}	F ₂ O ₅	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{Na_2O}{Al_2O_3}$	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	$\frac{MgO}{CaO}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$
2,43	0,18	Нет	0,24	0,17	100,09	0,24	0,047	0,147	0,92	4,03	0,54
3,25	0,18	"	0,16	0,14	99,96	0,25	0,045	0,127	0,92	4,46	1,26
2,84	0,22	"	0,14	0,003	100,61	0,23	0,070	0,100	0,55	1,23	0,97
3,15	0,27	"	0,17	0,20	100,42	0,22	0,058	0,073	0,31	2,37	1,32
2,84	0,21	"	0,18	0,11	100,27	0,24	0,054	0,123	0,79	2,35	0,85
2,90	0,44	"	нет	0,18	99,97	0,23	0,051	0,182	1,34	1,44	1,25
3,56	0,31	"	0,64	0,14	99,50	0,33	0,050	0,073	0,32	2,01	2,27
2,68	0,23	2,05	0,19	0,20	100,13	0,21	0,072	0,201	1,51	1,09	2,19
2,92	0,21	4,30	нет	0,14	99,58	0,17	0,064	0,200	2,01	0,74	4,55
2,17	0,32	Нет	"	0,15	99,64	0,21	0,061	0,193	1,66	1,33	1,83
3,89	0,50	0,60	0,46	0,15	99,60	0,25	0,074	0,162	1,02	0,74	1,99
2,66	2,46	2,25	0,57	0,17	99,95	0,25	0,083	0,142	0,88	0,52	1,76
2,11	0,51	Нет	0,14	0,15	99,73	0,23	0,072	0,154	0,90	1,72	0,60
2,85	0,64	1,15	0,25	0,16	99,89	0,24	0,062	0,163	1,03	1,01	1,79

Эпидот образует зерна неправильной и округлой формы. Его зерна сравнительно редко присутствуют в цементе песчаников и алевролитов. Цвет желтовато-зеленый.

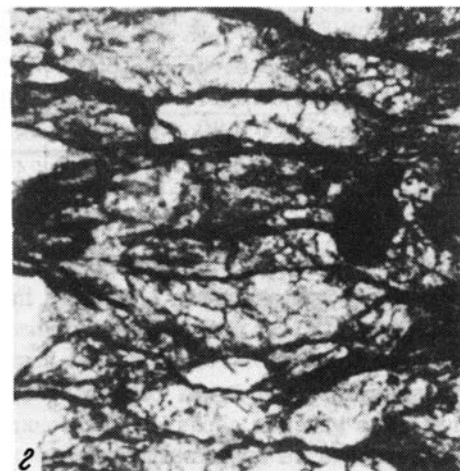
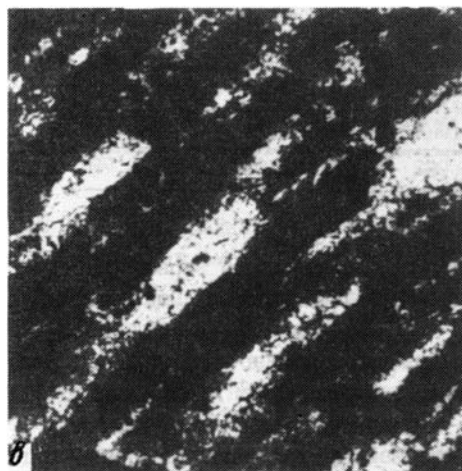
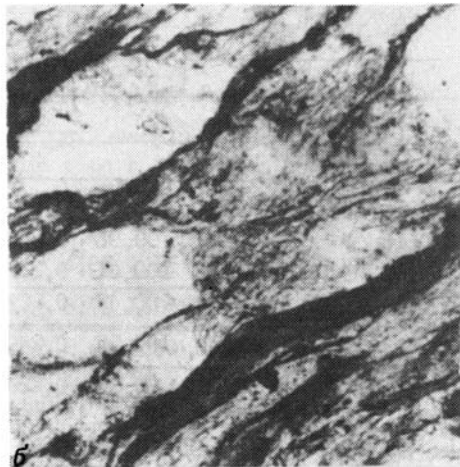
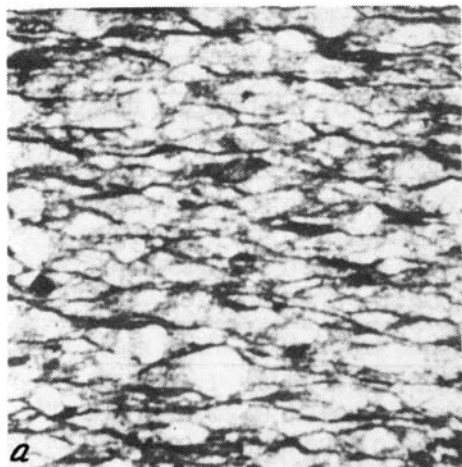
Апатит бесцветный, встречается в виде коротких призм и неправильных, слабо окатанных зерен. Рутил распространен в виде характерных игольчатых призм. Иногда этот минерал образует волосовидные игольчатые включения в кварце. Тонкие игольчатые кристаллы рутила с характерной высокой интерференцией легко диагностируются. Зерна циркона округлы, боченковидны, редко наблюдаются зерна пирамидальной формы. Обломки турмалина окрашены в зеленоватый цвет, форма его кристаллов призматическая.

Среди разнообразных по составу мономинеральных обломков изредка встречаются более крупные включения кремнистых и хлоритово-кремнистых сланцев. Обломки пород представляют собой тонко- и микрозернистые агрегаты хлорит-кварцевого состава.

В песчаниках рудосодержащих свит выделяется несколько типов цемента: базальный, пленочный и цемент замещения пор.

Цементирующий материал имеет глинисто-гидрослюдистый, глинисто-хлоритовый и хлорит-кремнистый состав. Местами в нем получает распространение большое количество карбонатов и гидроксидов железа. Очень часто цемент корродирует обломки, растрескивает их края и заполняет образовавшиеся углубления, придавая контактам извилистую конфигурацию. Встречаются микростидолитовые контакты между обломочными зернами, свидетельствующие о том, что породы были сильно деформированы при высоких геостатических давлениях.

Аутигенные образования пирита (рис.16, г) в песчаниках присутствуют в основном в виде глобулей, изометрических кубических кристаллов, их сростков и



Р и с. 16. Микрофотографии песчаников

а - мелкозернистый кварцевый песчаник (белое) с хлорит-серпичитовым цементом (серое), (Филизчай), ув. 15, без анализатора. Видны волнисто-изогнутые трещинки кляважа; **б** - то же, ув. 200, без анализатора; **в** - мелкозернистый углисто-глинистый кварцевый песчаник (Филизчай), ув. 140, николи скр.; **г** - мелкозернистый кварцевый песчаник с глинистым цементом и включениями пирита (черное), ув. 170, без анализатора

зернистых агрегатов. Гидроксиды железа развиваются по пириту, полностью или частично заменяя его. Кроме пирита, в цементе пород встречаются зерна карбонатов и хлоритов. Карбонаты чистые, бесцветные и выделяются в виде изометрических по форме зерен. Часто они присутствуют в виде четко ограниченных ромбоэдров (сидерит), рассеянных в поле шлифа. Иногда сидерит обнаруживается в виде мелких неправильных зерен размером 0,01-0,04 мм. В ряде образцов содержание карбонатов достигает 25-30%. Новообразования хлорита в цементе представляют собой обычно микроагрегатные скопления различной формы и величины. Органические остатки в песчаниках чаще всего присутствуют в виде углефицированных обрывков растительного детрита.

Химический состав песчаников белоканской и верхнеялахкамской свит охарактеризован в табл.5. Приведенные в ней полные химические анализы были выполнены в Химической лаборатории ГИН АН СССР.

В качестве эталонного объекта для сравнения можно использовать 30 полных химических анализов песчаников юрских отложений различных районов Кавказа, собранных в работе Г.А.Чихрадзе [1979]. Сравнивая с ними наши результаты, сразу можно обнаружить, что в повышенных количествах песчаники рудосодержащих отложений содержат TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MnO а в некоторых случаях MgO и Na_2O . Действительно, среднее содержание TiO_2 в песчаниках юрских отложений Кавказа колеблется от 0,15 до 0,66%, в среднем составляя 0,46%. В наших случаях минимальные содержания TiO_2 равны 0,59, а максимальные - 1,05%, среднее содержание компонента оценивается в 0,70-0,80%.

Суммарное содержание железа в песчаниках Кавказа при пересчете с окислов на элемент равно 2,12%. Аналогичным образом пересчитанное содержание железа в песчаниках белоканской и верхнеялахкамской свит колеблется в пределах 3,44-3,95%. Очевидно, что это почти в 2 раза превышает кларковое содержание железа в песчаниках провинции.

Среднее содержание MgO в юрских песчаниках Кавказа равно 1,74%, в рудосодержащих свитах оно колеблется от 1,42 до 2,43%. Довольно близко к среднему, но все же в некоторых случаях превышает его содержание Na_2O .

Все остальные компоненты в песчаниках рудовмещающих толщ месторождений Кизил-Дере и Филизчай находятся в пределах нормы.

При анализе поведения различных коэффициентов обращает на себя внимание, что песчаники месторождения Кизил-Дере окислены значительно более интенсивно, чем песчаники Филизчай. Это доказывается отношением FeO/Fe_2O_3 , которое в первом случае равно 0,66, а во втором - 2,04. Соответственно песчаные толщи Кизил-Дере довольно значительно обеднены органическим веществом (0,08%).

Итак, сравнение химических анализов различных типов осадочных пород, слагающих рудоносные отложения районов месторождений Кизил-Дере и Филизчай, позволяют отметить некоторые общие закономерности. Действительно, повсеместно в районах рудных месторождений все типы осадочных пород (песчаники, алевролиты, глинистые сланцы и аргиллиты) весьма ощутимо обогащены железом (Fe_2O_3+FeO) и титаном (TiO_2), иногда CaO и MgO ; последнее отражает карбонатизацию рудосодержащих пород. Кроме того, следует отметить, что в глинистых породах обычно $K_2O > Na_2O$, а в песчаниках наоборот, $Na_2O > K_2O$ или $Na_2O = K_2O$.

Карбонатные и глинисто-карбонатные мергелистые породы в рудосодержащих толщах количественно заметно уступают терригенно-глинистым образованиям. Их суммарная мощность редко превышает 2% общей мощности. Карбонатные породы слагают пласты, линзовидные прослои и линзы, мощность которых достигает 1-15, реже - 30-40 см. Протяженность карбонатных линз варьирует в широких пределах от нескольких сантиметров до нескольких метров.

Карбонатные алевроито-песчаные прослои особенно часто встречаются в восточной части месторождения Кизил-Дере, в нижней части верхнеялахкамской подовиты, а также в районе Левобережного рудного участка. По данным Н.К. и А.А.Паливода [1978], на северо-западном фланге Левобережной рудной залежи особенно широко распространены линзовидные прослои сидеритов и доломитов.

Линзообразные включения сидеритов известны в пределах рудоносных участков Кизил-Дере и Филизчай [Жабин, Рябова, 1971; Курбанов и др., 1967].

Химический состав мелкозернистых песчаников, %

Номер проб	Место отбора проб, возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O
17-ф	Район место-	66,87	0,60	15,33	0,46	5,65	0,59	2,49	0,11	3,45	1,40
29-ф	рождения Фи-	61,74	0,76	16,82	4,18	4,13	0,58	2,59	0,12	1,69	2,65
65-ф	лизчай,	65,16	0,70	16,69	2,36	3,05	0,73	2,93	0,11	1,92	2,87
75-ф	плинсбах	63,04	0,59	10,87	1,67	2,90	8,09	1,93	0,34	2,25	1,17
121-ф		68,72	0,86	12,92	1,48	5,03	1,77	2,21	0,17	0,14	2,87
Среднее		65,11	0,70	14,53	2,03	4,15	2,35	2,43	0,17	1,89	2,19
9-кд	Район место-	60,61	0,85	12,71	4,44	2,90	5,39	1,40	0,50	2,97	1,79
44-кд	рождения	64,58	1,05	15,04	1,90	3,61	2,50	1,69	0,19	3,23	1,95
82-л	Кизил-Дере,	66,00	0,88	16,00	2,57	3,07	1,82	1,04	0,14	2,97	2,28
84-л	аален	66,17	0,90	12,94	6,45	3,15	0,74	1,83	0,54	2,58	1,26
93-л		68,23	0,74	12,29	4,49	1,29	3,36	0,86	0,38	2,70	1,71
42-сн		68,54	0,66	8,30	4,83	4,30	4,06	1,52	0,34	2,59	1,05
51-сн		62,32	0,83	11,27	3,31	4,47	5,70	1,59	0,28	0,48	1,45
Среднее		65,31	0,84	12,65	4,00	2,62	2,61	1,42	0,34	2,50	1,64

Среди карбонатных пород по преобладающему компоненту выделяются кальцитовые, сидеритовые, сидерит-кальцитовые, кальцит-доломитовые и магнезиально-доломитовые разновидности. Микроскопические исследования показали, что карбонатные породы в основном сложены пелитоморфным, плохо раскристаллизованным карбонатным материалом. Значительное количество линз карбонатных пород это - мергели, карбонатные алевролиты и карбонатные песчаники. Глинистая масса в них представлена хлорит-серицитовым составом, алевроитовые и псаммитовые частицы - кварцем и незначительной примесью плагиоклазов среднего и кислого состава. Во всех линзах содержатся включения пирита. Карбонатный минерал - в основном сидериты ромбической формы. Реже встречаются анкерит и кальцит. Для сидерита характерна различная величина зерен от мелко- до крупнокристаллического. При окислении в зоне выветривания этот минерал разрушается и образует гидрокислы железа. Кальцит слагается зернами различного размера. Иногда он замещает сидерит, а также хлорит-серицитовую массу и песчано-алевритовые обломки. Нередко кальцит образует отдельные прожилки в сидеритовой и хлорит-сидеритовой массе или метасоматически замещает отдельные ее участки, формируя пятнистую текстуру. Иногда цемент песчаников и алевролитов представлен крупнокристаллическим кальцитом. Следует отметить, что в карбонатных породах по сравнению с песчано-глинистыми заметно уменьшено количество рассеянного органического вещества.

Фациально-палеогеографические условия образования
рудоносных отложений

Рассматривая фациально-литологические особенности рудовмещающих отложений месторождений Кизил-Дере и Филизчай, нетрудно прийти к выводу, что несмотря на их разновозрастность они являются почти однотипными флишными образова-

Т а б л и ц а 5

H_2O^+	H_2O^-	CO_2	$C_{орг}$	P_2O_5	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{Na_2O}{Al_2O_3}$	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	$\frac{MgO}{CaO}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$
2,60	0,44	Нет	Нет	0,15	99,94	0,23	0,039	0,225	2,46	2,22	12,30
3,37	0,24	"	0,29	0,17	99,60	0,27	0,045	0,100	0,64	4,47	0,99
3,18	0,22	"	Нет	0,14	99,80	0,26	0,042	0,115	0,67	4,01	1,29
2,48	0,06	3,85	0,16	0,10	100,20	0,17	0,054	0,207	1,92	0,23	1,74
2,82	0,27	Нет	0,24	0,002	99,50	0,19	0,067	0,012	0,05	1,25	3,40
2,90	0,17	0,77	0,14	0,11	99,85	0,22	0,048	0,131	0,85	1,03	2,04
2,46	0,25	3,95	Нет	0,12	100,34	0,21	0,072	0,231	1,66	0,26	0,65
3,04	0,33	0,70	"	0,16	99,97	0,23	0,071	0,222	1,66	0,68	1,90
2,40	0,30	Нет	"	0,25	99,62	0,24	0,064	0,193	1,30	0,57	1,20
2,90	0,57	0,15	0,07	0,18	100,43	0,20	0,071	0,201	2,05	2,47	0,49
2,13	0,30	1,75	Нет	0,12	99,64	0,18	0,063	0,221	1,58	0,26	0,29
1,19	0,40	1,75	0,20	0,001	99,73	0,12	0,083	0,312	2,47	0,37	0,89
2,60	0,50	2,35	0,27	0,003	99,45	0,18	0,072	0,043	0,33	0,28	1,35
2,39	0,38	1,52	0,08	0,11	99,90	0,19	0,073	0,202	1,52	0,54	0,66

ниями. Это довольно мощные морские толщи, в которых среди глинистых сланцев встречаются пласты песчаников, алевролитов, реже – карбонатных пород, периодически обогащающих отдельные части разреза. Хотя в этих отложениях иногда и проступают черты флиша, полного сходства с флишем все же нет. Действительно, как это было показано в работах Н.Б.Вассоевича [1948, 1951], флиш представляет собой мощную серию морских осадочных образований, характеризующуюся регулярным чередованием по меньшей мере двух, обычно же трех (реже четырех-пяти) основных литологических разновидностей слоев, всегда содержащих хотя бы по одному представителю двух главных гранулометрических классов обломочных пород. Независимо от вещественного состава они образуют закономерные парагенетические сочетания – простые ритмы, обычно прогрессивные гемциклы, как правило измеряющиеся сантиметрами и дециметрами. Флишеские породы бедны цельными остатками макрофауны и макрофлоры или вовсе лишены их, но содержат иногда фукоиды, а также гиероглифы.

Очевидно, что главным отличием исследуемых рудовмещающих отложений от флиша является отсутствие в них правильной ритмичности, проявленной как в микро- (слой, пласт), так и в макромасштабе (пачка, толща в целом).

Ритмичность исследуемых отложений выражается в варьирующей поставке грубообломочного материала, который образовывал в палеобассейне пласты песка и алевролита. Создается впечатление, что в данном случае процесс терригенной седиментации определялся не ростом внутригеосинклинальных кордильер, как это, по-видимому, имело место во время образования флиша, а естественным развитием дельты крупной реки, которая время от времени поставляла в морской водоем значительной массы терригенного материала, накапливающегося в подводной ее части. В пределах самого водоема он перемещался уже под действием усилившейся гидродинамики морских вод (волнение, циркулярные течения, конвекция), а также вследствие накопления избыточных масс осадков, разжижения илов или

подводных обвалов. Подобный механизм "лавинового" осадконакопления чрезвычайно распространен в современных морях и океанах [Страхов, 1956; Лисицын, 1974, 1988].

Конкретную литолого-фациальную обстановку, в которой формировались рудовмещающие отложения верхнеялахкамской свиты, можно представить себе, сопоставив между собой исследованные разрезы на площади. Хорошей основой для такого сопоставления является литолого-стратиграфическая схема расчленения разрезов, которую предложили О.А.Осетров [1978]. Выделенные им девять пачек верхнеялахкамской свиты были прослежены нами как в пределах самого месторождения Кизил-Дере (разрезы П-П, Ш-Ш), так и на его флангах, в районах балок Лавинная (Хновская, разрез VI-VI) и Снежная (разрез I-I).

Анализ изменения мощностей отдельных пачек и всех разрезов в целом приводится в табл.6. Из анализа таблицы следует, что в направлении с северо-запада на юго-восток или от балки Лавинная к месторождению Кизил-Дере и далее к балке Снежная наблюдается вначале увеличение, а затем уменьшение суммарных мощностей верхнеялахкамской свиты. Если в пределах разреза (банка Лавинная) мощность толщи, включающая пачки Ш-Ш, равна 443 м, то те же пачки в районе Левобережной залежи месторождения Кизил-Дере имеют мощность 484 м, а в районе балки Снежная - 426 м.

Характерно, что нижняя часть разреза, включающая пачки Ш-У, построена по классической схеме; каждая пачка увеличивается в мощности от балки Лавинная к месторождению и от балки Снежная к месторождению. Таким образом, в районе среднего течения р.Кизил-Дере вырисовывается впадина, контуры которой совпадают с областью повышенных мощностей верхнеялахкамской свиты. Реальность этой депрессии подтверждается фациальными изменениями нижних пачек. Действительно, пачка Ш, сложенная в районе месторождения чередованием черных сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников, к северо-западу заметно грубеет, и в разрезе балки Лавинная в ней начинают заметно преобладать песчаники и алевролиты. Сходные изменения происходят в ней и к юго-востоку. Здесь, в районе балки Снежная, распространены алевролиты, явно преобладающие над черными сланцами и песчаниками.

Весьма похожи фациальные изменения пачки IV. Сложенная в центральной части района черными глинистыми сланцами с огромным количеством пиритовых и сидеритовых конкреций, она "грубеет" к периферии и в ней появляются многочисленные прослои алевролитов.

Пачка У, представленная в районе Кизил-Дере чередованием сланцев, алевролитов и песчаников, и к юго-востоку и к северо-западу сохраняет особенности своего строения, представляя собой наиболее консервативную часть разреза, но количество прослоев алевролитов в ней увеличивается от наиболее глубокой части впадины к ее периферии.

Верхняя часть разреза, особенно в той его части, где развиваются глинистые пачки VI и VIII, сильно деформирована и расчленена разломами. Возможно, именно с наложенными тектоническими явлениями связаны в этой части резкое увеличение мощности пачки VI в районе балки Лавинная и уменьшение мощности пачки VIII в районе р.Кизил-Дере. Тем не менее и здесь центральные части впадины заполняются более тонким осадочным материалом, а на периферии получают развитие более грубозернистые разности осадков.

Подводя итоги, можно сказать, что в районе месторождения Кизил-Дере в верхнеялахкамское время, по-видимому, существовала конседиментационная впа-

Закономерности литолого-фациальных изменений отложений верхнеялахкамской свиты в Хнов-Борчинском районе

Пачка (по О.А. Осетрову [1978])	Балка Лавинная (УI-УI)		р.Кизил-Дере (II-II, III-III)		Балка Снежная (I-I)	
	Мощность, м	Характеристика	Мощность, м	Характеристика	Мощность, м	Характеристика
УШ	58	Черные глинистые сланцы с редкими прослоями алевролитов, с конкрециями	36	Черные глинистые сланцы с редкими прослоями алевролитов, с конкрециями	68	Черные глинистые сланцы с редкими прослоями алевролитов, с конкрециями
УП	73	Средняя часть пачки - алевролиты, вверху и внизу - чередование сланцев с алевролитами	87	Чередование черных глинистых сланцев с алевролитами. Много конкреций	80	Чередование черных глинистых сланцев с алевролитами. Много конкреций
УI	104	Черные глинистые сланцы с многочисленными конкрециями. Вверху и внизу - алевролиты	54	Черные глинистые сланцы с многочисленными конкрециями	84	Чередование черных сланцев с алевролитами, в нижней части алевролиты преобладают
У	66	Чередование алевролитов, черных сланцев и песчаников	126	Чередование черных сланцев, алевролитов и песчаников	58	Чередование алевролитов и черных сланцев
IV	64	Черные глинистые сланцы с редкими прослоями алевролитов. Конкреции	80	Черные глинистые сланцы с редкими прослоями алевролитов. Конкреции	54	Черные глинистые сланцы с редкими прослоями алевролитов. Конкреции
III	79	Песчаники и алевролиты с прослоями черных глинистых сланцев	101	Чередование черных сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников	82	Алевролиты, чередующиеся с черными сланцами и мелкозернистыми песчаниками
Всего	443		484		426	

дина. Она контролировала накопление осадков, так как в ее центральной части осаждался преимущественно тонкий глинистый материал, существенно обогащенный органическим веществом. Впоследствии именно в этой существенно глинистой части разреза широкое распространение получили сульфидные и карбонатные конкреции. В краевых частях и за пределами этой конседиментационной ловушки шло накопление более грубого обломочного материала и отлагались песчано-алевритовые осадки. Нельзя также не отметить, что флюидная ритмичность осадконакопления сохранялась как в пределах, так и за пределами таких конседиментационных ловушек, вследствие чего ритмостратиграфическое сопоставление разрезов ялахкамской свиты принципиально возможно на широких площадях Южного склона Большого Кавказа.

Вывод о приуроченности колчеданно-полиметаллического оруденения Кизил-Дере к конседиментационной впадине-ловушке был сделан для данного объекта впервые, хотя на других месторождениях Южного склона Большого Кавказа сходные предположения высказывались многократно. Так, именно существование западин, наполнявшихся тонкозернистыми глинистыми осадками в ниже-среднеюрское время, предполагали Н.К.Курбанов и др. [1974], Н.К.Курбанов и А.Н.Бирюков [1982 г.], О.Д.Кадымов [1982], Н.К.Курбанов, В.И.Буадзе, А.Г.Твалчрелидзе и др. [1983], а также Т.М.Гурешидзе [1986] для месторождений Катех, Кацдаг, Филизчай и др.

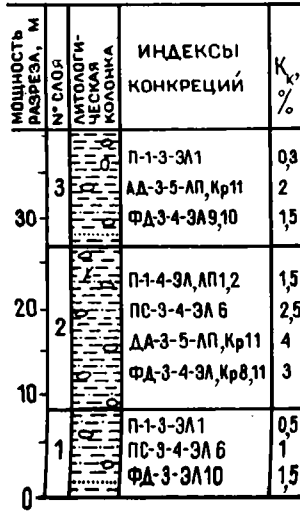
В этом отношении особенно интересные данные получили Н.К.Курбанов и другие [1974], О.Д.Курбанов и др. [1974], а также О.Д.Кадымов [1982], а в последнее время – Т.М.Гурешидзе [1986] для месторождения Катех. Здесь главной рудосодержащей толщей мегиканской свиты является пачка I1, которая в центральной части месторождения представлена глинистыми сланцами с очень редкими прослоями алевролитов. Ее мощность в центральной части месторождения достигает 70–75 м. К западу и востоку мощность этих осадочных отложений быстро сокращается до 35–40 м, а количество прослоев алевролитов быстро возрастает (рис.17). По данным Г.М.Гурешидзе [1986], литолого-фациальные изменения рудоносных отложений тесно сопрягаются с изменением конкреционности глинистых сланцев. В центральной части конседиментационной ловушки широко распространены пиритовые, пирит-сидеритовые, анкерит-сидеритовые, доломит-сидеритовые и фосфатно-сидеритовые конкреции. Коэффициент конкреционности здесь достигает 20–25%. На флангах месторождения в качестве главных конкрецтеобразователей выступают доломит, анкерит, сидерит, шамозит. Количество конкреций, сложенных пиритом, кремнеземом и фосфатом, здесь заметно падает. Любопытно, что на периферии сильно уменьшаются коэффициенты конкреционности, которые едва достигают 6–8%.

Очевидно, что высокая гидродинамическая активность среды, способствующая отложению алевритовых осадков, является весьма неблагоприятным фактором для формирования конкреций. И, наоборот, накопление тонкого глинистого материала, возможно обогащенного органическим веществом и сбрасывавшегося в центральные части конседиментационного прогиба, стимулировало усиленное диагенетическое перераспределение вещества и образование конкреций разного состава и размеров.

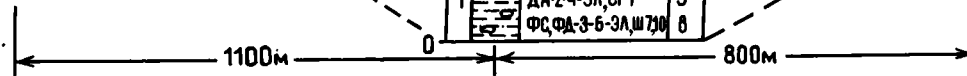
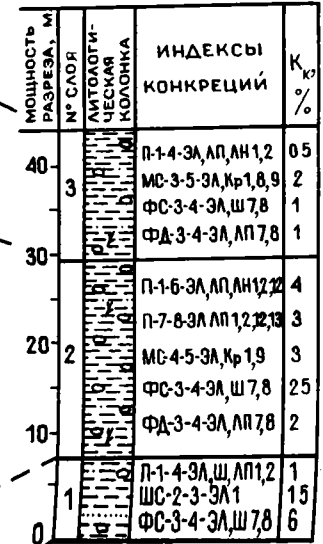
Следует подчеркнуть одно очень важное обстоятельство: преобладание пиритовых конкреций в центральных частях ловушки носит чисто статистический характер, поскольку здесь рядом с пиритовыми формируются сидеритовые и анкерито-

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ



ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ



Р и с. 17. Сопоставление разрезов рудовмещающей пачки II Катехского месторождения [Гурешидзе, 1986]

1 - песчанники; 2 - алевролиты; 3 - глинистые сланцы; 4 - растительные остатки; 5 - конкреции

вне стяжения. Точно так же преобладание сидеритовых конкреций на флангах сочетается с развитием некоторого количества шпиритовых стяжений. Все это означает, что процессы осадконакопления и диагенеза в конседиментационных депрессиях не были оторваны от процессов, протекавших во всем ниже-среднеюрском палеоводоеме. Впадины-ловушки не были геохимически и седиментационно изолированными структурами; они только усиливали или ослабляли те процессы седиментации и диагенеза, которые происходили повсеместно.

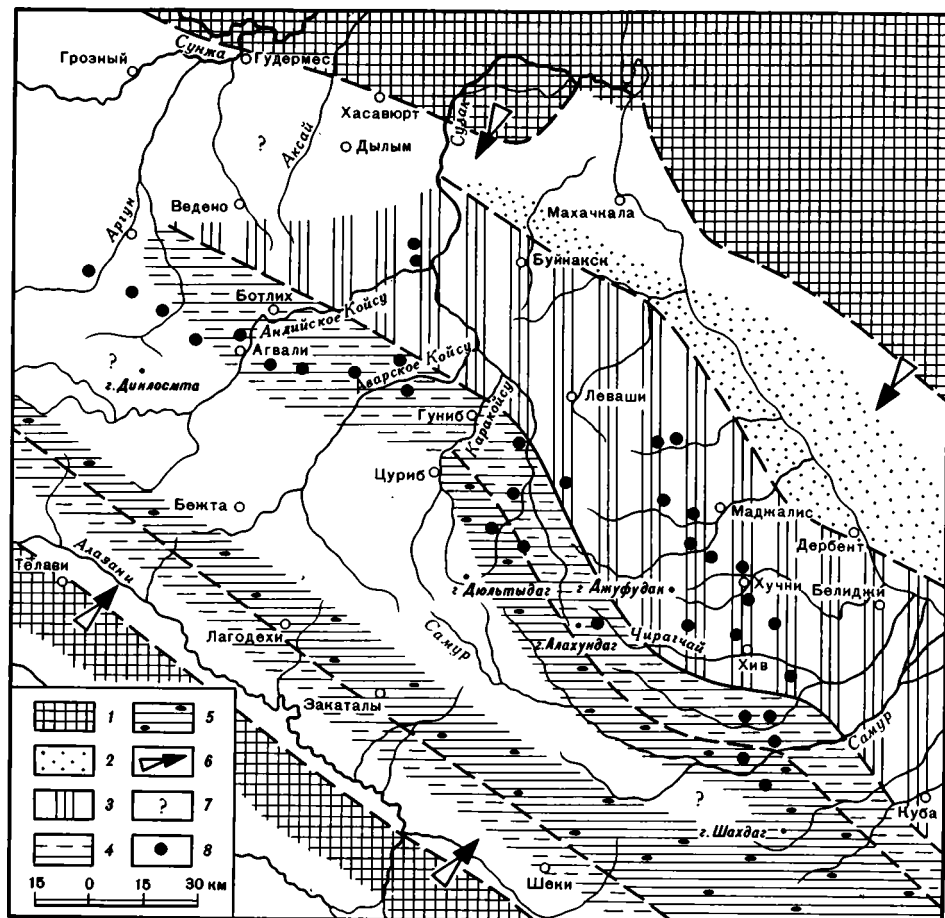
Очень важным также представляется вывод, сделанный в работе Т.М.Гурешидзе [1986] об относительном положении конседиментационной впадины, развивавшейся в верхнетюарском палеоводоеме в районе Катеха. По Т.М.Гурешидзе, седиментационная ловушка, заполнявшаяся в большей степени глинистым материалом, нежели грубообломочным, была расположена на шельфе верхнетюарского моря, вытянутом вдоль алазанской суши. Более глубокая часть палеоводоема с широко распространенными глинистыми осадками располагалась к северу от нее.

Общее представление о палеогеографии ниже-среднеюрского морского водоема лучше всего получить, рассмотрев особенности строения верхнеялашкской свиты и ее стратиграфических аналогов. Согласно схемам Д.И.Панова [1976] и В.Б. Агаева [1976], ниже- и верхнеялашкским свитам на территории Азербайджанской ССР соответствует нижняя часть кархунской свиты (см. рис.2). В пределах же Горного Дагестана нижнеялашкская свита сопоставляется с верхней частью карахской, а верхнеялашкская свита соответствует нижней части игатлинской свиты Д.И.Панова [1976] или хивской свиты В.Т.Фролова [1965]. Такое сопоставление доказывается тем, что в верхней, глинистой, части карахской свиты обнаруживаются остатки аммонитов *Leioceras sinon* Bayle, *L. ex gr. sinon* Bayle, *L. wilsoni* Buckm., *L. acatum* Qu. и более редкие - *Tmetoceras scissum* Bepescke, *Leioceras subcostatum* Qu., *L. cf. unsinatum* Buckm., а также мелкие *Ludwigia ex gr. murchisonae* Sow. [Фролов, 1965], а в сидеритоносных отложениях нижней части игатлинской (хивской) свиты распространены *Ludwigia - chisonae* Sow., *Ludwigia bradfordensis* Buckm., а также *Ludwigia concava* Sow. и *Staufenia sinon* Bayle [Панов, 1976].

Литолого-фашиальный и палеогеографический анализ верхнекарахских и нижнехивских (игатлинских) отложений на площади всего Юго-Восточного Кавказа проводил В.Т.Фролов [1965]. По его данным, верхнекарахский палеоводоем можно представить себе следующим образом (рис.18).

Северо-восточнее линии Махачкала-Грозный располагалась гористая суша, причленявшаяся к структурам Донбасса и равнинам Русской платформы. На юге, вдоль среднего течения р.Алазань, находился второй участок суши, вытянутый в общекавказском направлении и ограничивающий с юго-запада юрский проливнообразный водоем. Низкая заболоченная равнина, прорезанная дельтами рек, прилежала к континенту на северо-востоке и южнее постепенно переходила в морские фаши подводной дельты. Здесь были распространены пляжи, пересыпи, косы и бары. В пределах равнины шло интенсивное формирование аллохтонных углей, а также осадков лагун и болот.

На северо-востоке равнина оставила следы в виде широкой зоны развития фаши песчаных отложений с углями. Здесь встречены косослойные аллювиальные песчаники, угли, углистые сланцы, а также тонкослойные и комковатые глины и аргиллиты, пойменные и проточные песчаники и алевролиты. Характерно очень широкое развитие сидеритовых конкреций, содержащих растительные остатки. Вблизи алазанской суши аналогичная зона фаши отсутствует.



Р и с. 18. Схема палеогеографии Юго-Восточного Кавказа в верхнекаракумское время [Фролов, 1965]

1 - суша; 2 - песчаники с углями (угленосная фация); 3 - грубочередующиеся массивные песчаники и тонкоритмичные глинистые пачки ("переходная фация"); 4 - тонкочередующиеся аргиллиты, алевролиты и песчаники; 5 - глинистые отложения с небольшим содержанием алевролитов и песчаников; 6 - направление сноса обломочного материала; 7 - отложений нет или они глубоко погружены; 8 - изученные разрезы

К юго-западу от этой полосы большое развитие получают осадки морского водоема нормальной солености, причем у самого берега развита область накопления пластов грубых песчаников, чередующихся с тонкоритмичными глинами, а далее, вглубь водоема, флишеподобное чередование и гранулометрия пород становятся все более тонкими, и в нем глины и алевролиты постепенно вытесняют песчаники.

Среди наиболее прибрежных морских отложений В.Т.Фролов [1965] выделяет фацию глинисто-песчаных неугленосных толщ. Она представлена пачками ритмично чередующихся массивных песчаников, алевролитов и глин. Все это типичные отложения прибрежного морского мелководья, среди которых выделяются осадки

пляжей, баров и пересыпей, вдольбереговых течений, речных выносов в море и подводных желобов.

В южной части верхнекарахского пролива то же чередование носит более тонкий характер. Массивные песчаники отсутствуют, а вместо них развито переслаивание мелкозернистых песчаников и алевролитов. По-видимому, это отражает преимущественную поставку грубообломочного материала с севера. В глинисто-алевритовой части этих отложений широко развит комплекс сидеритовых, сидерит-анкеритовых, анкерит-доломитовых, кальцитовых и пиритовых конкреций.

В центральной части водоема развивается фация глинистых, наиболее глубоководных отложений. Она складывается тонко чередующимися глинами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками и представляет собой типичные флюиды. Здесь осадконакопление осуществлялось в более спокойных гидродинамических условиях, и только спорадически возникали придонные течения. Часть этих осадков - шлейфы подводных дельт, часть - отложения малоподвижных вод во впадинах. Следует подчеркнуть, что в пределах Южного склона Большого Кавказа в отложениях этой зоны значительную роль играют мелкозернистые песчаники. Вообще границы фаций в южной части верхнекарахского бассейна весьма условны.

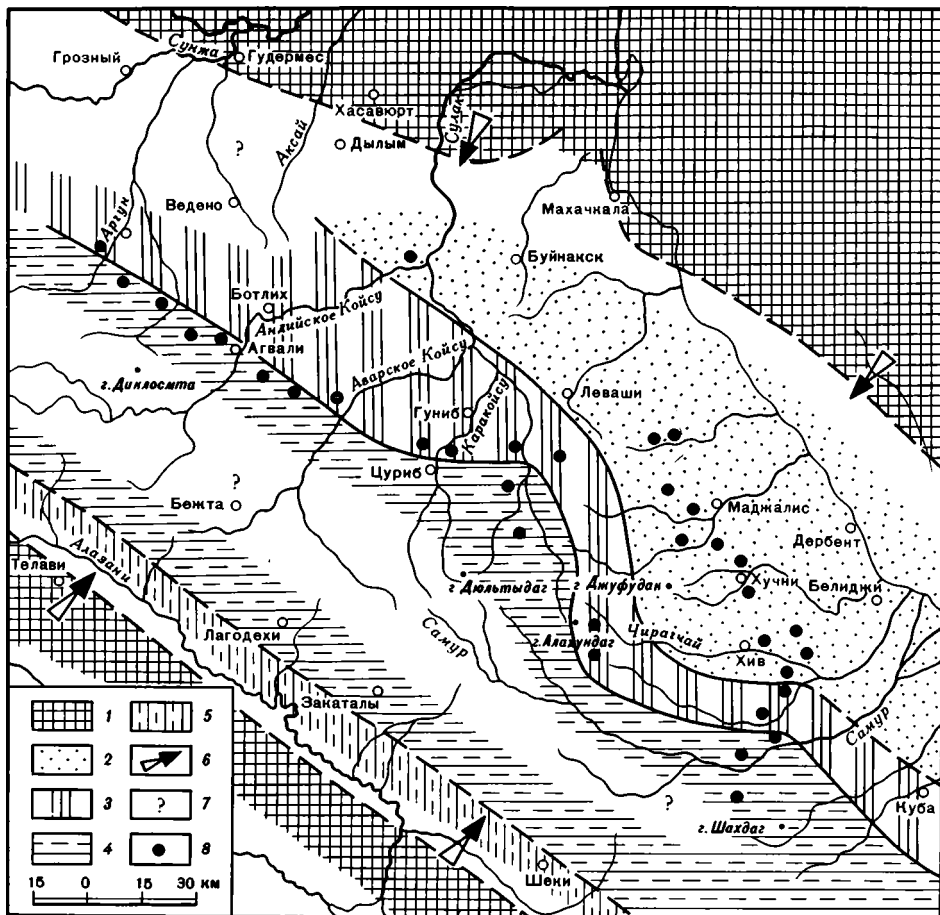
Характерной особенностью этих толщ является постоянное присутствие обильных конкреций сидерита, пирита, фосфорита, шамозита и глауконита. Местами конкреции сидерита сгружаются и образуются сидеритовые залежи, промышленное значение которых рассматривалось в работах Д.В.Дробышева [1932], И.И.Бессонова [1948], А.А.Корженевского [1959], Ч.М.Халифа-заде и С.М.Аббасовой [1963] и многих других. Хотя осадки фации глинистых отложений и являются самыми глубоководными, их строение свидетельствует о крайне активной гидродинамике водоема. Действительно, прослой алевролитов и песчаников, чередующиеся с глинами, развиты в приосевой части Кавказской геосинклинали, на самых больших глубинах палеоводоема. В соответствии с такой гидродинамической активностью, по-видимому, находилось широкое распространение кислород в водах и чрезвычайно редкое возникновение сероводородного заражения в морской воде. Интенсивное пиритообразование и формирование сидеритовых конкреций осуществлялось главным образом в илах на стадии диагенеза.

Верхнекарахский бассейн отличался заметной асимметрией. На северо-востоке участки суши были подняты и интенсивно размывались, а в водоеме отмечалось интенсивное прогибание и накопление огромных масс терригенно-глинистых осадков. Напомним, что суммарная мощность карахских отложений в Южном Дагестане достигает 3500 м.

Юго-западная часть суши была низменной, а прогибание в прилегающих частях морского бассейна осуществлялось слабо. В результате на Южном склоне Большого Кавказа максимальные мощности карахской свиты не превышают 2000-2500 м.

В хивское или игатлинское время фациально-палеогеографическая обстановка в общих чертах сохранилась, хотя площадь, занятая морским водоемом, несколько увеличилась. По мнению В.Т.Фролова [1965], ширина проливнообразного моря достигала в это время 200-220 км (рис.19).

В самом бассейне осадконакопления от нижнехивского времени к верхнехивскому постепенно менялись отношения между площадями, занятыми различными фациями. Особенно это коснулось области угленакопления, которая явно и постепенно редуцировалась. Действительно, если в верхнекарахское время площадь фации песчаных отложений с углями занимала почти треть площади аква-



Р и с. 19. Схема палеогеографии Юго-Восточного Кавказа в хивское время [Фролов, 1965]

1 - суша; 2 - песчаники с углями (угленосная фация); 3 - грубочередующиеся массивные песчаники и тонкоритмичные глинистые пачки ("переходная" фация); 4 - тонкочередующиеся аргиллиты, алевролиты и песчаники; 5 - грубочередующиеся песчаные пачки с тонкоритмичными глинистыми; 6 - направление сноса обломочного материала; 7 - отложений нет или они глубоко погружены; 8 - изученные разрезы

тории (см. рис.18), то в верхнехивское время - только узкую полосу Каспийского побережья. При этом в верхней части хивской свиты наличие угленосных площадей только предполагается на северо-западе.

Что же касается фации чередования песчаников и глин, занимающей промежуточное место между отложениями песчаников с углями и фацией глинисто-песчаных флювиоидов, то она распространяется все шире и в конце хивского времени доминирует в северо-восточной части водоема. В ней развиты аргиллиты, содержащие примесь монтмориллонита и разнообразные сидеритовые, кальцитовые и фосфатно-кальцитовые конкреции.

Характерно, что в наиболее глубоководной части хивского моря распространение получают две фации. На северо-востоке располагается фация глинистых

отложений, в которой среди глин содержится до 20% пластов мелкозернистых песчаников и алевролитов. Аргиллиты этой фации содержат мелкие сидеритовые и крупные конкреции. Встречаются линзы известняков и прослои конкреционных конгломератов.

На юго-западе развита фация тонкоритмичных песчано-алеврито-глинистых пород. В ней грубые, даже косослоистые песчаники чередуются с алевролитами и глинистыми сланцами. Именно с этой фацией связаны все колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения Южного склона Большого Кавказа. В глинистых сланцах присутствуют конкреции сидерита, кальцита, шприта, встречаются барит и глауконит.

При анализе палеогеографического развития района большой интерес представляет изучение угленосности. Для карахского и хивского (игатлинского) времени В.Т.Фролов [1965] подсчитал мощности угленосных отложений и высчитал коэффициенты угленосности. Оказалось, что максимальные мощности угольных пластов установлены в юго-восточной части региона, в бассейне р.Рубасчай, где на каждые 100 м разреза приходится 1 м мощности угля, а общее количество пластов угля достигает 30-40. В районах рек Чирахчай и Рубасчай пласты угля разрабатывались местными жителями.

Верхняя часть карахской свиты угленосна только в районах Салатау и Джу-фидагского антиклинория. Здесь установлены четыре пласта угля, один из которых достигает рабочей мощности.

В нижней части хивской (игатлинской) свиты угленосность заметно уменьшается. В районе севернее р.Уллучай угленосной является нижняя ее половина, где обнаружено 13 пластов маломощных (0,1 м) бурых углей плохого качества.

Любопытно, что сидеритоносность и способность формировать конкреции оказались тесно связаны с угленосностью (рис.20). Действительно, В.Т.Фролов [1965] показал, что сидеритоносность карахской свиты неединокова. Она возрастает снизу вверх, причем вблизи от кровли карахской свиты в ней содержится 10-20% мощности, сложенной сидеритовыми залежами. Наиболее крупные месторождения сидеритов известны в районах левобережья р.Самур, по р.Курахчай и в ряде других мест.

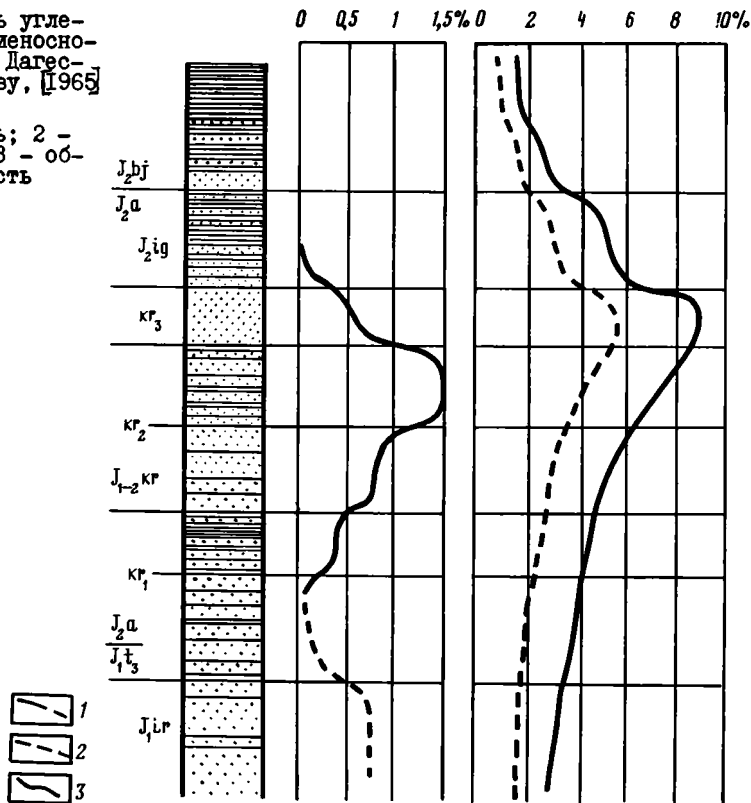
В хивской свите содержание сидеритовых конкреций падает снизу вверх, хотя в целом оно весьма значительно. Местами в нижней части свиты сидеритовые конкреции образуют крупные скопления.

При рассмотрении графика, изображенного на рис.20, обращает на себя внимание, что максимальная сидеритоносность приходится на верхнекарахскую и нижнехивскую (нижнеигатлинскую) свиты, которые являются стратиграфическим эквивалентом ниже- и верхнехлакхамской рудоносной свит в районе Кизил-Дере.

Требует также теоретического истолкования сходство кривых угленосности и сидеритоносности. Следует помнить, что сидериты очень часто формируются в угленосных отложениях [Страхов, 1960; Македонов, 1956; Зарицкий, 1968, 1985], причем их образование принято связывать с диагенетическим окислением органики до CO_2 и с восстановлением Fe^{+3} до Fe^{+2} в осадочных толщах, непосредственно содержащих угольные пласты. В нашем случае речь идет о том, что в морских осадках, примерно субсинхронных угленосным отложениям и, по-видимому, территориально разобщенных с угольными проявлениями, преимущественно реализуется реакция сидеритообразования, а не сульфидообразования. Причина своеобразных генетических отношений будет рассмотрена ниже.

Р и с. 20. Связь угленосности и конкрециенности в разрезах юры Дагестана, по В.Т.Фролову, [1965] с дополнениями

1 - угленосность; 2 - сидеритоносность; 3 - общая конкрециенность



В заключение данной главы следует очень кратко охарактеризовать области, поставлявшие материал в ниже-среднеюрские морские палеоводоемы Кавказа. На протяжении интересующего нас отрезка времени (домер, тоар, аален) за пределами водоема оставались два постоянных источника питания - Скифская плита на севере и Закавказский срединный массив на юге.

Скифская плита представляла собой сложный источник поступления осадочного материала. С одной стороны, на юге это была горная складчатая область, продолжавшая структуры Донбасса и сложенная отложениями палеозоя, мощными осадочными толщами триаса, а также древними гранитоидами и гипербазитами. С другой стороны, эту систему складок прорывали мощные реки типа Дона или Волги, приносившие наряду с местным огромным количеством терригенного материала с равнин Русской платформы, в дагестанской части юрского бассейна преобладал обломочный материал, поступивший со Среднекаспийской суши [Дробышев, 1932; Ростовцев, 1948; Фролов, 1965; Хаин и др., 1960].

На основе исследования аксессуарных минералов В.Т.Фролов [1965] показал, что в состав северной, питающей провинции входили метаморфические комплексы, гранитоиды, а также осадочные и эффузивные толщи [Фролов, 1965].

Закавказский срединный массив был сложен палеозойскими кристаллическими породами, местами прорванными гранитоидами или основными магматическими интрузиями.

Дополнительными источниками осадочного материала могли служить многочис-

ленные острова, периодически возникавшие в различных частях Плинсбахского моря [Гурешидзе, 1986].

Особый отпечаток на осадочный материал, заполняющий впадины Кавказской геосинклинали, накладывал влажный субтропический климат. По данным Н.М.Стрехова [1948], А.Н.Криштофовича [1957], В.А.Вахрамеева и Р.А.Васиной [1959] в нижней юре Кавказа и других районах юга СССР на суше были широко распространены пикадофиты и теплолюбивые папоротники. Пышное развитие растительности создавало благоприятные условия для углеобразования, которое охватывало приморские низменности. Здесь располагались лесные ландшафты, заболоченные участки, прибрежные марши и низины, в которых усиленно осуществлялись процессы торфо- и углеобразования.

Кроме того, влажный гумидный климат обеспечивал формирование почвенных покровов и кор выветривания, развитие которых обеспечивало чрезвычайно полный вынос из кристаллических пород различных химических элементов. В результате, в плинсбах-тоар-ааленские моря в изобилии поступало железо и сопутствующие ему Ti, V, P, As и другие компоненты. Они, как было показано выше, обогащали затишные участки и вследствие диагенетических процессов формировали огромное количество разнообразных конкреций.

КОНКРЕЦИИ И РУДНЫЕ ТЕЛА МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАК РЕЗУЛЬТАТ ВТОРИЧНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

В предыдущих разделах монографии было показано, что наиболее ранними выделениями рудных компонентов в рудоносных отложениях исследуемых месторождений являются пиритовые и отчасти анкеритовые конкреции. Значительная часть этих образований сформировалась в результате реализации иловых процессов, на стадии диагенеза. В некоторых случаях, например, в пределах месторождения Катех, диагенетические пиритовые конкреции становились центрами последующего рудообразования, "достраивались" с участием сульфидов полиметаллов в ходе катагенетических преобразований, увеличивались до размеров линзовидных мегаконкреций и таким образом приобретали самостоятельное промышленное значение [Гурешидзе, 1986].

Однако гораздо чаще рудные тела месторождений, контролируемые ослабленными зонами разломов, полностью формировались на стадиях катагенеза и динамометаморфизма и только отчасти включали в себя ранее сформированные мелкие диагенетические конкреции, "накладываясь" на зоны их развития в рудоносных толщах.

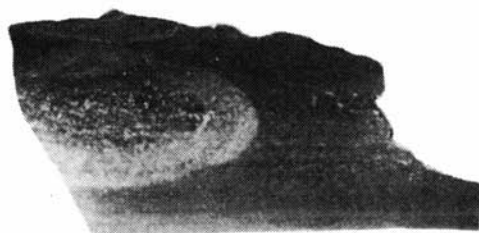
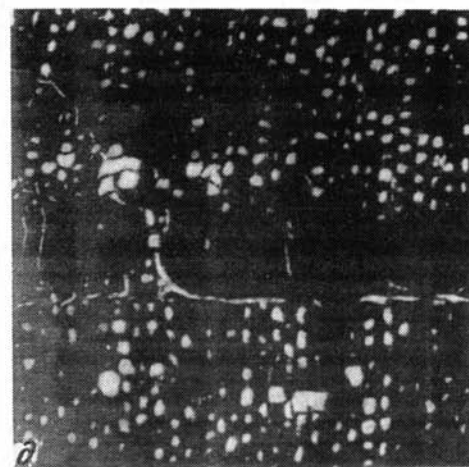
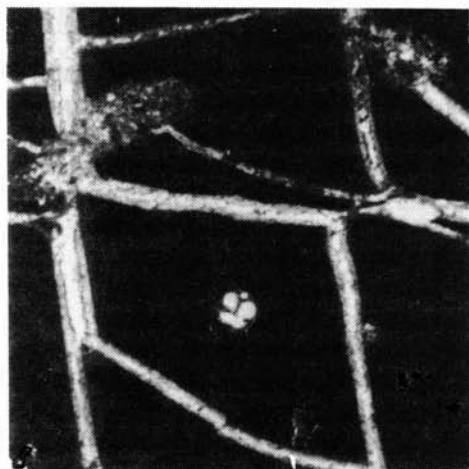
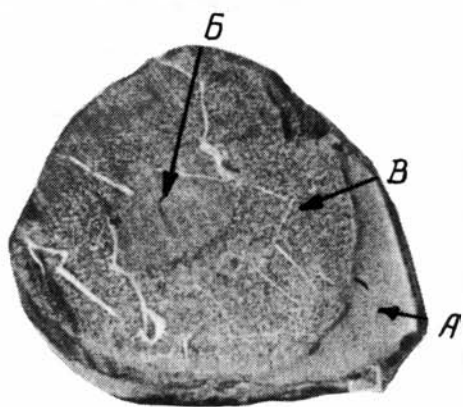
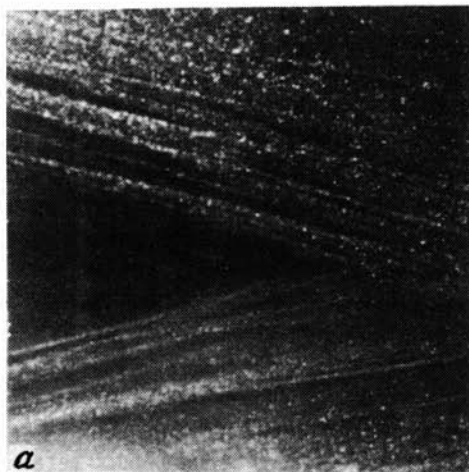
К минералогии и геохимии конкреций белоканской и верхнеялаханской свит

В общем виде конкреции ниже-среднеюрских отложений Большого Кавказа описывались в работах многих и исследователей [Дробышев, 1932; Акаева, 1955; Алиев, Акаева, 1957; Бровков, 1960, 1962; Тимофеева, 1961, 1963а, б, 1968; Тимофеева, Кузнецова, 1964; Фролов, 1958, 1965; Мазанов, 1969; Халифа-Заде, 1959, 1962а, б; Халифа-заде, Аббасова, 1963; Халифа-заде, Магомедов, 1982; Гаврилов, 1982; Гурешидзе и др., 1984; Кикнадзе, 1984; и др.].

Изучением конкреционных образований в районах исследуемых нами месторождений Кизил-Дере и Физличай в разное время занимались Р.С.Безбородов [1969], В.И.Буадзе и др. [1972, 1973], Д.Д.Мазанов [1969], О.А.Осетров и др. [1970], А.Г.Жабин, Т.В.Рябова [1971], Ю.П.Андреев и др. [1973], Н.И.Тарасов [1975], М.Н.Илийчук и др. [1975] и др.

В рудомещающих породах месторождений Кизил-Дере и Физличай по минеральному составу выделяются три группы конкреций: карбонатные, сульфидные и кремнисто-сульфидные. Значительно реже встречаются кремнистые, кремнисто-шамозитовые, фосфатно-кремнисто-пиритовые и шамозит-кальцитовые септариевые конкреции.

Карбонатные конкреции обычно залегают согласно с вмещающими их породами. Они образуют правильные конкреционные слои и в большинстве случаев бывают ориентированы длинными осями субпараллельно слоистости глинистых сланцев. Многие карбонатные конкреции резко обособляются от вмещающих пород, а во внутренних частях имеют структуру, типичную для данного карбонатного конкре-



пиеобразователя. В этих случаях вмещающие глинистые сланцы огибают тело конкреции снизу и сверху.

Некоторые карбонатные конкреции слабо обособляются от вмещающей породы и имеют с ней весьма расплывчатые контакты. В таких стяжениях внутри обнаруживаются реликтовые текстуры вмещающих сланцев. Количество конкрецпеобразователя не превышает 10-20%, и весь он в таких случаях бывает представлен сидеритом.

В качестве примера реликтовой текстуры можно привести микрофотографию шлифа, изображенного на рис. 21, а. Видно, что внутри сидеритовой конкреции сохранились детали косой слоистости.

По отношению к кливажу все карбонатные конкреции ведут себя как более ранние, но пассивные жесткие тела. Внутри некоторых сидеритовых или фосфатно-сидеритовых конкреций встречаются септариевые трещины, выполненные вторичными минералами (см. рис. 21, б).

По морфологическим признакам среди образований этой группы выделяются линзообразные, эллипсоидальные, округленно-эллипсоидальные и округленные конкреции. Толщина колеблется от 2 до 8 см, длина - от 10 до 30 см (редко до 60 см). Иногда в карбонатных конкрециях наблюдаются трещины синерезиса, заполненные кальцитом.

Сидеритовые конкреции очень часто замещаются аутигенным пиритом, причем пиритизация осуществляется несколькими путями. Иногда наиболее интенсивно пирит импрегнирует внешние зоны сидеритовой конкреции. При этом образуются сложно построенные стяжения, одно из которых изображено на рис. 21, в. Чаще, однако, процесс пиритизации осуществляется изнутри, и наиболее пиритизированным оказывается не внешняя зона, а ядро стяжения. Конкреция, подвергнувшаяся такому избирательному метасоматозу, изображена на рис. 21, г.

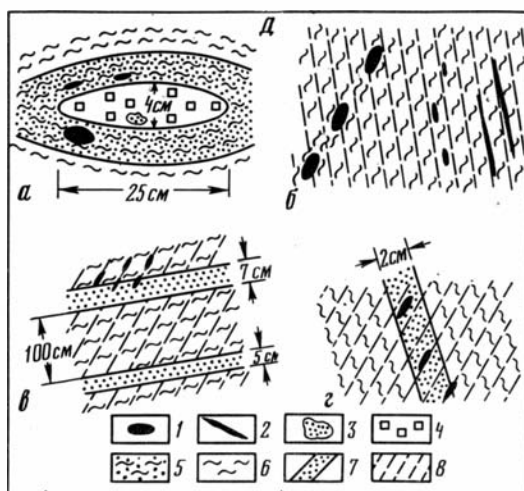
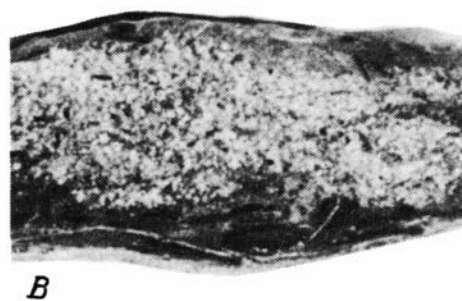
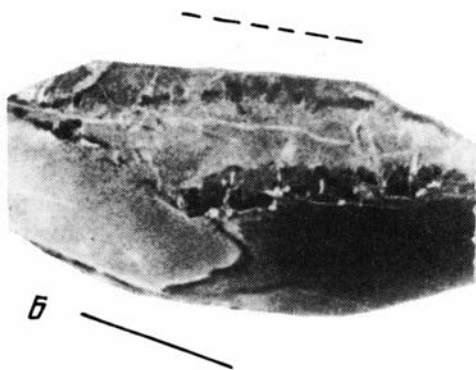
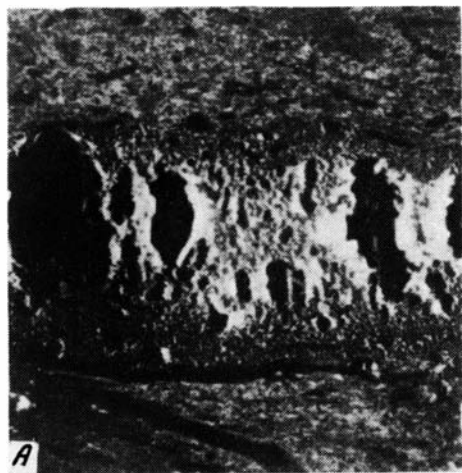
Очевидно, что очень ранние диагенетические сидеритовые конкреции на поздних стадиях катагенеза и метаморфизма оказываются неустойчивыми и постепенно уступают место сульфидным образованиям.

Сульфидные конкреции отличаются очень большим морфологическим разнообразием. В рудовмещающих отложениях месторождений Филизчай и Кизил-Дере распространены лепешковидные, сферовидные, яйцевидные, трубчатые и линзовидные сульфидные стяжения, размеры которых варьируют от нескольких миллиметров до 10-15 см в диаметре. Они чаще всего образуют конкреционные слои, обогащают отдельные прослои сланцев, но иногда оказываются связанными не с напластованием глинистых отложений, а с кливажом и разрывными нарушениями. Очевидно,



Р и с. 21. Структурно-текстурные особенности карбонатных и сульфидных конкреций

а - косая слоистость в сидеритовой конкреции, микрофото, ув. 20, ник. +, месторождение Катех; б - сульфидизированная сидеритовая конкреция, уменьшено в 5 раз, месторождение Кизил-Дере: А - глинистый сланец, Б - слабо сульфидизированное сидеритовое ядро, В - сульфидизированная внешняя зона сидеритовой конкреции; в - септариевые трещины в фосфатно-сидеритовой конкреции, заполненные хлорит-кварц-карбонатной массой, микрофото, ув. 20, месторождение Филизчай; г - сульфидизированная сидеритовая конкреция, пришлифовка, нат. величина, месторождение Катех. Светлое - пирит; д - пиритизированная растительная ткань из сульфидной конкреции, микрофото, ув. 20, месторождение Катех. Черное - пирит, светлое - кварц, серое - карбонатные минералы и хлорит; е - диагенетическая сульфидная конкреция в алевролите, фото, ув. 1,5, месторождение Кизил-Дере



что сульфидные конкреции представляют собой многостадийные образования, и их формирование осуществлялось на разных этапах существования осадка и породы.

По минералогическому составу наиболее распространенными являются конкреции, сложенные пиритом, но наряду с ними встречаются конкреции, в которых присутствуют сульфиды полиметаллов и даже пирротин.

Очень широко распространены пиритовые мелкие конкреции с неясными границами. Основное ядро такого стяжения окружено тонкой вкрапленностью пирита, благодаря чему контуры конкреции становятся расплывчатыми и неясными. Наряду с ними встречаются стяжения, имеющие четкие контуры, но не полностью замещенное ядро. В этих случаях наблюдается постепенный переход сульфидной оболочки в породы ядра стяжения.

В диагенетических конкрециях пирита слоистость вмещающих глинистых сланцев как бы обтекает стяжение, а внутри нередко встречаются растительные остатки, замещенные сульфидами (рис. 22, Д, б-г). Типичны согласное залегание конкреционных прослоев со слоистостью вмещающих пород, ориентировка длинных осей конкреций по напластованию и появление внутри конкреций трещин кливажа (см. рис. 22, А).

Более поздние катагенетические сульфидные конкреции очень часто отличаются крупнокристаллической структурой, причем в теле стяжения наряду с пиритом присутствует кварц. Кливаж либо "обтекает" стяжение, либо определяет его ориентировку.

Взаимоотношения процессов сульфидного конкрециеобразования, слоистости и кливажа можно рассмотреть на рис. 21, д, где приводятся зарисовки обнажений. На первый взгляд кажется, что появление кливажа сопровождается лишь переориентировкой диагенетических сульфидных конкреций или, как это утверждает А.Г. Жабин [1977, 1979], тектоническим "разворотом" этих образований. При более внимательном анализе ситуации становится очевидным, что кливажные трещины играют роль подводных каналов и вдоль них осуществляется формирование сульфидных стяжений более поздней генерации, ориентированных вдоль кливажных плоскостей. В результате образуется новая система конкреций, не подчиненных слоистости рудовмещающих толщ, но вытянутых по кливажу.

В этом более позднем процессе катагенетического сульфидообразования и конкрециеобразования центром кристаллизации могут служить диагенетические кон-

Р и с. 22. Структурно-текстурные особенности сульфидных конкреций

А - трещинки кливажа внутри пиритовой конкреции (Филизчай), ув. 20, отраж. свет; Б - нарастание катагенетической конкреции пирита, ориентированной вдоль трещин кливажа (пунктир) на диагенетическую, вытянутую вдоль слоистости (сплошная линия) (месторождение Кизил-Дере), пришлифовка, нат. величина; В - пирит-шамозитовая конкреция (верховье р. Стори), пришлифовка, нат. величина; Г - нарастание халцедона на пирит (темное), ув. 20, николи скрещенные, (месторождение Катех); Д - схематические зарисовки взаимоотношений слоистости, кливажа и сульфидных конкреций: а - сидерит-сульфидная конкреция (месторождение Филизчай); б - характер залегания диагенетических (слева) и катагенетических (справа) сульфидных конкреций в обнажениях р. Дербойкор (месторождение Филизчай); в - пространственные взаимоотношения прослоев песчаника, кливажа и мелких сульфидных конкреций в пределах левобережья р. Кизил-Дере (пачка Ш); г - то же (пачка УП)

1 - сульфидные конкреции; 2 - сульфидные линзы; 3 - тонкозернистый пирит; 4 - кристаллики кубического пирита; 5 - песчанисто-глинисто-сидеритовая оболочка; 6 - глинистые сланцы; 7 - мелкозернистые песчаники и алевролиты; 8 - направление кливажа

креции сульфидов. На рис. 22б хорошо видно, как пиритовая конкреция, ориентированная вдоль плоскости кливажа, нарастает на диагенетическую пиритовую конкрецию, залегающую в соответствии со слоистостью вмещающих глинистых сланцев.

В изученных нами колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях вообще очень сильно проявляется способность сульфидов многократно возобновлять процессы конкрециеобразования и являться своеобразной затравкой в последующем процессе осаждения рудного вещества из термальных растворов в виде сульфидов.

Кремнисто-сульфидные конкреции в рудоносных отложениях встречаются довольно часто. По форме и условиям залегания они похожи на глинисто-карбонатные, однако детальное изучение их внутреннего строения и состава показало, что главным конкрециеобразователем в них являются кремнезем и пирит, причем пиритовая вкрапленность в них преимущественно развита в центральных ядрах (см. рис. 22). Внешняя оболочка ядра сложена мелкозернистым сидеритом, в котором рассеяны единичные кристаллики и многочисленные прожилки тонкозернистого пирита (см. рис. 22, Д, а). Характерно развитие мелких выделений халькопирита, сфалерита и галенита. Такие конкреции обычно заключены в кремнисто-глинистых сланцах, слоистость которых облекает конкреционные тела. Во внутренних частях таких стяжений часто наблюдаются трещины синерезиса, заполненные кварц-карбонатным материалом. В кремнисто-сульфидных конкрециях можно выделить пирит двух генераций: 1) крупнозернистый и 2) мелкозернистый, встречающийся в основном в виде прожилков и гнездообразных форм, расположенных между крупными зернами пирита с замещением, вращением и цементацией их. Кроме того, пирит второй генерации вместе с кварц-карбонатным материалом заполняет трещины синерезиса.

В шлифах кремнисто-сульфидных конкреций нередко можно видеть, как волокнистые кристаллы халцедона нарастают на пиритовое ядро стяжения, сложенное крупнокристаллическим пиритом (см. рис. 22, Г).

Следует также отметить, что кремнисто-сульфидные конкреции развиты не повсеместно. Чаще всего они встречаются в плинсбахских отложениях района месторождений Филизчай, а также в нижнеааленских отложениях района месторождения Кизил-Дере севернее Ахтычайского разлома. Значительно реже они обнаруживаются в рудоносных ааленских отложениях района Кизил-Дере; там они приурочены в основном к наиболее метаморфизованным и измененным участкам, на которых сильно развит кливаж.

Кремнисто-шамозитовые конкреции довольно редки и в центральных частях обычно сильно импрегнированы пиритом (см. рис. 22, В).

По химическому составу конкреции Верхнеахлакской и Белоканской свит довольно различны; из табл. 7 следует, что они представляют собой сложные многокомпонентные системы. По содержанию CO_2 и FeO резко различаются сидеритовые, сульфидные и безжелезистые разновидности. Среди сидеритовых конкреций по соотношению SiO_2 и Al_2O_3 можно выделить группу сидеритовых и глинисто-сидеритовых образований, а также группу кремнисто-сидерито-сульфидных конкреций.

Сульфидные конкреции, если судить по соотношению SiO_2 и Al_2O_3 , представлены глинисто-кремнисто-сульфидными и кремнисто-сульфидными разновидностями. Среди безжелезистых конкреций по тем же признакам можно различить кремнистые и кремнисто-глинистые стяжения.

Таблица 7

Химический состав конкреций, %

Тип конкреции	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	C _{орг}	P ₂ O ₅	Сумма
Сидеритовые и глинисто-сидеритовые	35,31	0,33	4,71	5,09	25,19	0,70	1,89	5,51	0,45	0,51	0,25	2,53	16,50	0,52	0,29	99,75
Кремнисто-сидерито-сульфидные	25,92	0,30	2,40	7,19	30,38	0,73	1,90	5,70	0,34	0,51	0,30	1,89	21,20	0,77	0,22	99,95
Глинисто-кремнисто-сульфидные	52,69	0,34	5,0	3,17	18,06	0,56	1,58	3,92	0,45	0,66	0,37	2,19	9,50	0,87	0,20	99,50
Кремнисто-сульфидные	46,16	0,42	5,01	9,76	16,69	0,85	1,33	3,75	0,29	0,96	0,85	3,40	10,50	0,24	0,11	100,02
Глинисто-кремнисто-сульфидные	59,51	0,51	7,88	2,25	12,70	0,35	1,65	3,01	0,79	1,12	0,32	2,23	6,60	0,48	0,26	99,76
Кремнисто-сульфидные	56,39	0,84	12,44	4,20	11,43	0,24	2,06	2,87	0,62	0,80	0,52	4,81	Нет	0,54	1,21	99,57
Кремнисто-сульфидные	68,30	0,43	13,51	2,25	7,14	0,05	1,41	2,36	0,52	0,61	0,12	3,51	"	0,18	0,09	100,48
Кремнисто-сульфидные	58,90	0,81	12,74	2,18	13,06	0,10	2,30	3,37	0,41	0,72	0,21	4,11	0,80	0,22	0,12	100,16
Кремнисто-сульфидные	68,35	0,42	8,70	3,77	9,16	0,13	1,15	2,21	0,22	0,56	0,46	3,50	Нет	0,34	0,35	99,43
Кремнистая	65,78	0,50	7,90	3,91	16,10	0,15	1,17	2,25	0,19	0,51	0,41	1,58	"	Нет	0,25	100,00
Кремнисто-глинистая	77,05	0,42	7,94	1,50	1,64	0,17	4,30	0,63	1,92	1,27	0,35	1,02	1,55	0,96	0,12	100,60
Кремнисто-глинистая	65,12	0,63	18,56	1,55	4,16	0,09	2,15	1,72	0,63	0,85	0,47	3,21	Нет	0,70	0,13	99,97

Как это следует из табл. 7, карбонатные конкреции обычно несколько обогащены MnO и органическим веществом, но обеднены титаном и фосфором, сульфидные обеднены MnO и органикой и обогащены титаном. В них спорадически встречаются высокие содержания P_2O_5 , хотя в среднем количество фосфора не превышает кларковое.

Минеральный состав конкреций достаточно сложен. Среди сульфидных минералов повсеместно преобладает пирит. Значительно реже встречаются сульфиды полиметаллов (галенит, сфалерит, халькопирит) и пирротин. Эти минералы хорошо диагностируются под микроскопом. Значительно труднее установить состав минералов, слагающих карбонатные конкреции. Некоторое представление о них дает табл. 8, в которой сделана попытка путем пересчета химических анализов показать важнейшие соотношения между главными компонентами, слагающими карбонатные конкреции верхнеялашкской свиты района Кизил-Дере. Наиболее распространены в рудовмещающих отложениях сидеритовые стяжения с примесью молекулы $MgCO_3$; вряд ли магний в них образует магнезит или брусит. Скорее всего судя по дифрактограммам рис. 23 в исследуемых стяжениях распространены магнийсодержащие сидериты, анкериты и доломиты. В некоторых случаях наряду с сидеритом в конкрециях широкое развитие получают кальцит и, вероятно, доломит.

Таблица 8
Минеральный состав карбонатных конкреций верхнеялашкской свиты
района месторождения Кизил-Дере, %

Тип конкреции	Содержания карбонатных минералов	Соотношение карбонатных минералов в аутигенной части конкреций			
		$FeCO_3$	$MgCO_3$	$MnCO_3$	$CaCO_3$
Глинисто-сидеритовый	52,74	78,43	12,89	2,24	6,44
	41,87	75,45	13,76	2,72	8,07
	25,80	70,23	15,19	5,34	9,21
	24,03	63,25	17,05	3,79	11,76
	21,33	67,37	18,66	3,95	11,02
Сидерит-кальцитовый	77,12	46,86	13,16	3,93	36,05
	64,56	58,97	11,93	3,15	26,95
Глинисто-сидерит-доломитовый	31,33	55,35	29,36	5,23	10,05
Глинисто-сидерит-доломит-кальцитовый	15,75	57,74	19,97	3,60	18,73
Кремнистый кальцит-доломитовый	27,51	11,12	17,09	2,22	69,60
	21,99	9,91	15,09	2,73	72,26
Кремнистый кальцит-сидеритовый	15,28	18,39	4,06	11,59	65,95

Среди преимущественно глинистых разновидностей конкреций явно преобладают сидерит и доломит, а в кремнистых разновидностях ведущим минералом становится кальцит.

Во всех карбонатных конкрециях в незначительных количествах, но весьма постоянно присутствует родохрозит.

Главным минералом карбонатных конкреций несомненно является сидерит. Довольно часто этот минерал содержит примесь молекулы $MgCO_3$. Повышенную магнезиальность сидеритов из конкреций подтверждают термограммы, приведенные на рис. 23. На них эндо- и экзотермические максимумы, типичные для сидеритов, обычно смещены в область повышенных температур ($540-620^{\circ}C$). Все это позволяет думать, что в конкрециях мы имеем дело с магнезиальными разновидностями сидеритов - сидероплезитом или сидеродотом.

Кроме карбонатных минералов, в конкрециях всегда присутствуют кварц, полевые шпаты, гидрослюда, хлорит, гидроксиды железа и гематит.

Конкреции рудосодержащих отложений Кизил-Дере и Филизчай были исследованы также геохимическими методами. В них и во вмещающих их отложениях определялось содержание 14 химических элементов. Полученные при этом результаты приведены в табл. 9.

Известно, что образование конкреций представляет собой перераспределение химических элементов в ходе вторичных преобразований. Одни химические элементы покидают одни участки пласта и концентрируются в других, создавая таким образом конкреционные тела. Другие химические элементы мало затрагиваются этими процессами и остаются практически неподвижными. Формирование конкреций приводит лишь к их "разбавлению" и падению процентных содержаний на тех участках, где концентрируется конкреццеобразователь.

Для того, чтобы представить себе поведение разных химических элементов в процессе конкреццеобразования, необходимо сравнить процентное содержание их во вмещающей породе и в теле конкреции.

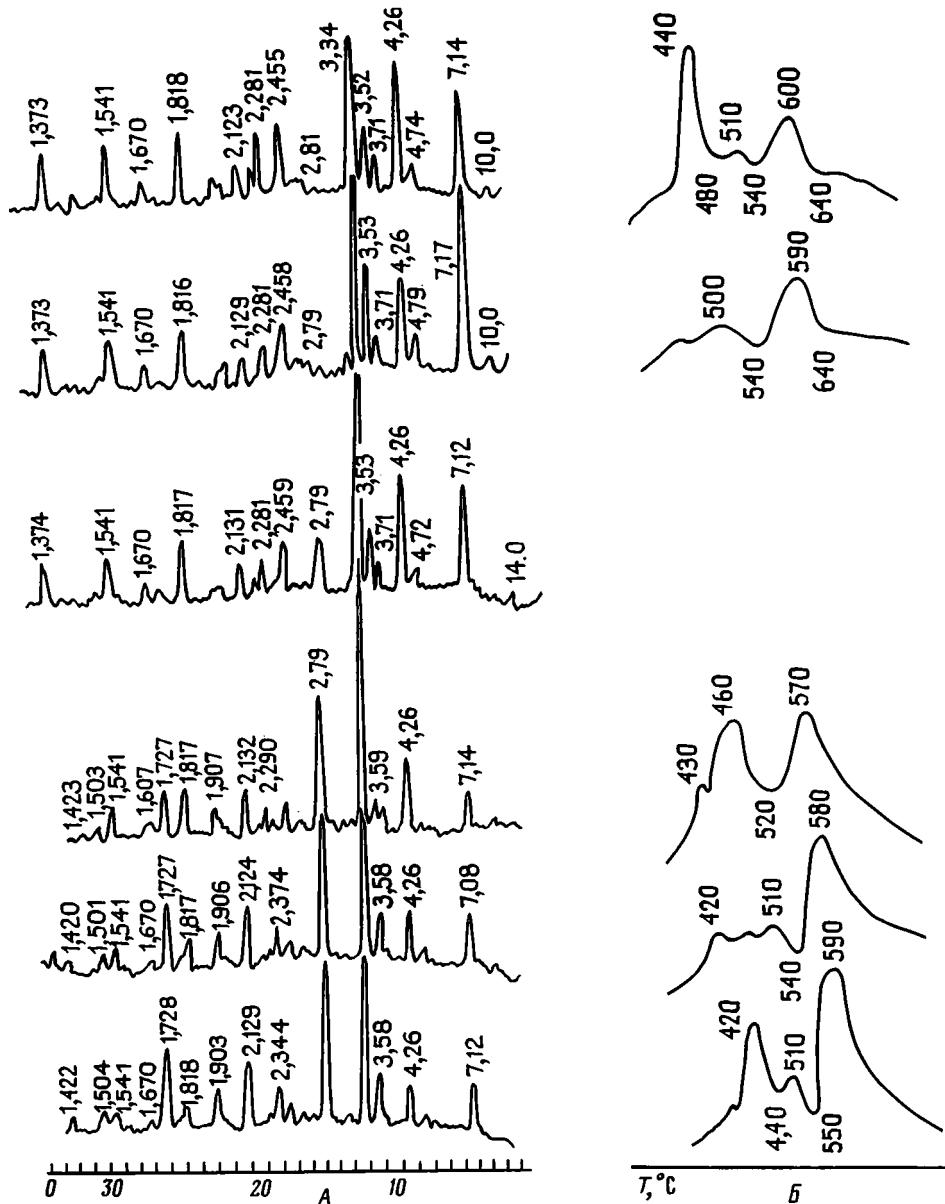
Представление о накоплении или рассеянии элементов и об интенсивности процесса перераспределения дают коэффициенты концентрации, которые получают путем деления содержания элементов в конкрециях на содержание их во вмещающих осадках. Коэффициент концентрации >1 свидетельствует о накоплении химического элемента, а <1 - о рассеянии его.

Материал в табл. 9 скомпонован таким образом, чтобы можно было бы получить представление о химизме процессов формирования сульфидных и карбонатных конкреций, конкреций, возникших в диагенезе и катагенезе, и, наконец, конкреций различных месторождений.

При анализе приведенного материала прежде всего обращает на себя внимание, что во всех рудовмещающих породах, независимо от района исследования формирование сульфидных конкреций всегда сопровождается относительным накоплением Fe, Ni, Cu, Co, Pb и, возможно, Mo. Эти химические элементы равным образом концентрируются как в диагенетических, так и в катагенетических конкрециях.

В отличие от них Ti, Cr, V, Ga, Ge и $C_{орг}$ в сульфидном процессе остаются совершенно индифферентными и не концентрируются в сульфидных стяжениях. Их коэффициенты концентрации всегда уступают 1, причем близость этих геохимических показателей, по-видимому, определяется тем, что все они, за исключением органического вещества, тесно связаны с терригенным материалом и одинаково разбавляются концентрирующимися сульфидами.

Следует также подчеркнуть, что в некоторых диагенетических сульфидных конкрециях иногда накапливаются Mn и P, хотя в катагенетических сульфидных стяжениях эти элементы обнаружены не были.



Р и с. 23. Рентгенодиффрактограммы (А) и термограммы (Б) карбонатных конкреций

При рассмотрении поведения химических элементов в ходе формирования глинисто-карбонатных конкреций обнаруживается, что в них постоянно накапливаются Fe, Mn и P, их коэффициенты концентрации всегда >1 . Следует иметь в виду, что постоянное обогащение сидеритовых стяжений железом, марганцем и фосфором характерно для нижне-среднеюрских толщ многих районов Дагестана и даже всего Кавказа. Об этом явлении как о типичной закономерности диагенеза писали З.В.Тимофеева [1963а, 1968], Ч.М.Халифа-Заде и С.И.Аббасова [1963], Г.А.Чихрадзе [1979], Т.М.Гурешидзе [1986] и др.

Таблица 9

Средние содержания химических элементов в конкрециях и вмещающих их породах

№ п/п	Объект анализа	Число образцов	Fe	Mn	Ti	P	C _{орг}	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
1	Конкреция	20	22,30	0,23	0,21	0,08	0,27	19	46	40	62	48	145	11	1,70	1,90
2	Вмещающая порода	20	6,19	0,23	0,50	0,09	0,62	55	42	106	44	18	40	25	2,00	1,80
3	Коэффициент концентрации		3,60	1,00	0,42	0,88	0,43	0,34	1,09	0,37	1,40	2,66	3,83	0,44	0,85	1,05
4	Конкреция	4	22,28	0,04	0,27	0,005	0,20	26	55	53	82	24	99	17	0,001	0,75
5	Вмещающая порода	4	3,96	0,03	0,67	0,004	0,83	82	42	165	32	22	42	39	1,50	1,60
6	Коэффициент концентрации		5,63	1,17	0,40	1,25	0,24	0,32	1,32	0,32	2,57	1,10	2,36	0,43	0,001	0,47
7	Конкреция	8	17,23	0,14	0,37	0,006	0,20	40	76	78	120	16	250	17	1,80	2,10
8	Вмещающая порода	8	4,77	0,21	0,51	0,15	0,78	65	41	120	118	13	64	28	2,30	2,60
9	Коэффициент концентрации		3,61	0,66	0,72	0,40	0,25	0,61	1,85	0,65	1,02	1,23	3,90	0,60	0,78	0,80
10	Конкреция	5	20,08	0,06	0,23	0,02	0,13	17	78	29	185	139	267	10	1,50	5,12
11	Вмещающая порода	5	6,03	0,08	0,52	0,09	0,62	69	46	122	99	29	93	34	2,40	3,60
12	Коэффициент концентрации		3,03	0,68	0,45	0,21	0,20	0,24	1,69	0,23	1,87	4,80	2,88	0,31	0,63	1,42
13	Конкреция	8	21,64	0,67	0,17	0,09	0,62	16	35	50	33	15	28	11	1,80	1,50
14	Вмещающая порода	8	5,96	0,16	0,40	0,08	0,75	54	36	104	45	14	51	23	1,90	1,50
15	Коэффициент концентрации		3,63	4,18	0,42	1,12	0,83	0,29	0,97	0,48	0,51	1,07	0,54	0,47	0,95	1,00

Примечание: 1-6 - диагенетические сульфидные конкреции (1-3 - район месторождения Кизил-Дере, 4-6 - район месторождения Филизчай); 7-12 - катагенетические сульфидные конкреции (7-9 - район Кизил-Дере, 10-12 - район Филизчай); 13-15 - глинисто-карбонатные конкреции Кизил-Дере. Средние содержания Fe, Mn, Ti, P, C_{орг}, CO₂ - в %, остальные элементы - в 10⁻⁴ %.

В глинисто-карбонатных конкрециях совершенно не концентрируются Ti, Cr, Ni, Co, V, Cu, Ga, Ge, Mo, Pb и $C_{орг}$, причем в данном случае в группу пасивных элементов входят и калькофилы - Cu, Ni, Co и даже Pb. При этом они так же, как элементы терригенной части, в этом процессе испытывают "разбавление" карбонатами.

Итак, для сульфидных конкреций рудовмещающих толщ месторождений Кизил-Дере и Филизчай характерно накопление Fe, Ni, Cu, Co, Pb и, возможно Mo, тогда как для карбонатных конкреций - Fe, Mn, P.

В предыдущих разделах монографии было показано, что в колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях Южного склона Большого Кавказа процессы формирования рудных тел очень тесно переплетаются с процессами катагенетического конкрецееобразования. Так, рудные тела месторождения Катех можно рассматривать как результат "разрастания" диагенетических конкреций и превращения сравнительно небольших конкреционных тел в мегаконкреции и линзы гигантских размеров.

Между конкреционно-стратиформными рудными телами Катехского месторождения и заведомо секущими рудными залежами Кизил-Дере и Филизчай можно встретить всю гамму постепенных переходов. Было бы чрезвычайно интересным сравнить геохимический состав рудных тел месторождений Кизил-Дере и Филизчай с элементным составом изученных нами сульфидных конкреций.

Прежде всего следует отметить, что при таком геохимическом анализе надо четко различать состав главных рудных компонентов и состав элементов-примесей. Эти две несколько различные стороны геохимии рудных образований требуют достаточно полного освещения.

Количественная характеристика распределения главных рудных элементов в различных частях рудных тел месторождения Кизил-Дере приводится в табл. IО. Геохимия руд охарактеризована по материалам Ю.П. Андреева и др. [1970], а также А.А. Слюняева [1971]. В таблице для сравнения даны средние содержания различных химических элементов в осадочных породах по А.П. Виногредову [1962], средние содержания тех же элементов в черных глинах миоцена Восточного Предкавказья по В.Н. Холодову и Р.И. Недумову [1982], а также средние содержания элементов в глинистых сланцах надрудной и подрудной толщ изучаемого месторождения, вычисленные по нашим собственным данным. Из нее следует, что в рудах месторождения Кизил-Дере очень сильно концентрируются Fe, Cu, Pb, Zn, Co, Mo, практически не накапливаются Ti, Cr, V, Ga, Ge, Zr и только в пределах ореолов рассеяния встречаются повышенные количества Mn и Ni.

Количественные соотношения между главными рудообразующими химическими элементами таковы, что интенсивнее всех остальных компонентов в рудах Кизил-Дере накапливаются Cu и Zn, затем следуют Pb и Co и, наконец, в минимальных количествах концентрируются Fe и Mo. По степени убывания интенсивности накопления рудные компоненты здесь выстраиваются в ряд: Cu-Zn-Pb-Co-Fe-Mo. Кроме главных рудных элементов, в рудах Кизил-Дере установлено присутствие примесей. К ним принадлежат Se, Te, Bi, Cd, а также As, In, Ag, Sn [Осетров, 1978].

Количественный состав рудных компонентов в рудах месторождения Филизчай отражен в табл. II. В ней используются результаты многочисленных анализов, выполненных в лабораториях Филизчайской ГРП, скорректированные в соответствии с данными нашего опробования. Приведенные цифры говорят о том, что в ру-

Таблица 10

Средние содержания химических элементов в рудах и рудовмещающих породах месторождения
Кизил-Дере

№ п/п	Fe	Cu	Pb	Zn	Co	Mo	Mn	Ti	Ni	Cr	V	Ga	Ge	Zr	Автор	
1	3,33	57	20	80	20	2,00	0,067	0,45	95	100	130	30	2,0	200	А.П.Виноградов [1962]	
2*	4,80	26	22	He	опр.	17	1,80	0,090	0,45	49	108	162	26	1,6	244	В.Н.Холодов, Р.И.Недумов
3**	5,08	63	42	"	16	1,80	0,180	0,43	42	56	125	27	2,0	190	[1981]	
4**	5,26	55	40	"	16	2,60	0,100	0,52	38	57	97	27	1,6	190	В.Н.Холодов, З.Р.Кикнадзе	
5	5,58	658	389	125	185	4,00	0,250	0,48	82	68	154	28	1,8	He	опр. [1983б]	
6	8,66	1468	1279	5250	25	3,60	0,190	0,35	50	62	81	19	1,3	"		
7	15,00	1500	300	1500	60	2-30	0,06-0,7	0,008-0,2	30	10-40	30	10	-	10-20		
8	45,00	17000	100	1400	400	2-7	0,01-0,3	0,04-0,08	10-30	80	20	10	-	10-20	По данным Ю.П.Андреева и	
9	42,40	3600	500	3100	100	20-65	0,01-0,06	0,01-0,02	10-30	10	20	10	-	10-20	др. [1970], А.А.Слюняева	
10	55,70	5600	600	18500	220	70	0,01-0,1	0,01-0,04	10-40	10	10	10	-	10-20	[1971]	
11	5,00	39800	800	400	420	3-5	0,01-0,07	0,01-0,03	10-50	10	10-30	10	7-10	10		
12	5,00	12800	90	300	300	3,00	0,05-0,07	0,01-0,04	30	7-75	7-25	10	-	10-20		
13	5,00	2600	1000	32200	60	2-10	0,01-0,02	0,01-0,08	30	10-20	80	10	-	10-20		

Примечание. 1 - осадочные породы (глины, сланцы); 2 - черные глины среднего миоцена Восточного Предкавказья; 3 - глинистые сланцы надрудной толщи месторождения Кизил-Дере; 4 - глинистые сланцы подрудной толщи месторождения Кизил-Дере; 5 - ореол рассеяния висячего бока; 6 - ореол рассеяния лежащего бока; 7 - прожилково-сетчатые руды; 8 - брекчиевые руды (халькопирит-пиритовые); 9-13 - массивные руды: 9 - пиритовые, 10 - пирит-пирротиновые, 11 - халькопирит-пирротиновые, 12 - пирротиновые, 13 - сфалерит-пиритовые. Средние содержания Fe, Mn, Ti - в %, остальные элементы - в $n \cdot 10^{-4}$ %. * - данные по 108 пробам, ** - данные по 63 пробам.

Т а б л и ц а 11

Средние содержания химических элементов в рудах и рудосодержащих породах месторождения Фелизчай

№ п/п	Число проб	Fe	Cu	Pb	Co	Mo	Mn	Ti	Ni	Cr	V	Ga	Ge
1	120	5,83	32	26	20	1,71	0,098	0,48	40	80	125	31	2,04
2	127	5,48	41	38	15	1,76	0,061	0,53	33	57	132	30	1,82
3	5	6,10	72	51	21	1,60	0,050	0,56	43	72	96	26	1,90
4	19	8,78	137	150	23	1,50	0,100	0,56	34	65	86	25	1,80
5	5	30-40	500	500	200-600	1,55	0,001-0,07	0,01	10	10	15	10	1,50
6	4	30-40	500	500	100-600	1,50	0,01-0,1	0,005	10	10	15	10	1,50
7	10	30-40	500	500	100-600	1,50	0,01-0,4	0,01	10	10	15	10	1,50
8	20	10-25	500	500	30-350	1,50	0,003-0,2	0,2	50	50	80	20	3,00
9	7	20-35	500	500	50-250	1,50	0,03	0,2	50	50	100	40	3,00

Примечание. 1 - глинистые породы подрудной толщи; 2 - глинистые породы надрудной толщи; 3 - ореол рассеяния висячего бока; 4 - ореол рассеяния лежащего бока; 5 - пиритовые руды; 6 - медно-пиритовые руды; 7 - полосчатые колчеданно-полиметаллические руды; 8 - прожилковые и прожилково-вкрапленные пирит-полиметаллические руды; 9 - пятнисто-вкрапленные пирит-полиметаллические руды. Средние содержания Fe, Mn, Ti - в %, остальные элементы - в $\cdot 10^{-4}\%$.

дах этого месторождения накапливаются Pb, Cu, Co, Fe. Если к этому присовокупить очень высокие содержания Zn, не попавшие в табл. II, то ряд убывания концентрации рудных компонентов в рудах месторождения Филизчай примет следующий облик: Zn-Pb-Cu-Co-Fe.

Среди элементов-примесей в рудах месторождения Филизчай присутствуют Se, Te, Bi, Cd, а также Tl [Кашкай и др., 1979].

Общая геохимическая картина, типичная для рудных залежей обоих месторождений, довольно похожа. В рудных телах в виде пирита, пирротина, халькопирита, сфалерита, кобальтина, галенита и молибденита концентрируются Fe, Cu, Pb, Zn, Co, Mo, т.е. почти все те металлы, которые накапливаются в диагенетических и катагенетических конкрециях. Исключение составляет Ni, который является важным рудным компонентом в конкрециях, но отсутствует в составе рудных тел. Важные отличительные особенности рудных скоплений - наличие также некоторых элементов-примесей, таких, как Tl в рудах Филизчая, а также In, Ag, Sn - в рудах Кизил-Дере.

Вывод о том, что набор элементов, принимающих участие в диагенетическом и катагенетическом сульфидном конкрецитообразовании, тождественен той ассоциации химических элементов, которая возникает в процессах рудогенеза, имеет большое теоретическое значение. Он позволяет утверждать геохимическое единство этих на первый взгляд различных явлений и подтверждает многостадийность формирования рудных образований.

О последовательности образования конкреций, стратиформных залежей и жильных рудных тел

Анализируя последовательность образования различных конкреций в рудовмещающих отложениях Кизил-Дере и Филизчая, следует иметь в виду, что карбонатные стяжения, так же как и некоторые сульфидные, обычно залегают в виде правильных слоев, четко маркируют первичное напластование, огибаются сверху и снизу тонкими слойками глин, уплощены с нижней стороны и отличаются лучшей сохранностью органических остатков, запечатанных внутри конкреционного тела. В них присутствуют ходы илоедов, обломки углефицированной древесины, раковинки аммонитов. Местами видны следы роста конкреции и вытеснение глинистого вещества вмещающей породы за пределы стяжения. Любопытно, что некоторые карбонатные конкреции пересекаются трещинками кливажа, что бесспорно свидетельствует в пользу более позднего происхождения последнего.

Все эти признаки несомненно подтверждают раннедиагенетическое происхождение карбонатных конкреций. Среди карбонатных конкреций широко развиты сидеритовые, сидероплезитовые, сидеродотовые, анкеритовые и анкерит-доломитовые разновидности.

При этом, как это было показано В.Т.Фроловым [1984], сидеритовые и кальцитовые конкреции отчетливо тяготеют к глинистым толщам, а доломит-анкеритовые - к песчаным.

Мелкие пиритовые конкреции также часто оказываются приуроченными к пластам глинистых сланцев, существенно обогащенным органическим веществом, вытянуты длинными осями параллельно слоистости, "обтекаются" слойками глинистых сланцев, содержат реликты растительной ткани, замещенной сульфидами, и рассекаются трещинками кливажа. По-видимому, почти одновременно с ними или чуть раньше них формировались линзочки ромбоидального пирита, вытягивающиеся вдоль напластования глинистых сланцев.

Позднее образовывались крупные линзовидные конкреции пирита, имеющие сложное строение. Их внутренние зоны содержат реликты мелких тонкозернистых пиритовых стяжений. Конкреционные линзы контролируются напластованием осадочных пород, но приурочены не к глинистым сланцам, а к прослоям тонких алевролитов, причем "тени" таких слоев прослеживаются внутри этих сульфидных стяжений.

Наконец, еще более поздними являются катагенетические пиритовые конкреции и линзочки, ориентированные в соответствии с трещинками кливажа (см. рис. 22, Д), а также нарастающие диагенетические конкреции в общем направлении кливажных деформаций (см. рис. 22, Б).

Особую группу составляют рудные тела - мегаконкреции, жилы и рудные линзы, сложенные сульфидами, в которых активное участие принимают пирит, пирротин и сульфиды цветных металлов. Некоторые исследователи рассматривают их как непосредственное продолжение сульфидного конкрециеобразования [Мазанов, 1969; Жабин, Рябова, 1971; Гурешидзе, 1986]. В ряду сульфидных тел они несомненно занимают самое последнее место, так как в значительной мере контролируются разломами, срезают напластование рудовмещающих пород, а также трещины кливажа и залегают резко дисконкордантно по отношению к пликвативным тектоническим структурам.

Принципиально важным представляется вопрос о временных соотношениях карбонатных (сидеритовых) и пиритовых конкреций. Этот вопрос был освещен в работах Г.Н.Бровкова [1958, 1960, 1962], В.Т.Фролова [1958], Р.С.Безбородова [1969], А.Г.Жабина и Т.В.Рябовой [1971], А.Г.Жабина [1977] и ряда других исследователей.

При этом было показано, что возрастные и структурные взаимоотношения минералов наиболее отчетливо видны в сложных конкрециях. По наблюдениям Г.Н.Бровкова [1958] в сидероплезит-кальцит-пиритовых конкрециях ядро слагается обычно тонкозернистым сидероплезитом, а пирит встречается в виде стяжений во внешней оторочке, либо образует корки на стенках полостей, а кальцит заполняет их центральные части. Так как полости - явно самые поздние образования, пирит является более поздним минералом, чем сидероплезит. В кальцит-пиритовых септариевых конкрециях основная масса бывает сложена тонкозернистым кальцитом, а трещины и полости в нем инкрустируются пиритом и заполняются крупнокристаллическим кальцитом. Возникает представление о следующей последовательности минералообразования:

Сидерит (сидероплезит) - пирит - анкерит (доломит) (1)

Сидерит (сидероплезит) - кварц - анкерит (доломит) (2)

Более детально занимавшийся изучением минералообразования в пределах рудных районов А.Г.Жабин [1977] отметил, что образование полосок фромбоидального пирита или замещение этим минералом углефицированной древесины (пирит I, II), возможно, происходило и до образования сидеритовых раннедиагенетических конкреций, однако формирование пиритовых конкреций (пирит III) несомненно происходило позже этого процесса. По представлениям А.Г.Жабина, основная масса сидеритовых конкреций была образована раньше, чем основная масса сульфидных.

А.Г.Жабин [1977] выделяет шесть генераций пирита, возникающих на разных стадиях диагенеза, катагенеза и метаморфизма, и утверждает, что наиболее характерной чертой его поведения является возникновение все более концентрированных агрегатов от мельчайших фрамбоэдров до одиночных конкреций и далее - линз, слоев и вкрапленности.

В целом все исследователи, изучавшие развитие процессов конкрециеобразования на разных стадиях литификации рудовмещающих пород, отмечают более позднее формирование пиритовых конкреций по сравнению с сидеритовыми. Наблюдения, выполненные нами в пределах Хнов-Борчинского района, подтверждают этот вывод. Уплотнение слоев вокруг карбонатных стяжений почти во всех изученных случаях происходит гораздо интенсивнее, чем вокруг пиритовых. Это позволяет думать, что формирование сидеритовых и сидероплезитовых конкреций происходило в менее отвердевших илах, при более интенсивном обводнении осадка, в раннем диагенезе, тогда как формирование пиритовых стяжений осуществлялось в плотных, частично обезвоженных глинистых илах.

Таким образом, главная последовательность образования конкреций в рудовмещающих отложениях месторождений Кизил-Дере и Филизчай, а также в субсинхронных им отложениях домера и аалена Дагестана сводится к тому, что вначале образуются сидеритовые, а затем уже пиритовые стяжения.

Эта последовательность резко отличается от той, которая установлена в большинстве современных и некоторых древних водоемов. В качестве примера можно привести среднемиоценовый, чокракско-караганский палеоводоем Крымско-Кавказского региона, в пределах которого последовательность формирования конкреций была детально исследована Ю.А.Гавриловым [1982]. Обобщая довольно представительный фактический материал, собранный им в Восточном Предкавказье, Ю.О.Гаврилов писал: "В кальцитовых конкрециях часто встречаются выделения пирита, который образует мелкие (1-2 мм) сгустки разнообразной формы. Вместе с тем в глинах, вмещающих кальцитовые конкреции, встречаются уже довольно крупные (до 1 см) стяжения сульфидов. Такая картина наблюдается почти везде. Исходя из этих взаимоотношений можно сделать вывод, что образование пирита началось еще до формирования кальцитовых конкреций. Однако процесс его стягивания несколько запаздывал и происходил уже после формирования кальцитовых линз. Но это запаздывание очень незначительное, так как взаимоотношение сульфидных стяжений с вмещающими глинами - интенсивное огибание их слоями - указывает на образование пиритовых конкреций на ранних стадиях уплотнения осадка.

Иные взаимоотношения выделений сульфидных минералов с сидеритовыми конкрециями: во всех случаях, когда их можно было наблюдать, пиритовые стяжения неизменно оказывались заключенными в сидеритовых линзах.

Пирит в сидеритовых конкрециях находится в разнообразной форме: в виде тонких линзочек, вытягивающихся по напластованию, округлых горошин, иногда в виде мелких сгустков. В некоторых случаях можно было проследить по слоям, что после образования пиритовых стяжений осадок значительно уплотнился и лишь после этого возникла сидеритовая конкреция, включающая в себя и сульфидную. Ю.О.Гаврилов [1982, с.58] писал: "Нами ни разу не были отмечены какие-либо взаимоотношения минералов, позволяющие говорить о более позднем образовании пирита по сравнению с сидеритом" (разрядка В.Х.).

Совершенно очевидно, что в этом, миоценовом, случае мы имеем дело с обратной последовательностью диагенетических процессов; вначале образуются пиритовые, а затем уже сидеритовые конкреции. Естественно возникает вопрос: какие именно особенности диагенетических процессов определяют ту или иную последовательность конкрециеобразования?

В случае наиболее распространенного раннего формирования пиритовых стяжений весь ход процессов конкрециеобразования определяется, по-видимому, процессами сульфатредукции, а главным источником железа в осадках являются его захороненные гидроксиды.

Действительно, как это показал Н.М.Страхов [1953, 1960], в верхней, наиболее обводненной части глинистого ила, в условиях морского водоема, всегда осуществляется микробиологическая редукция сульфатов морских вод, восстановление серы и образование сероводорода. Другим конкурирующим процессом является окисление рассеянного в осадке органического вещества и образование CO_2 . Таким образом, в диагенетически преобразующихся обводненных осадках возникает углекисло-сероводородная система, активно воздействующая на химические элементы осадков.

В термодинамических условиях современных водоемов [Крамбейн, Гаррелс, 1960; Страхов, 1960; Сташук, 1968] первым минералом, формирующимся в осадках, должен быть сульфид железа. Образование первичного сидерита представляется невозможным в связи с малым давлением CO_2 и небольшой растворимостью сульфидов. Очевидно, именно с этим обстоятельством связано небольшое количество находок сидеритов в донных осадках современных морей и океанов.

Возникновение сидеритов в этих нормальных обстановках связано с затрудненностью диффузии 30^{-2} в более глубокие иловые горизонты. Это в свою очередь приводит к замиранию процессов микробиологической сульфатредукции и к уменьшению роли H_2S в диагенетических реакциях. В более глубоких частях обводненных осадков на первый план выходит второй компонент диагенетической газовой системы – углекислота и здесь-то и начинают в больших количествах формироваться сидеритовые конкреции.

Образование карбонатных, так же как и сульфидных, конкреций обычно рассматривается как перераспределение рассеянного в глинистых илах кларкового железа, которое растворяется в восстановительных условиях диагенеза, диффундирует по пласту и осаждается в центрах кристаллизации под действием H_2S , CO_3^{-2} или электростатических связей.

Значительно сложнее поддается объяснению та последовательность конкрециеобразования, которая была установлена в рудосодержащих толщах юрских отложений Кавказа.

Здесь прежде чем начать поиски правильного решения задачи следует учесть некоторые общие закономерности распространения сидеритовых конкреций: 1) общее количество сидеритовых конкреций в разрезе юрских морских отложений Кавказа совпадает с эпохами угленакопления на суше того времени [Фролов, 1965]; 2) распространение сидеритовых конкреций на площади ааленского морского палеобассейна существенно отличается от распространения кальцитовых и пиритовых стяжений. Области развития сидеритовых (сидеролезитовых) конкреций охватывают почти всю гамму фаций от фаций заболоченных континентальных водоемов, включая фации лагунных заливов, фации подводных пересыпей и кос и фации морского глубоководья [Бровков, 1960, 1962; Фролов, 1984]. Зона преимущественного распространения пиритовых конкреций соответствует только области развития морских глубоководных и морских неглубоководных фаций [Бровков, 1960, 1962].

Нам представляется, что специфика ааленского морского палеоводоема заключалась в том, что он находился в непосредственной близости от низкой за-

болоченной суши. Как это хорошо было показано в работе В.А.Ковалева [1985], торфяные болота благодаря сильно развитым в них глеевым процессам мобилизуют из подстилающих их отложений значительные количества двухвалентного железа. В водах таких торфяных болот железо быстро связывается органическими соединениями. Так, на основании опытных данных было показано, что максимумы насыщения железом торфяных гуминовых и фульвокислот, при которых они продолжают удерживаться в растворе, достигают соответственно 472 и 882 мг Fe⁺² на 1 г углерода [Ковалев, Генералова, 1967].

Возникающие при этом комплексы характеризуются очень большой устойчивостью в речных и морских водах, весьма малоактивны в химических реакциях, поскольку обладают свойствами хелатов и могут переноситься на огромные расстояния [Антипов-Каратаев, 1937; Пономарева, 1949; Александрова, 1962; Ковалев, 1985].

Широкое развитие устойчивых металлоорганических комплексов в рассеянном органическом веществе глинистых осадков палеоводоёма существенно корректировало весь ход диагенетических процессов. Если в обычных случаях гидроксиды железа в зоне сульфатредукции тотчас образовывали сульфиды, то устойчивые хелаты в обводненных илах ааленского водоёма слабо реагировали на воздействие сероводорода. Как утверждал В.В.Шербина [1956] на основе теоретических соображений, сульфидный ион в таких случаях не осаждает железа и, таким образом, реакция сульфидообразования оказывается подавленной. Экспериментально этот вывод был подтвержден В.А.Ковалевым и В.А.Генераловой [1967], доказавших значительную устойчивость железоорганических соединений в присутствии H₂S.

Благодаря постепенному замедлению сульфатредукции, расходу H₂S на процессы сульфидообразования, не связанные с железом, осернения органического вещества и диффузии сероводорода за пределы системы, разложение металлоорганических соединений и возникновение реакционноспособного железа осуществлялось уже на карбонатной стадии диагенетических превращений и это стимулировало массовое образование сидеритовых конкреций.

Само собой разумеется, что такая последовательность диагенетических событий не исключала возможности формирования пиритовых конкреций почти одновременно с сидеритовыми, особенно на тех глубоководных участках, где все еще генерировался H₂S, но в целом в илах водоёма несомненно превалировало карбонатное конкрецееобразование.

По данным В.А.Ковалева [1985] в водах торфяных болот высокую геохимическую подвижность приобретает также кремнезем. В связи с этим возникает предположение, что частые находки кремнисто-сульфидных конкреций в отложениях рудоносных свит могут служить косвенным подтверждением высказанных положений.

Последовательность формирования конкреции и рудных линз на разных стадиях осадочного породообразования в районе изученных месторождений изображена на рис.24; на графике также сделана попытка охарактеризовать геохимический состав этих образований. Можно с уверенностью сказать, что по мере перехода от седиментационных к диагенетическим, а далее - к катагенетическим и динамометаморфическим процессам все большее значение приобретают сульфидные скопления, которые довольно быстро полностью вытесняют кремнистые и карбонатные стяжения.

Типы скоплений		Седиментогенез	Диагенез	Катагенез и динамометаморфизм
Конкреции	Карбонатные и глинисто-карбонатные		Fe, Mn, P	
	Кремнисто-сульфидные		Si, Fe, P, Pb	
	Сульфидные		Fe, Pb, Ni, Co, Cu	
Гнезда, прожилки и рудные тела сульфидов				Fe, Mn, Pb, Co, Mo, Cu

Р и с. 24. Схема последовательности формирования конкреций, а также гнезд, прожилков, линз и рудных тел месторождений

Очевидно также, что по мере движения от ранних стадий к поздним возрастают размеры стяжений и линз, увеличивается их гетерогенность, а в соответствии с этим все более усложняется их геохимический состав, наряду с Fe большую роль начинают играть Pb, Co, Mo и Cu.

В целом рис.24 подчеркивает единство и многостадийность процессов рудообразования, которые, по-видимому, зародились еще в морском палеоводооеме, но своего апогея достигли в процессах динамометаморфизма и складкообразования.

В соответствии с графиком рис.24 в пределах изученных нами месторождений устанавливаются два главных типа рудных формаций: карбонатная формация, имеющая в юрских отложениях необычайно широкое распространение, и сульфидная формация, наиболее характерная для узких районов колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений. Поскольку первая формация более древняя, чем вторая, возникает предположение, что сульфидные скопления Южного склона Большого Кавказа могли образоваться за счет регенерации сидеритоносных отложений в ходе процессов катагенеза и последующего складкообразования.

Это предположение находит свое подтверждение в принципиальном сходстве геохимического состава обеих формаций в том, что карбонатные конкреции испытывают интенсивную сульфидизацию в пределах рудных полей месторождений, а также в том, что внутри рудных тел некоторых колчеданных месторождений находятся реликты сидеритовых пластов и линз (Кизил-Дере).

Кроме того, как было отмечено выше, рудные тела месторождений Катех, Кацдаг, Филизчай и Кизил-Дере отчетливо тяготеют к тем стратиграфическим интервалам развития глинистых сланцев, где широкое развитие получают сидеритоносные глинистые отложения.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДОСОДЕРЖАЩИХ И БЕЗРУДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
РАЙОНОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КИЗИЛ-ДЕРЕ И ФИЛИЗЧАЙ

На протяжении многих лет в районах колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Кизил-Дере и Филлизчай проводилось изучение вещественного состава руд (минералогическое и геохимическое), первичных и вторичных ореолов рассеяния, геохимии и гидрохимии подземных вод, минералогии и геохимии зон окисления. Среди многих работ, посвященных этим проблемам, особенно большое значение имеют исследования Э.Т.Байрамалибегли, Т.Н.Галкина [1964], Ю.П.Андреева с соавторами [1970]; Д.Д.Мазанова [1969]; Э.Т.Байрамалибегли [1971], Ф.Т.Тугуши [1969, 1971], А.А.Слхияева [1971], Т.В.Рябовой [1973], М.А.Кашкая и др. [1979], В.А.Буадзе и др. [1973], а также неопубликованные труды Н.К.Курбанова, А.А.Гармаша, О.А.Каросанидзе, Н.Р.Ильясова, Г.А.Чихрадзе, С.В.Савина, Э.М.Али-заде и др.

Несмотря на широкий спектр геохимических проблем, обсуждавшихся в работах всех этих авторов, проблеме геохимии рудовмещающих осадочных отложений до сих пор уделялось недостаточное внимание. Более того, геохимические исследования осадочных толщ региона проводились оторванно от их литологической характеристики и без учета фациально-палеогеографических и палеотектонических особенностей развития рудоносных площадей.

Учитывая этот недостаток предшествующих исследований, мы в данной работе поставили своей главной целью изучить закономерности распределения химических элементов в рудных и безрудных отложениях на фоне историко-геологического районирования региона.

При детальном геолого-геохимическом исследовании юго-восточной части Большого Кавказа, связанных с проблемой генезиса оруденения, следует иметь в виду, что в границах этого региона выделяются три части: 1) рудные поля месторождений Кизил-Дере и Филлизчай, в пределах которых ниже-среднеюрские отложения содержат колчеданно-полиметаллическое и халькопирит-пирротинное оруденение. Породы здесь сильно изменены процессами катагенеза и динамометаморфизма, а их первичные фациально-литологические особенности затусованы этими более поздними явлениями; 2) зона интенсивно проявленных процессов катагенеза и динамометаморфизма, в пределах которой широко развиты кливаж и разнообразная сульфидная минерализация. Зона эта охватывает область Главного Кавказского хребта, Южный склон Большого Кавказа и прилегающие районы Горного Дагестана. В ее пределах вторичные изменения отложений также очень сильно маскируют их первичную литолого-фациальную зональность; 3) область распространения ниже-среднеюрских отложений, слабо затронутых процессами катагенеза и метаморфизма. Здесь очень ярко проявлены литолого-фациальные различия зон и сравнительно легко диагностируются разнообразные фации древних палеоводоемов. Область включает в себя внешнюю зону Дагестана и северную часть Азербайджана.

Ниже мы попытаемся рассмотреть особенности поведения химических элементов в этих различных областях.

Закономерности распределения химических элементов
в пределах рудных полей месторождений Кизил-Дере и Филизчай

Для полной геохимической характеристики рудосодержащих пород в пределах рудных полей месторождений Кизил-Дере и Филизчай мы провели детальное опробование десяти разрезов в штольнях и в естественных обнажениях, а также собрали керны семи разведочных скважин. Система опробования белоканской свиты охарактеризована на рис. I1, а схема расположения разрезов, вскрывающих верхнеялашамскую свиту, приводится на рис. I2.

В первую очередь мы исследовали те разрезы, которые пересекали рудные залежи в пределах месторождений Кизил-Дере и Филизчай. На рис. 25 приводятся результаты изучения разреза штольни 4, вскрывшей Левобережную залежь месторождения Кизил-Дере. В нижней части графика приводится схема расположения штольни 4 и прилегающих к ней рассечек, а также рудной залежи в плане, римские цифры в кружках характеризуют пачки рудовмещающих отложений по О.А. Осетрову [1978], точками показано местоположение исследованных проб.

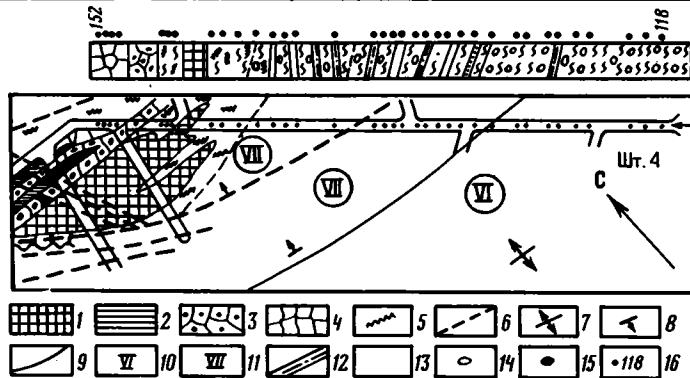
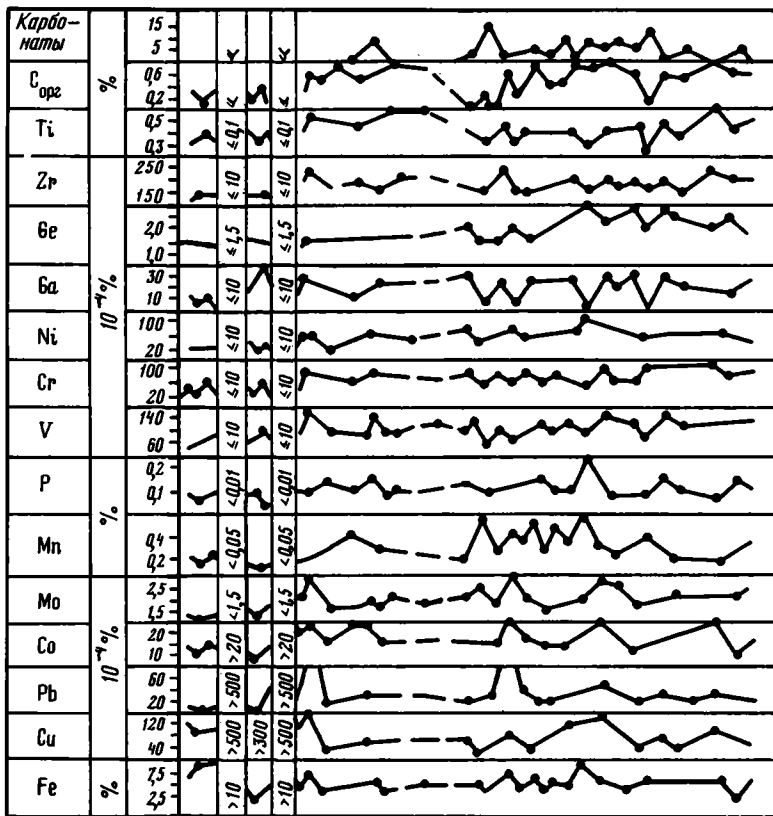
Выше помещается литогенетическая колонка разреза. На ней охарактеризован литолого-фациальный состав рудовмещающих отложений и точками показано положение изученных проб. Результаты изучения поведения Fe, Ti, Mn, P, $C_{орг}$, полученные по данным химического анализа, и Cu, Pb, Co, Mo, V, Cr, Ni, Ca, Zr - по данным количественного спектрального анализа, приведены на соответствующих диаграммах.

Геохимические диаграммы строились следующим образом. Содержание каждого химического элемента, выраженное в процентах или $10^{-4}\%$, установленное в каждой пробе, откладывалось в определенном масштабе против места отбора образца по вертикали, а затем полученные отрезки соединялись между собой. Вырисовывались литогеохимические кривые, позволяющие проследить поведение каждого химического элемента в разрезе. Для оценки степени концентрации элементов на диаграммах в виде горизонтальных или вертикальных линий нанесены величины кларков для каждого элемента (в глинах и сланцах), установленные А.П. Виноградовым [1962].

Кривые распределения химических элементов изменяют свое поведение в пределах рудных залежей. Это в первую очередь касается Fe, Cu, Pb, Co, отчасти Mo и Mn, содержания которых здесь становятся такими высокими, что не выдерживают графического изображения. В этих случаях средние содержания этих рудных компонентов обозначались цифрами.

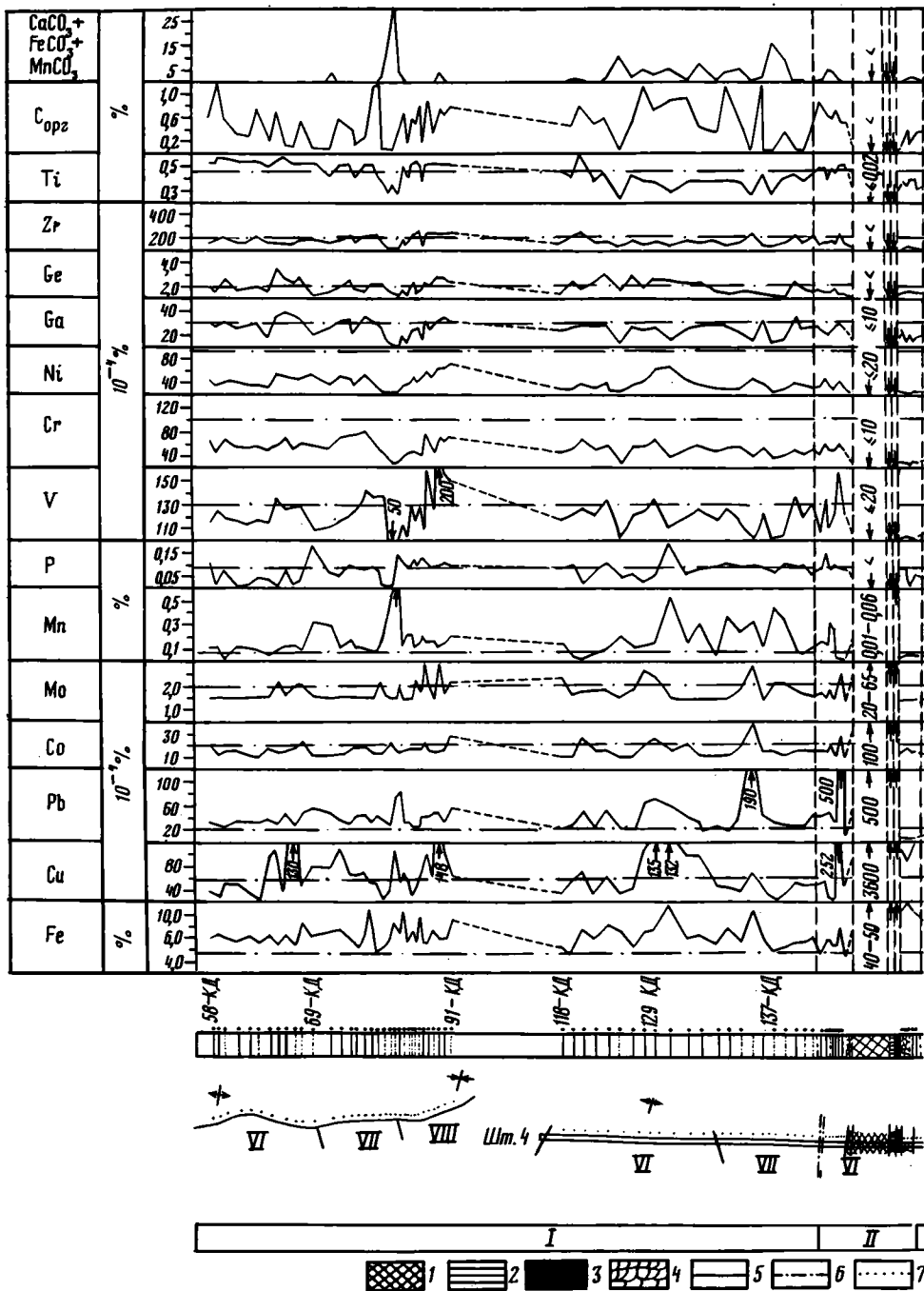
Несколько иначе выглядит диаграмма, изображенная на рис. 26, на которой то же самое рудное тело Левобережной залежи месторождения Кизил-Дере пересечено на дневной поверхности - разрез был изучен в обнажениях вдоль крутого левого берега р. Кизил-Дере. В этом случае возникает проблема сопоставимости геохимических данных, собранных в горных выработках и в естественных обнажениях.

Теоретически возможность параллелизации тех и других геохимических данных в значительной мере зависит от интенсивности процессов выветривания. При очень сильно проявленных процессах гипергенеза использование обнажений с геохимической целью становится невозможным. Наоборот, при интенсивном механическом разрушении, эрозии горных пород и подавленных процессах химического выветривания результаты геохимических наблюдений в выработках и в обнажениях совпадают [Холодов, Недумов, 1982].



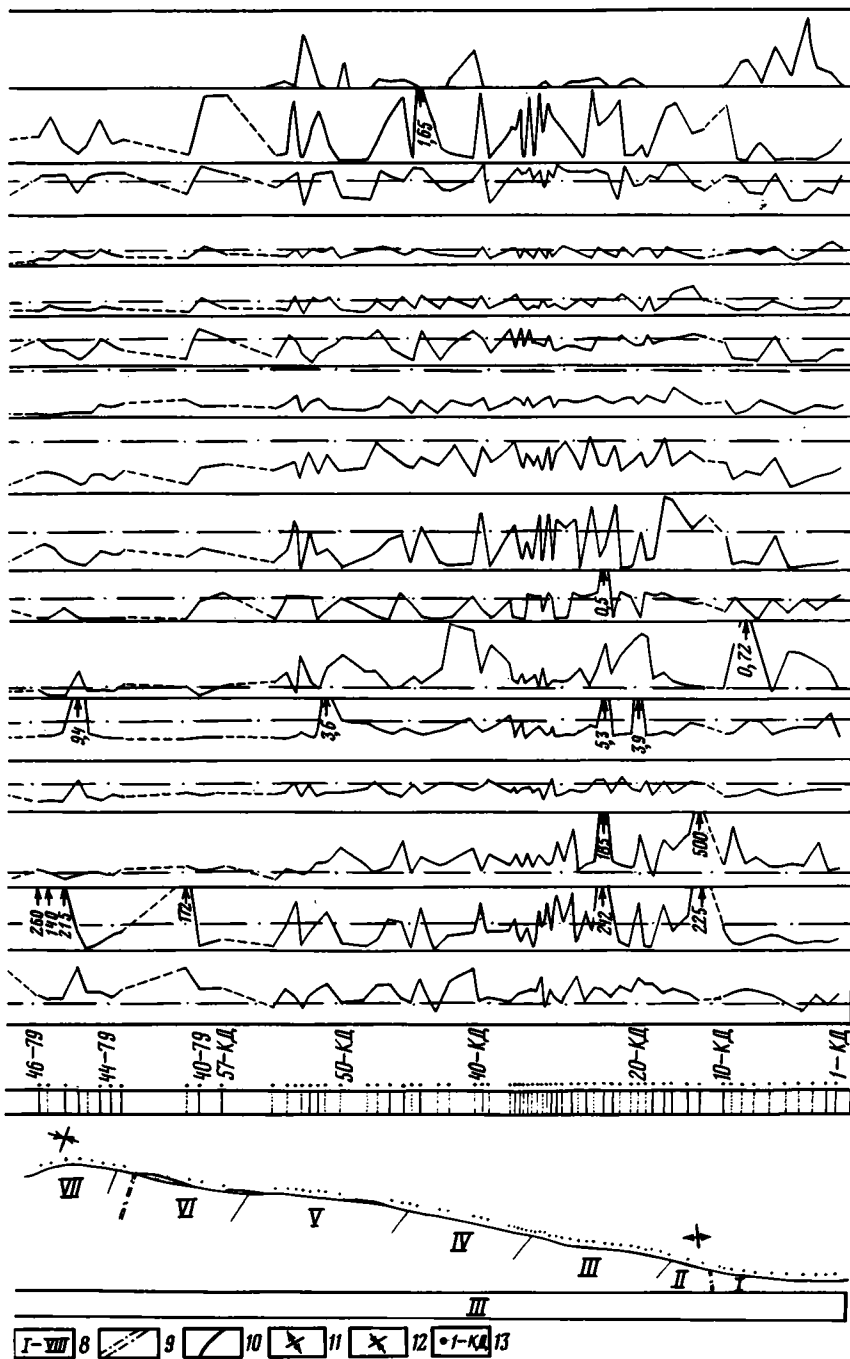
Р и с. 25. Распределение химических элементов в рудовмещающих породах и рудах штольни 4 (месторождение Кизил-Дере)

1 - массивные серноколчеданные руды; 2 - массивные халькопирит-пирротинные руды; 3 - прожилково-сетчатые сфалерит-пиритовые и халькопирит-пирротин-кварцевые руды; 4 - сульфидно-кварцевый штокверк; 5 - сульфидно-кварцево-карбонатные прожилки; 6 - разрывные нарушения; 7 - антиклиналь; 8 - элементы залегания пород и разломов; 9 - граница между пачками; 10 - пачка глинистых сланцев с обильными конкрециями пирита и глиносидерита; 11 - пачка переслаивания глинистых сланцев с алевролитами с многочисленными глиносидеритовыми и пиритовыми конкрециями; 12 - алевролиты; 13 - глинистые сланцы; 14, 15 - конкреции: 14 - карбонатные, 15 - сульфидные; 16 - места отбора проб



Р и с. 26. Распределение химических элементов в рудовещающих породах и рудах Левобережной залежи месторождения Кизил-Дере

1 - массивные серноколчеданные руды; 2 - халькопирит-пирротиновые руды; 3 - сфалерит-пиритовые и халькопирит-пирротин-кварцевые руды; 4 - сульфидно-



кварцевый штокверк; 5 - глинистые сланцы; 6 - алевролиты; 7 - песчаники;
 8 - I-VIII пачки верхнеялашамских отложений, по О.А.Осетрову [1978]; 9 - раз-
 рывные нарушения; 10 - границы между пачками; 11 - антиклиналь; 12 - синкли-
 наль; 13 - место отбора проб

В нашем распоряжении имеется довольно богатый материал, позволяющий решить эту проблему. Сравнение рис. 25 и 26 в пределах месторождения Кизил-Дере, а также многочисленных разрезов разного типа, изученных на месторождении Кизил-Дере, позволяют прийти к выводу, что особых различий между разрезами, взятыми на дневной поверхности и в горных выработках, практически не наблюдается. По-видимому, в исследуемых рудоносных толщах распределение химических элементов мало зависит от процессов гипергенного выветривания, так как в пределах интенсивно поднимающегося южного склона Кавказского хребта механическая денудация существенно опережает химическое разложение минералов [Холодов, Гаврилов, 1974].

На диаграмме рис. 26 приведены: внизу - геологический разрез, характеризующий изученный участок, выше - литологическая колонка разреза, а еще выше - диаграмма распределения химических элементов. Римские цифры на геологическом разрезе соответствуют номерам пачек, выделенных в верхнеялашкской свите месторождения О.А. Осетровым [1978].

На том участке, где разрез пересекает рудное тело, поведение химических элементов охарактеризовано цифрами максимальных содержаний, а также полуколичественно. В последнем случае направление стрелок отражает для рудных компонентов (Fe, Cu, Pb, Co, Mo, Mn) превышение кларковых содержаний, а для остальных элементов - значительное их "разбавление" рудой и падение их содержаний.

Рудоносность месторождения Филизчай охарактеризована двумя разрезами в его центральной части. Здесь была детально изучена скв. 558, подсекающая оруденение на глубинах 200-250 м. Диаграмма, представляющая разрез скв. 558 и распределение химических элементов в отобранных нами ядрах, изображена на рис. 27. На ней хорошо видно, что в рудном интервале сильно концентрируются Fe, Cu, Pb, Co, Mo, Mn и падают содержания всех остальных химических элементов. Наиболее высокие содержания рудных компонентов в ядрах скважины показаны на графике в цифрах.

Кроме того, на поверхности, вдоль течения безымянного ручья, по линии I-I (см. рис. 11) нами был описан полный разрез рудовмещающих отложений белоканской свиты и того рудного интервала, который здесь соответствует рудной линзе Филизчайского месторождения.

Литогенетическая колонка этого разреза приведена на рис. 28. Здесь, в нижней части графика, помещена литологическая колонка, а прямо над ней - серия диаграмм, характеризующих поведение различных химических элементов в пробах. Рудный интервал, представленный бурой, сильно ожелезненной и окварцованной породой, в этом разрезе охарактеризован полуколичественно. Направление стрелок показывает либо превышение содержания химического элемента над кларковым его количеством, что наиболее типично для Fe, Cu, Pb, Co, Mo, Mn, либо относительное уменьшение его содержания.

Анализ приведенного материала правильнее всего начать с выявления тех химических элементов, которые накапливаются в рудных телах. Графики, изображенные на рис. 25-28, хорошо в этом отношении совпадают со средними химическими анализами, приведенными в табл. 10 и 11. Из них следует, что в рудах месторождения Кизил-Дере очень сильно концентрируются Fe, Cu, Pb, Zn, Co, Mo, практически не накапливаются и даже падают ниже кларка Ti, Cr, V, Ga, Ge, Zr и только в пределах ореолов рассеяния встречаются высокие содержания Mn и Ni.

Как это было показано в предыдущей главе работы, наиболее интенсивно в рудах Кизил-Дере концентрируется Cu , хуже всего — Mo , а остальные рудные компоненты образуют между ними ряд, который выглядит следующим образом: Cu-Zn-Pb-Co-Fe-Mo .

Для руд месторождения Филизчай более характерно накопление цветных металлов и железа. В отличие от руд Кизил-Дере в них не концентрируется Mo , а в медно-пирротиновых и полосчатых рудах часто встречаются повышенные содержания Mn . Ti концентрируется исключительно в прожилковых и пятнисто-вкрапленных рудах. В целом по уменьшению степени концентрации металлов в рудных залежах Филизчая формируется ряд Zn-Pb-Cu-Co-Fe , отчасти Mn-Ti . В то же время концентрация рудных компонентов здесь сопровождается падением содержаний V , Cr , Ni , Ga , Ge и др.

На протяжении от нескольких десятков до первой сотни метров рудные тела обоих месторождений окружены первичным ореолом рассеяния. Особенности его строения в пределах месторождения Кизил-Дере были недавно описаны Н.В.Резниковым и М.М.Курбановым [1978]. Эти исследователи показали, что околорудная прожилковая минерализация лежачего блока представлена кварц-пирротин-халькопиритовыми прожилками, тогда как в висячем боку преобладают кварц-пиритовые и кварц-карбонатные прожилки. Это обстоятельство нашло свое отражение в табл. 10, из которой следует, что породы ореола рассеяния лежачего бока заметно обогащены медью, а также свинцом и цинком.

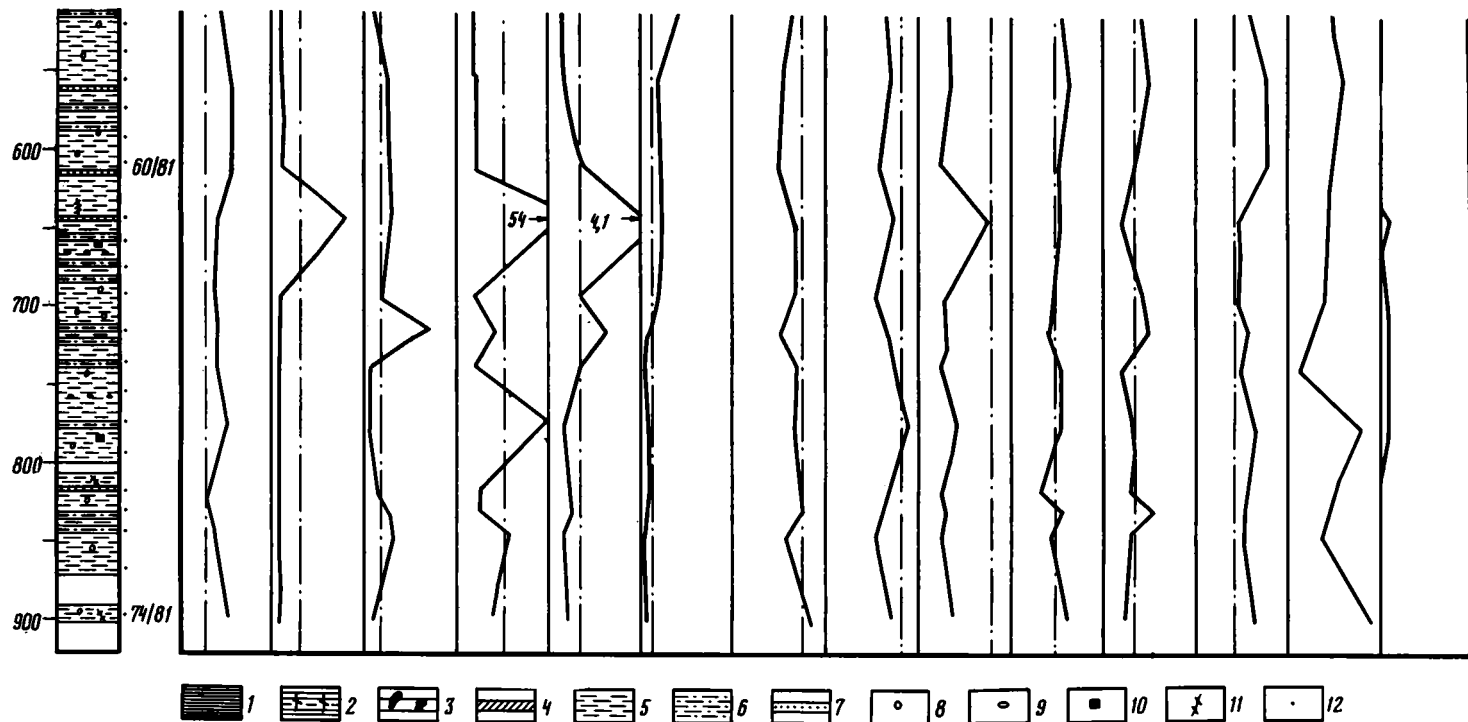
Рудная залежь месторождения Филизчай также сопровождается первичными геохимическими ореолами рассеяния, распространенными как в надрудной, так и в подрудной толщах. При этом интенсивность геохимических аномалий большинства элементов-индикаторов в подрудной толще значительно выше (см. табл. 11). Характерно также значительное обогащение ореола лежачего бока медью, свинцом, кобальтом и железом.

Здесь же следует отметить, что наиболее интенсивные аномалии в надрудной и подрудной толщах повсеместно связаны с зонами интенсивного расщепления и дробления пород, а также интенсивной вкрапленной пиритизацией и развитием кварц-сульфидных и кварц-карбонатных прожилков.

Характерно, что первичные ореолы рассеяния отчетливо фиксируются на диаграммах распределения химических элементов. Они особенно хорошо видны на литогенетической колонке рис. 26 в северо-восточном и юго-западном блоках месторождения Кизил-Дере, а также в лежачем боку рудной залежи месторождения Филизчай (см. рис. 27).

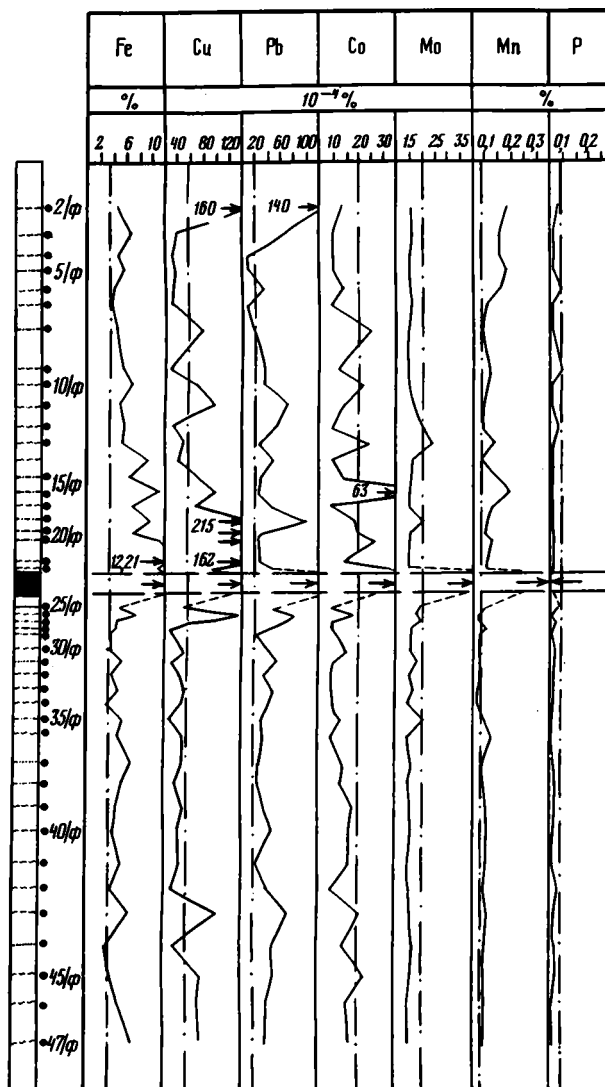
Рудовмещающие породы верхнеялахкамской и белоканской свит в пределах рудных полей месторождений Кизил-Дере и Филизчай в среднем обогащаются одними элементами и обедняются другими. В соответствии с табл. 10 можно утверждать, что в глинистых сланцах, слагающих различные пачки верхнеялахкамской свиты, концентрируются Fe , Cu , Pb , Mn , отчасти Mo и Ti и заведомо понижены по сравнению с кларковыми содержания Cr , V , Ga , Ge , Zr . В рудосодержащих глинистых сланцах, как видно из табл. 11, накапливаются Fe , Pb , Zn , отчасти Cu , Mo , Mn , Ti и не концентрируются Co , Ni , Cr , V , Ga , Ge .

Обращает на себя внимание, что рудные элементы в осадочных толщах обычно образуют собственные минералы и присутствуют в рудоносных отложениях в виде пирита, пирротина, халькопирита, сфалерита, галенита, кобальтина, реже молибденита. Таким образом, вся эта группа халькофильных элементов представлена активными мигрантами. В отличие от них Ti , Cr , V , Ga , Ge , Zr принадлежат к



Р и с. 27. Распределение химических элементов в скв. 558 месторождения Фелизчай

1 - массивные серноколчеданные и полосчатые колчеданно-полиметаллические руды; 2 - прожилково-вкрапленные руды того же состава; 3 - пятнистые и пятнисто-вкрапленные руды того же состава; 4 - медно-пирротиновые руды; 5 - глинистые сланцы; 6 - алеволиты; 7 - песчаники; 8 - пиритовые и сульфидные конкреции; 9 - кремнисто-сульфидные и карбонатные конкреции; 10 - прожилки и кристаллики пирита; 11 - кварцевые прожилки; 12 - места взятия проб

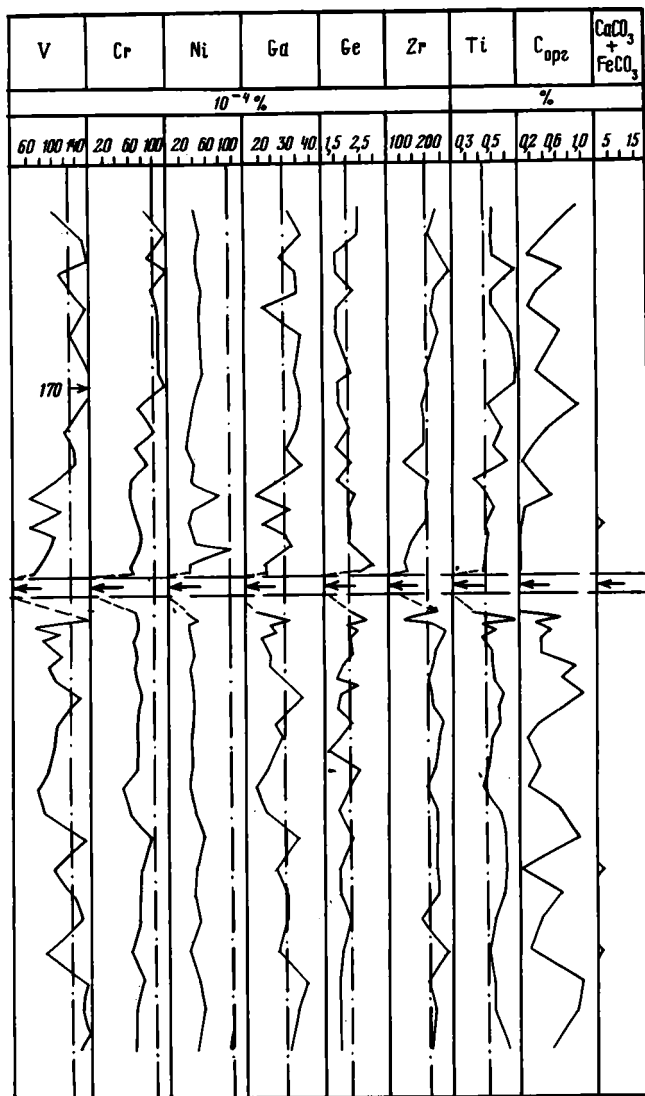


группе элементов-гидролизатов. Они плохо мигрируют в зоне гипергенеза и, наоборот, чаще образуют обломки устойчивых минералов типа циркона или хром-пикотита или оказываются сорбированными глинистыми минералами.

Процесс рудообразования можно представить себе как концентрацию халькофильных элементов в одной части осадочного пласта и "разбавление" рудными компонентами довольно равномерно распределенных в разрезе элементов-гидролизатов.

Закономерности распределения химических элементов в зоне активно проявившихся процессов катагенеза и динамометаморфизма

Для рудовмещающих отложений Хнов-Борчинского и Филизчайского районов характерно, что они чрезвычайно сильно изменены разнообразными вторичными процессами [Холодов, Кикнадзе, 1983а]. На фоне региональных катагенетических



Р и с. 28. Распреде-
ление химических элементов
в разрезе I-I месторожде-
ния Фелизчай

Условные обозначения
см. на рис. 26

преобразований, типичных для ааленских толщ Сланцевого Дагестана, здесь широко развиты явления кливажа (рассланцевание пород), контролируемые складчатостью второго порядка и крупными продольными разломами. На отдельных участках кливаж так интенсивно проявился, что полностью затушевывает слоистость пород.

Характерно, что наряду с интенсивным рассланцеванием породы этого района несут в себе следы и гораздо более глубоких преобразований вещественного состава. Так, в глинистых породах верхнеялахкамской свиты среднее содержание C_{орг} по данным 87 определений колеблется от 0,52 до 0,84%, причем, по материалам Р.А.Коньшевой и Г.И.Теодоровича [1969], а также О.А.Осетрова [1978] углефицированный детрит (витринит) в них метаморфизован до перехода от тощего угля к антрациту.

В то же время аргиллиты районов, расположенных севернее интересующей нас

площади, по опубликованным данным З.В.Тимофеевой [1963а], содержат в прибрежно-морских придельтовых фациях I, 27%, а в нормально-морских - I, 32% $C_{орг}$. Изучение витринита, проведенное в тех же районах В.И.Ермаковым и др. [1977], показало, что здесь он находится в основном на жирной, или газовой, стадии метаморфизма.

Дефицит органического вещества в более глубоководных районах ааленского палеоводоёма находится в противоречии с широким развитием здесь диагенетических сульфидов, но хорошо увязывается с интенсивным метаморфизмом углефицированных остатков. По-видимому, он был обусловлен не только диагенетическими, но и катагенно-динамометаморфическими преобразованиями и деструкцией рассеянного органического вещества (РОВ).

Следует отметить, что, по данным С.Г.Неручева, А.А.Трофимука и Е.А.Рагозиной [1976], в ходе погружения глинистых отложений на глубину 5-7 км под действием повышенных температуры и давления теряется около 65% всей массы РОВ, сохранившегося от диагенетического микробиологического разложения.

Довольно показателен также состав глинистых минералов, слагающих пелитовые породы. По данным Г.В.Карповой и З.В.Тимофеевой [1971], в районах севернее р.Курахчай (Дагестан) в аргиллитах широко распространены гидрослюда, хлорит, каолинит и разбухающие фазы монтмориллонитового типа. При этом интенсивность изменений глинистых минералов сравнительно невелика.

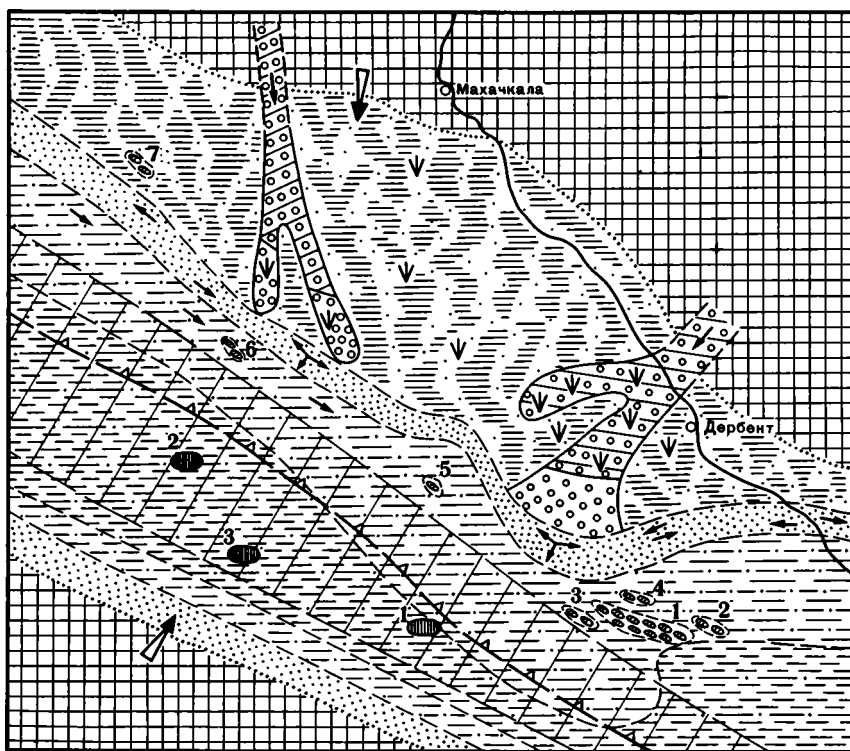
В зоне широкого развития сланцеватости смешанослойные образования монтмориллонитового типа целиком исчезают из состава аргиллитов. В глинистых породах Хнов-Борчинского района рентгеноструктурный анализ 20 образцов, выполненный в Рентгеноструктурной лаборатории ГИН АН СССР (руководитель - доктор геолого-минералогических наук В.А.Дриц), показал повсеместное развитие гидрослюда и хлорита. Видно, что такой редуцированный двухкомпонентный состав глин хорошо объясняется поздним воздействием катагенно-динамометаморфических процессов на более сложную систему глинистых минералов, ранее возникавшую в наиболее глубоководной части ааленского палеоводоёма.

По данным многих исследователей [Чихрадзе, 1979; Гаврилов, Ципурский, 1987], гидрослюда здесь присутствует в модификации $2M_1$, характерной для этого глинистого минерала в тех случаях, когда он возникает вследствие катагенетических преобразований.

Область развития интенсивных катагенно-динамометаморфических процессов, по-видимому, пространственно совпадает с зоной интенсивной сланцеватости (рис.29). Она вытягивается вдоль Главного Кавказского разлома, захватывая все южное крыло мегантиклинория. Некоторое представление о поведении химических элементов в пределах этой зоны дают те разрезы верхнеялашкских и белоканских отложений, которые находятся за пределами рудных полей месторождений.

В Хнов-Борчинском районе рудосодержащие верхнеялашкские толщи были изучены нами на некотором расстоянии от месторождения Кизил-Дере, в 2,5 км к северо-западу от него, в пределах балки Лавинная, а также в 1,5 км к юго-востоку от этого месторождения, в балке Снежная (см. рис. 12).

Закономерности поведения химических элементов в этих разрезах показаны на геохимических диаграммах рис.30 и 31. На рис.30 в нижней его части изображен разрез, описанный нами в балке Снежная. Римскими цифрами обозначены номера пачек, выделенных в рудоносной толще района О.А.Осетровым [1978]. Выше располагается колонка разреза, на которой точками отмечены места отбора проб.



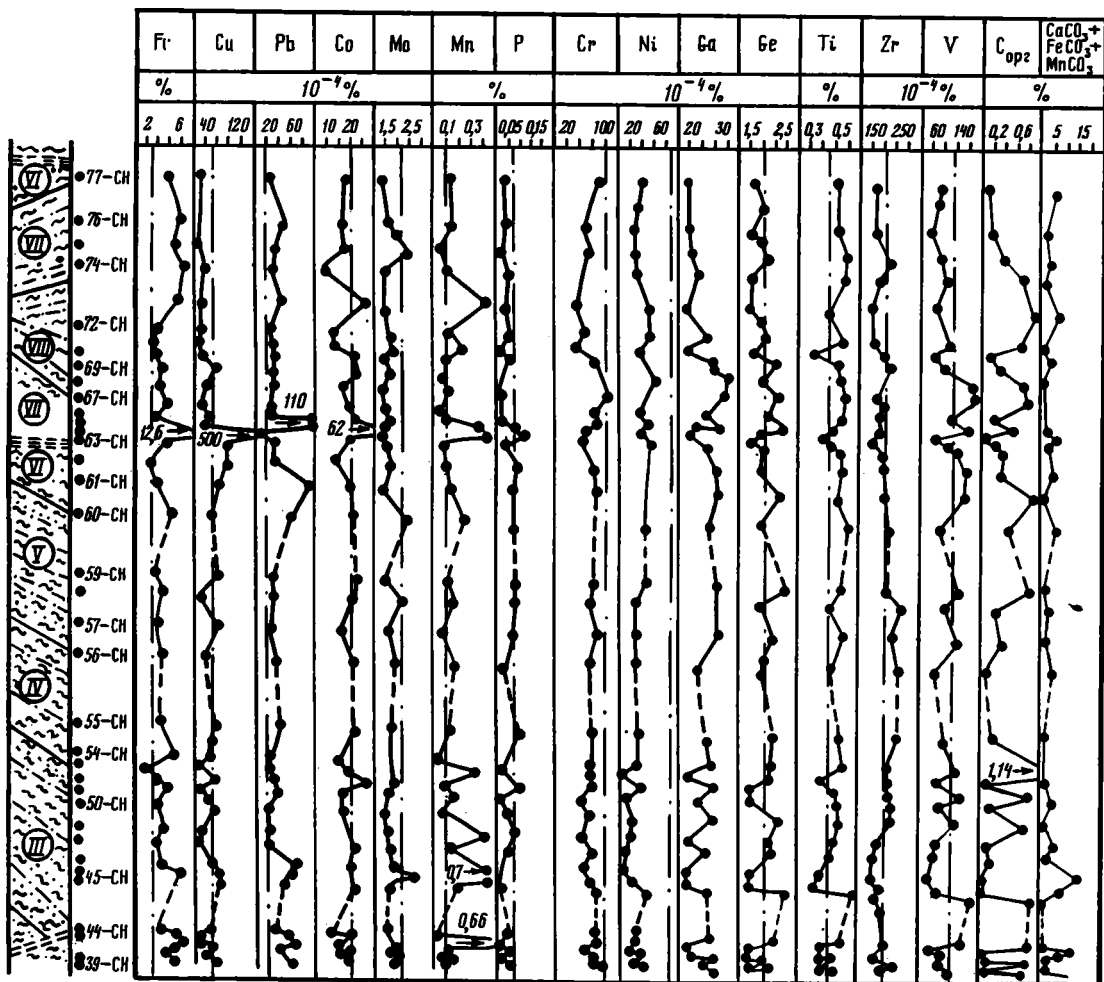
Р и с. 29. Литолого-палеогеографическая схема строения юго-восточной части Большого Кавказа

1-8 - литолого-фациальные зоны ааленского палеоводоема [Фролов, 1965; Тимофеева, 1968; Халифа-заде, Магомедов, 1982]

1 - торфяные болота; 2 - аллювиальные осадки; 3 - песчано-алевритовые осадки дельты, низовьев рек и придельтовых областей; 4 - осадки лагун и заливов, содержащие залежи угля; 5 - песчано-алевритовые осадки баров, кос, пересыпей; 6 - песчано-алевритово-глинистые морские осадки зоны прибрежных волнений и течений; 7 - алеврито-глинистые осадки глубоководной части моря; 8 - область континентальной денудации; 9 - зона интенсивных катагенетических и динамометаморфических преобразований; 10 - Главный Кавказский разлом; 11 - колчеданные месторождения (1 - Кизил-Дере, 2 - Филлизчай, 3 - Катех); 12 - контуры конкреционных залежей сидеритов (1 - Присамурская, 2 - Казарликамская, 3 - Тикиндагская, 4 - Штульская, 5 - Кокмачайская, 6 - Кара-Койсуйская, 7 - Чиркатынская); 13 - границы областей денудации; 14 - границы фациальных зон; 15 - направление сноса терригенного материала; 16 - направление прибрежных и придонных течений

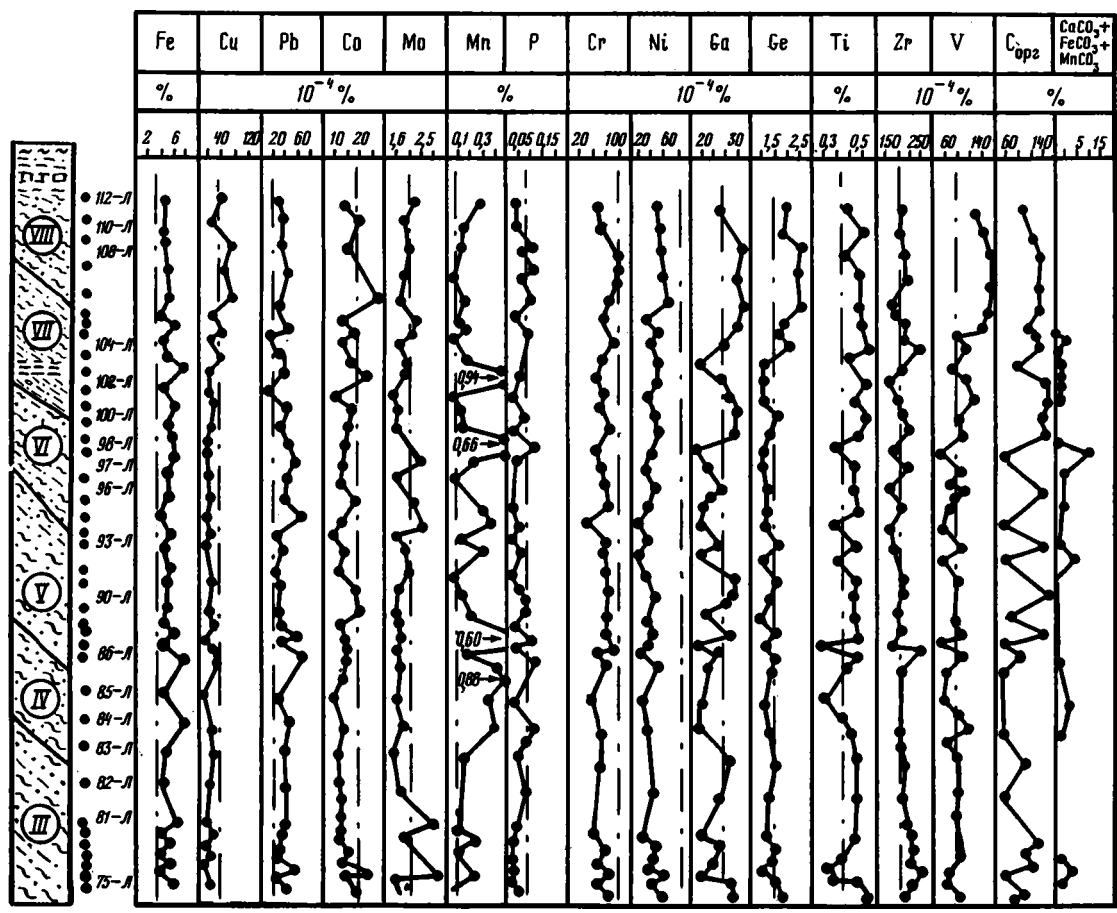
Над ней находятся диаграммы, показывающие поведение химических элементов в исследуемом разрезе. Совершенно аналогичным образом построен график, изображенный на рис.31 и воспроизводящий разрез вблизи балки Лавинная.

Анализ геохимических кривых, изображенных на рис.30 и 31, позволяет утверждать, что в целом распределение большинства химических элементов здесь более однообразно, чем вблизи рудных тел, причем по характеру поведения вновь различаются две группы. Первая группа элементов включает Fe, Cu, Pb, Co, Mo,



Р и с. 30. Распределение химических элементов в верхне-гляциальных отложениях по балке Снежная

Р и с. 31. Распределение химических элементов в верхне-ялахкамских отложениях по балке Лавинная



мн. Они на отдельных участках разреза образуют пики высоких концентраций и нередко интенсивно накапливаются здесь по сравнению с кларковыми.

Любопытно, что повышенные содержания рудных компонентов в рудовмещающих толщах встречаются как в глинистых породах, так и в алевропесчаниках. Микроскопически устанавливается, что они обычно представлены интенсивной сульфидизацией по трещинам и микронарушениям. С сульфидами, среди которых преобладают пирит и халькопирит, тесно ассоциируются слабая карбонатизация (сидерит), реже окварцевание, серицитизация и хлоритизация.

Вторая группа элементов охватывает Cr, Ni, Zr, отчасти Ga, Ge. Эти компоненты распределяются более монотонно, причем колебания их содержаний редко выходят за пределы кларковых. В пределах балки Лавинная ко второй группе элементов принадлежат также V и Ti, которые довольно равномерно распределяются в разрезе. Однако в разрезе балки Снежная поведение V и Ti резко меняется (см. рис. 29). Здесь эти элементы довольно интенсивно концентрируются вблизи разломов, причем их концентрация (возможно, в форме титаномагнетита) местами совпадает с накоплением рудных компонентов — Fe, Cu, Pb, Co, Mo, Mn.

В пределах месторождения Филизчай большая часть разрезов и скважин оказалась сосредоточенной в районе рудного поля. Поэтому здесь рудосодержащие верхнеплинобах-гоарские толщи, непосредственно не связанные с оруденением, охарактеризованы гораздо хуже.

Если сравнить поведение химических элементов в рудосодержащих толщах обоих районов по отдельным пробам, то можно увидеть, что в районе месторождения Филизчай по сравнению с Кизил-Дере чуть повышено содержание Fe и понижено — Cu, Mn, Zr. Остальные элементы в отложениях этих районов распределяются сходным образом.

В целом можно считать, что на незначительных площадях вокруг рудных залежей месторождений Кизил-Дере и Филизчай во вмещающих их породах широко распространены микроконцентрации Fe, Cu, Pb, Co, Mo, Mn. Они связаны со скоплениями сульфидов и карбонатов по трещинкам, микросмещениям, зонам дробления и разломам.

Интересные данные были получены при исследовании закономерностей распределения химических элементов по различным литолого-петрографическим типам пород рудовмещающих толщ. Их структура, текстура и химический состав достаточно подробно описаны в предыдущих главах. В глинистых сланцах, алевролитах и песчаниках по отдельным разрезам с помощью ЭВМ были подсчитаны средние содержания 15 химических элементов (\bar{x}); они определялись по формуле

$$\bar{x} = \frac{1}{n} (x_1 + x_2 + \dots + x_n) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i.$$

Наряду с расчетами среднеарифметических содержаний в тех же типах пород определялось среднее квадратическое или стандартное отклонение (S), используемое в практике статистических исследований в качестве меры рассеяния. Оно подсчитывалось по формуле

$$S = \frac{1}{1-n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2.$$

Наконец, были рассчитаны коэффициенты вариации; они определялись по формуле $V = (S/\bar{x}) \cdot 100\%$. Как известно, значение коэффициента вариации выражает среднее квадратическое отклонение в процентах от среднего арифметического ря-

да измерений и поэтому может быть использовано для сравнения двух эмпирических распределений с точки зрения их рассеяния относительно среднего.

Результаты расчетов приведены в табл.12. При ее рассмотрении прежде всего обращает на себя внимание, что по сравнению со средними содержаниями изученных химических элементов в глинах и сланцах [Виноградов, 1962], во всех типах пород постоянно концентрируются Fe, Mn и Pb. При этом Fe превышает свой кларк в 1,5–2 раза, Mn – в 1,5–6 раз, а Pb – в 1,5–3 раза. Все остальные химические элементы по средним содержаниям заметно уступают своему кларку; только в глинистых сланцах разреза балки Снежная слабо концентрируются Cu, V, Zr, Ti, в глинистых породах Кизил-Дере – P, Mo, Ti, а в аналогичных породах балки Лавинная – Ti. Следует также подчеркнуть, что незначительное накопление титана (1,20–1,25 раза) вообще характерно для глинистых толщ Верхнеялахкамской и Белоканской свит. Возможно, что оно обусловлено усиленным поступлением терригенных минералов титана в морские палеоводоемы с суши, где в это время могли быть развиты титаносодержащие коры выветривания.

Из табл.12 также видно, что по характеру изменения величин стандартного отклонения здесь можно выделить две разные группы химических элементов. К первой группе принадлежат Fe, Ni, Cr, V, Ga, Ge, Zr, Ti. Их дисперсии минимальны как в глинистых породах (коэффициент вариации колеблется от 12 до 34%), так и в алевролитах и песчаниках (коэффициент вариации колеблется от 13 до 40%). Ко второй группе относится большинство рудных химических элементов (Mn, Pb, Co, Mo, Cu), а также P и $C_{орг}$. Для них характерно более сложное распределение стандартных отклонений, причем коэффициент вариации колеблется в широких пределах (от 23 до 113% в глинистых породах; от 19 до 109% в алевролитах и песчаниках).

Иначе говоря, распределение большинства рудных элементов отличается большей прихотливостью, что обычно отличает эпигенетические накопления от сингенетических; исключение составляет железо, где та же закономерность, по-видимому, маскируется избытком этого элемента во всех рудосодержащих породах.

Оценивая поведение стандартных отклонений (S) в различных типах пород изученных разрезов (см. табл.12), нетрудно прийти к выводу, что их наибольшая величина во всех случаях более характерна для алевролитов и песчаников, чем для глинистых пород. Такие соотношения, по-видимому, могут возникнуть либо в результате седиментогенного накопления химических компонентов, когда более грубозернистые разности накапливаются в условиях более активного гидродинамического режима [Холодов, Недумов, 1981], либо вследствие преобладания эпигенетического привноса компонентов в сформировавшиеся породы.

Так как концентрации рудных химических элементов (Fe, Cu, Pb, Co, Mo, Mn) в песчаниках рудосодержащих отложений чаще всего встречаются в эпигенетических формах (сульфиды или карбонаты в прожилках, трещинах или в порах и цементе), то для них более справедливым представляется второе предположение.

В заключение раздела можно отметить, что обобщение материалов, приведенных на литологических колонках (см. рис.25–31), позволяет охарактеризовать поведение различных химических элементов в изученных разрезах так, как это представлено на табл.13. Из нее следует, что хотя каждый район и отличается по составу спорадически концентрирующихся элементов, Fe, Mn, Pb являются теми профилирующими рудными компонентами, которые обязательно концентрируются в рудосодержащих толщах всей исследуемой площади.

Таблица 12

Основные параметры распределения химических элементов в разрезах районов месторождений Кизил-Дере и Филизчай

№	Число проб	Fe			Mn			Pb			Co			Mo			Cu			Ni			Cr
		\bar{x}	s	v	\bar{x}	s	v	\bar{x}	s	v	\bar{x}	s	v	\bar{x}	s	v	\bar{x}	s	v	\bar{x}	s	v	
1	63	5,08	1,02	20	0,180	0,061	33	42	17	37	16	6	32	1,80	0,23	13	63	28	43	42	7	15	56
2	63	5,26	1,41	29	0,100	0,049	51	40	17	44	16	5	30	2,60	1,30	50	50	55	35	38	13	30	57
3	43	5,11	1,63	31	0,310	0,220	71	44	37	83	18	6	34	1,90	0,80	40	43	24	55	32	12	31	61
4	19	4,94	1,06	21	0,120	0,100	86	28	7	25	16	5	29	1,63	0,25	15	45	13	30	44	9	20	74
5	18	5,03	1,16	23	0,320	0,250	82	36	16	45	16	4	24	2,14	0,94	44	31	15	50	34	12	37	58
6	20	4,97	1,50	30	0,096	0,034	35	43	21	49	19	5	27	1,68	0,33	19	65	15	23	51	11	22	85
7	17	5,35	1,56	29	0,320	0,260	83	50	29	60	19	3	19	1,97	0,61	30	50	15	31	39	12	32	69
8	120	5,83	0,94	16	0,098	0,072	74	26	29	113	20	17	85	1,71	0,93	54	32	33	104	40	13	32	80
9	127	5,48	0,85	15	0,061	0,029	48	38	16	42	15	3	25	1,76	0,56	32	41	18	43	33	8	25	57
10	34	6,25	2,00	27	0,110	0,045	40	49	36	60	20	9	45	1,90	0,59	31	50	55	108	34	14	40	70
11	36	4,87	1,45	28	0,135	0,132	80	61	35	57	15	4	26	1,60	0,35	20	35	30	95	28	11	40	63

Таблица 12 (продолжение)

Cr			V			Ga			Ge			Zr			Ti			P			C _{орг}	
s	v	\bar{x}	s	v	\bar{x}	s	v	\bar{x}	s	v	\bar{x}	s	v	\bar{x}	s	v	\bar{x}	s	v	\bar{x}	s	v
15	31	127	26	19	27	5	16	2,00	0,51	24	190	20	12	0,43	0,86	20	0,098	0,045	76	0,85	0,38	45
16	29	97	27	28	27	7	25	1,60	0,53	34	190	39	21	0,52	0,10	21	0,091	0,050	55	0,57	0,33	58
25	40	89	27	31	19	5	28	1,80	0,42	24	187	51	27	0,41	0,15	35	0,075	0,056	74	0,20	0,10	50
18	24	127	33	30	32	4	12	2,00	0,51	26	202	27	13	0,57	0,07	12	0,048	0,035	71	0,68	0,29	42
14	25	78	25	31	19	6	34	1,61	0,22	13	211	34	16	0,45	0,10	22	0,052	0,044	85	0,16	0,11	70
12	14	149	33	22	33	5	15	2,37	0,71	30	214	33	15	0,56	0,13	24	0,075	0,025	33	0,81	0,62	77
16	24	85	29	35	20	6	34	1,95	0,51	26	208	53	25	0,44	0,14	31	0,054	0,035	60	0,14	0,08	60
22	28	125	22	16	31	5	16	2,04	0,62	30	100	20	20	0,48	0,10	25	-	-	-	0,67	0,38	58
16	27	132	23	19	30	8	27	1,82	0,50	27	110	35	22	0,53	0,07	13	-	-	-	0,58	0,26	46
24	34	100	28	29	26	6	25	1,78	0,49	27	109	30	29	0,26	0,09	23	-	-	-	0,25	0,10	40
17	25	94	31	30	21	5	24	1,70	0,43	25	118	38	30	0,30	0,08	25	-	-	-	0,14	0,06	43

Примечание 1-3 - разрезы в районе месторождения Кизил-Дере: 1 - глинистые сланцы надрудной толщи, 2 - глинистые сланцы подрудной толщи, 3 - алевролиты и песчаники; 4,5 - балка Лавинная: 4 - глинистые сланцы, 5 - алевролиты и песчаники; 6,7 - балка Снежная: 6 - глинистые сланцы, 7 - алевролиты и песчаники; 8-11 - разрезы в районе месторождения Филизчай: 8 - глинистые сланцы подрудной толщи, 9 - глинистые сланцы надрудной толщи, 10 - алевролиты, 11 - песчаники.

\bar{x} - среднее арифметическое содержание (содержания Fe, Mn, Ti, P, C_{орг} - в %, остальных элементов - $\mu \cdot 10^{-4}$); s - стандартное отклонение от среднеарифметического; v - коэффициент вариации, %.

Поведение химических элементов в отдельных разрезах

Разрез	Концентрируются постоянно	Концентрируются спорадически	Не концентрируются
Кизил-Дере	Fe, Mn, Pb	Ge, Ti, Cu, Mo, P	Cr, Co, Ni, Zr, V, Ga, C _{орг.}
Балка Снежная	Fe, Mn, Pb	Ge, Ti, Cu, Ga, V	Cr, Co, Ni, Zr, Mo, P, C _{орг.}
Балка Лавинная	Fe, Mn, Pb	Ge, Ti, Mo, Ga, V	Cr, Co, Ni, Zr, P, Cu, C _{орг.}
Филизчай	Fe, Mn, Pb	Ti, Cu, Ga, Zr, V, Co, Mo	Cr, Ni, P, Ge, C _{орг.}

Об аномальном распределении химических элементов
в рудосодержащих отложениях
зоны интенсивного катагенеза и динамометаморфизма

Исследованиями Д.И.Панова [1976], Д.И.Панова и А.И.Гушина [1987] и многих других геологов было установлено, что стратиграфическими эквивалентами рудоносной верхнеялакхамской свиты в азербайджанской части Главного хребта является кархунская свита, во внешней зоне Горного Дагестана – нижняя часть игатлинской (хивской) свиты, в Бзыско–Казбекской зоне Центрального Кавказа – бусарчильская свита, в Дигоро–Осетинской зоне – ардонская, а в Восточно-Балкарской зоне – джигатская свита.

Дать детальную геохимическую характеристику этих отложений в настоящее время довольно затруднительно в связи со слабой изученностью объектов. Однако самые общие представления об их геохимическом и металлогенетическом облике можно заимствовать из работ, в которых были охарактеризованы не только именно эти, но и подстилающие и перекрывающие их толщи.

В субсинхронных отложениях аалена довольно широко распространены гидроксидные оолитовые прослои железосодержащих пород, линзовидные прослои лептохлоритов, диагенетические залежи конкреционных сидеритов.

Прослои гидроксидных железистых оолитов были описаны в работах Н.Е.Ефремова [1938], З.В.Тимофеевой [1968], Ю.О.Гаврилова, Н.Ю.Лубченко [1985]. Было установлено, что они представляют собой шамозит-гидроксидные оолитовые стяжения, причем в пластах этих скоплений содержится до 15–20% Fe, до 0,4–0,5% P и до 0,4% Mn [Тимофеева, 1968]; в повышенных количествах встречаются V, Ni, Cr [Тимофеева, 1966].

Очень часто в непосредственной близости от таких железорудных слоев встречаются конкреции желваковых фосфоритов и фосфоритоносных пород [Красильникова, 1955]. Особенно большое распространение железистые породы получают в среднем течении р.Тызыл, где они залегают в верхней части джигатской свиты [Гаврилов, Лубченко, 1985].

Значительно южнее этих районов, в верхнеааленских толщах Центрального Дагестана Г.Н.Бровков и Т.А.Москаленко [1961] описали мергели с лептохлоритовыми оолитами, местами окисленными до гидрогетита. В породах присутствует большое количество органических остатков — фораминиферы, членики стеблей морских линий, обломки офиур, остракод, раковины аммонитов и белемнитов. Мощность этого горизонта достигает 2–3 м.

Обогащение ааленских морских фаций рудными компонентами принято связывать с близостью Малкинско-Кисловодской суши, в пределах которой на массивах основных и ультраосновных магматических пород в это время развивалась кора выветривания. Последняя, как показали работы И.И.Гинзбурга и А.Л.Яницкого [1952], а также Д.П.Сердюченко [1952], весьма существенно обогащалась железом, хромом и другими рудными элементами. Впоследствии эта кора размывалась водами трансгрессирующего нижнеюрского палеоводоёма и поставляла в смежные участки большое количество рудного вещества [Тимофеева, 1966].

Любопытно, что глинистые толщи аалена в ряде районов также содержат повышенные количества Fe, V, P и Ti. Так, по данным Ю.О.Гаврилова [Гаврилов, Лубченко, 1985], в аргиллитах морских фаций джигитатской и джорской свит района р.Тызыл среднее содержание Fe — 4,52, P — 0,52, а Ti — 0,53%. Очевидно, что все эти значения превышают кларк.

По направлению к югу и юго-востоку, в пределах Дагестана средние содержания всех трех рудных компонентов постепенно уменьшаются и все интенсивнее приближаются к кларку, однако здесь местами на среднем геохимическом фоне встречаются довольно многочисленные сидеритовые скопления [Халифа-заде, Аббасова, 1963; Тимофеева, 1963а, б, 1966, 1968].

Диagenетические залежи сидеритов прослеживаются в Горном Дагестане от устья р.Самур через среднее течение р.Аварское Койсу и вплоть до хребта Саласу, образуя огромную полудугу, выпуклую к юго-западу. В пределах ее установлено семь разных рудопроявлений, разделенных между собой полями безрудных пород.

Расположение сидеритовых залежей в пределах Дагестана показано на рис. 29; здесь различают Присамурское, Казардикамское, Тикиндагское, Штульское, Кокмачайское, Кара-Койсуйское и Чиркатинское рудопроявления.

Сидеритовые рудопроявления представляют собой участки, на которых в толщах глинистых аргиллитов появляется огромное количество линзовидных прослоев глинистых сидеритов или многочисленные включения крупных сферосидеритовых конкреций. Линзовидные прослои глинистых сидеритов обычно имеют мощность от 2–3 см до 0,5–0,8 м. Сферосидеритовые конкреции имеют размеры от 0,1x1,5 м до 0,25x0,50 м, причем конкреционность пластов достигает 25–30%.

В пределах рудных участков развиты три типа пород: сферосидериты, глинистые сидериты и аргиллиты. В сферосидеритах до 60% породы сложено сидеритом, присутствует анкерит-доломит, реже кальцит. Аллмосиликаты составляют 10–15%, в некоторых разновидностях встречается шамозит.

В глинистых сидеритах содержание сидерита падает до 20%, но увеличивается содержание кальцита (18%). Аллмосиликатная часть представлена кварцем и гидрослюдой.

В обеих разновидностях карбонатных образований присутствуют также шпирт (7,4%) и растительные остатки (13%).

Рудовмещающие аргиллиты содержат примесь сидерита, достигающую 60% и зачастую в этом отношении превосходят конкреции [Халифа-заде, Аббасова, 1963].

В них много глинистого материала и терригенных примесей (кварц, ортоклаз, гидрослюда, обломки пород), значительное количество пирита и растительных остатков.

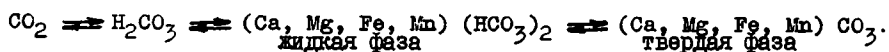
Характерной геохимической особенностью сидеритовых руд является высокое содержание Fe (20–25% в среднем), Mn (0,5–2%), Ti (0,2–2%), а также P и As.

Следует подчеркнуть, что участки сидеритовых рудопроявлений в ааленских отложениях Дагестана в фациальном отношении несколько обособлены от смежных фаций мелководного моря; по данным Ч.М.Халифа-заде и С.М.Аббасовой [1963] рудная фация заполняет западины, отшнурованные поднятиями от остальной части палеоводоёма. Для таких рудоконтролирующих впадин типично: 1) преобладание глинистых отложений в центральных частях и появление в периферийных разрезах выклинивающихся линзовидных пластов песчаников и алевролитов; мощность таких пластов достигает 0,5–1 м; 2) резкое усиление процессов конкрецииобразования в центральных частях западин; абсолютные массы сидеритовых конкреций здесь достигают 300 кг/м², тогда как в безрудных зонах они падают до 5–10 кг/м²; 3) содержание C_{орг} в аргиллитах рудоносной зоны в среднем равно 1,5%, тогда как в безрудных участках оно сокращается до 0,9%; 4) среднее содержание свободно растворимого железа в первичном рыхлом осадке впадин составляет 6–8%, тогда как в первичном осадке безрудной зоны оно равно 2%; 5) в конкрециях рудоносной зоны в повышенных количествах присутствуют Ti, V, Mn, в безрудных участках конкреции этих примесей в повышенных количествах не содержат.

Генезис сидеритовых залежей ааленских отложений Дагестана рассматривался в работах Д.В.Дробышева [1932], А.А.Корженевского [1959], Ч.М.Халифа-заде [1959, 1962а], Ч.М.Халифа-заде и С.М.Аббасовой [1963], З.В.Тимофеевой [1963, 1968] и некоторых других. Большинство исследователей считают, что сидеритовые скопления образовались диагенетическим путем, в результате перераспределения Fe, Mn, P в обводненных илах водоёма под действием микробного разложения органического вещества.

Растительная органика, в больших количествах присутствовавшая в осадках ааленского моря, принимала участие в процессах сульфатредукции, окислялась, и избыток возникавшей углекислоты обогащал иловые растворы. В результате, как это показал Н.М. Страхов [1953, 1960], восстановленные формы железа и марганца растворялись на одних участках илового пласта, мигрировали по нему и осаждались в виде конкреционных тел.

Главным движущим фактором конкрецииобразования в данном случае являлось поведение CO₂, которая связана с твердыми фазами системой карбонатных равновесий:



Однако, разрабатывая схему сидеритового рудообразования, исследователи разошлись в оценке роли седиментации в этом явлении. Одни авторы [Страхов, 1960; Тимофеева, 1963а, б; 1968] считали, что рудные скопления не требовали первичного обогащения осадков металлами и возникали на фоне средних, кларковых содержаний рудных элементов, тогда как другие [Халифа-заде, Аббасова, 1963] утверждали, что они образовывались только в тех участках ааленского палеоводоёма, где содержание рудных компонентов в илах были изначально повышены.

Рассматривая эту дилемму, следует принять во внимание общую "зараженность"

ааленского палеоводоёма железом и сопутствующими ему элементами. Как мы видели выше, она проявилась в распространении оолитовых гидрогетит-шамозитовых руд и лептохлоритовых горизонтов в ряде районов Осетии и Дагестана.

Кроме того, общее повышенное содержание остаточного железа в аргиллитах морских слабоизвестковистых отложений по сравнению с аргиллитами придельтовых и лагунно-болотных фаций [Тимофеева, 1963а, рис.5], а также возможность увеличить эти первичные содержания в 1,5–2 раза в районах повышенной конкреционности заставляют думать, что в этом вопросе более правы Ч.М.Халифа-заде и С.М.Аббасова [1963], считавшие, что изначальные содержания железа, а возможно и ряда других металлов в рудоносных впадинах ааленского моря были достаточно высоки.

Подтверждаются эти представления и при более широких геохимических исследованиях. Так, закономерности поведения рудных химических элементов в глинистых и песчано-алевролитовых породах нижней юры юго-востока Кавказа исследовал Ю.П.Гирич [1982]. На табл.14 показано распределение TiO_2 , Fe, P_2O_5 и $C_{орг}$ в различных типах пород; цифры были получены в результате составления сложно смешанных (установленных представительных) проб, состоящих из разного количества индивидуальных образцов. Подробно методика сос-

Таблица 14

Распределение средних содержаний химических элементов (в %) в глинистых и песчано-алевролитовых породах нижней юры юго-востока Кавказской геосинклинали, по Ю.П.Гиричу [1982]

Район, возраст	Число отдельных образцов	TiO_2	Fe	P_2O_5	$C_{орг}$
Глинистые породы, аргиллиты, сланцы					
р. Терек, J_1^{1+2}	6	0,90	5,07	0,158	0,47
р. Терек, J_1^2	142	0,78	5,28	0,130	0,57
хр. Богосский, J_1^2	59	1,00	4,63	0,140	0,63
р. Инцоба, J_1^2	16	0,93	6,65	0,190	0,32
Песчано-алевролитовые породы					
р. Терек, J_1^{1+2}	20	0,52	2,74	0,084	Не опр.
р. Терек, J_1^2	35	0,56	4,74	0,126	0,41
хр. Богосский, J_1^2	6	0,59	4,19	0,119	0,10
р. Инцоба, J_1^2	2	0,44	5,01	0,116	0,30

тавления таких средних проб описана в работах А.Б.Ронова и др. [1952, 1965, 1972; и др.].

Анализ таблицы позволяет утверждать, что в глинистых породах Кавказского региона несколько повышено по сравнению с кларком содержание Ti , Fe , P ; к этому добавим, что, по данным того же автора, средние содержания окиси марганца обычно колеблются от 0,05 до 0,12%, что тоже несколько превышает кларк этого элемента (0,067%), по А.П.Виноградову [1962].

Чрезвычайно важным геохимическим признаком является поведение химических элементов в идеальном геохимическом профиле или в ряду песчаники-алевролиты-глины. В седиментологическом аспекте этот ряд характеризует переход от гидродинамически активных обстановок к обстановкам затишья и медленного накопления тонких илов. В аспекте катагенетического рудообразования можно рассматривать этот ряд как переход от сильно проницаемых пород-коллекторов к породам-покрышкам, к слабо проницаемым глинистым образованиям, способным противостоять проникновению различных растворов.

Попытаемся с этой точки зрения проанализировать имеющийся геохимический материал.

Напомним, что в работах Н.М.Страхова [1960, 1968], Н.М.Страхова, Э.С. Залманзон и М.А. Глаголевой [1959] было показано, что в морских отложениях, связанных с умеренными гумидными зонами, чаще всего осуществляется упорядоченное распределение химических элементов. Иначе говоря, среднее содержание большинства химических элементов и, в первую очередь, Fe , Mn , P , Su непрерывно возрастает в ряду: песчаник-алевролит-глина.

Эта закономерность была подтверждена в работе В.Н.Холодова и Р.И.Недумова [1982], которые изучили слабо измененные вторичными процессами среднемиоценовые отложения Восточного Предкавказья. Оказалось (табл.15), что в этих палеоводоемах, питавшихся материалом гумидных равнин, распределение большинства химических элементов хорошо увязывается с составом осадков. Действительно, как это видно из таблицы, содержание Fe , Mn , Pb , Su , Mo и других элементов здесь четко контролируется гранулометрическим типом породы и заметно увеличивается с уменьшением размерности преобладающих фракций.

В ааленских отложениях Дагестана, сравнительно слабо измененных катагенетическими и динамометаморфическими процессами, Э.В.Тимофеева [1963а, б] показала, что как в пределах, так и за пределами сидеритовых залежей содержание Fe в среднем составляет 3,6%, тогда как в алевролитах оно понижается до 2,5%, а в мелкозернистых песчаниках падает до 1,0-1,5%. Интересно, что такое "упорядоченное" распределение Fe оказалось унаследованным здесь от явлений седиментации, несмотря на интенсивное формирование диагенетического конкреционного сидерита и широкое перемещение рудных компонентов внутри глинистых толщ, а также из аргиллитов в алевролиты.

Позднее, исследуя индивидуальные геохимические пробы, Э.В.Тимофеева [1968] на более представительном материале установила, что Fe , Mn , P и органическое вещество в ааленских морских отложениях Северного Кавказа предпочтительно накапливаются в тонкозернистых осадках - глинах и аргиллитах (табл.16). В приведенной таблице наиболее представителен материал по разрезам Южного Дагестана (реки Кара-Койсу, Чирахчай, Самур); хорошо видно, что концентрации большинства рудных компонентов падают с увеличением грубых гранулометрических фракций - от глин к песчаникам.

По данным Ю.О.Гаврилова и И.Ю.Лубченко [1985], в тоар-ааленских отложениях

Распределение химических элементов в различных типах пород среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья, по В.Н.Холодову и Р.И.Недумову [1982]

Элемент	Средне- и мелкозернистые пески и песчаники (32)	Алевритовые пески и песчаники (33)	Алевролиты (22)	Черные глины (108)	Серые глины (71)
Fe	0,50	1,40	2,35	4,80	3,99
Mn	0,02	0,02	0,03	0,09	0,08
Ti	0,11	0,20	0,32	0,42	0,40
P	0,002	0,01	0,03	0,08	0,05
C _{орг}	0,10	0,02	0,23	2,81	0,38
CaCO ₃	0,68	1,73	3,23	12,60	5,02
V	9	84	84	162	119
Cr	40	103	104	108	83
Pb	4	9	16	22	18
Cu	4	7	12	26	24
Ga	2	5	12	26	16
Ni	3	82	22	49	38
Co	3	5	9	17	13
Ge	0,4	0,7	1,1	1,5	0,9
Mo	0,5	0,5	0,7	1,6	1,5
Zr	218	430	399	248	219

Примечание. Цифры в скобках - количество исследованных проб. Средние содержания для Fe, Mn, Ti, P, C_{орг} и CaCO₃ приведены в %, остальных элементов - в $\cdot 10^{-4}$ %.

ях рек Тызыл и Баксан (Лабинско-Малкинская зона), а также р.Чегем (Восточно-Балкарская зона) средние содержания Fe, Mn, Pb, Ni, Cu также постоянно возрастают от песчаников и алевролитов к глинам (табл. 17). Сложнее ведут себя элементы-гидролизаты - Cr, V, Ti, отчасти карбонаты, Mo, P.

Таким образом, можно считать доказанным, что в тех участках ааленского палеоводоёма, которые не были охвачены более поздними и интенсивными преобразованиями, поведение рудных химических элементов в идеальном литолого-фациальном профиле типично для всех морских водоемов гумидной зоны. Их распределение подчиняется законам гидродинамики и они концентрируются в затишных участках вместе с пелитовыми глинистыми частицами, а в дальнейших катагенетических преобразованиях наследуют эти благоприобретенные особенности.

В зоне интенсивного катагенеза и динамометаморфизма поведение рудных химических элементов резко меняется. Действительно, в табл.18 приводится распределение химических элементов в различных типах пород, слагающих рудовмещающие отложения Хнов-Борчинского района. Литологические типы пород выделены на основе микроскопического исследования прозрачных шлифов с учетом результатов гранулометрического анализа.

Средние содержания химических элементов (в %) в морских отложениях аалена Северного Кавказа, по Э.В.Тимофеевой [1968]

Район	Тип породы	Fe	P	Mn	C _{орг}
Лабино-Малкинский	Аргиллит	9,80	0,06	0,13	0,75
Южный Дагестан, реки	Аргиллит	4,38	0,10	0,75	1,17
Каракойсу,	Алевролит	3,86	0,062	0,042	0,44
Чирачай,	Песчаник глинистый	3,15	0,07	0,05	0,08
Самур					
Реки Терек, Армхи	Аргиллит	4,26	0,06	0,05	1,14
Реки Пшеха, Тубы	Аргиллит (среднее)	4,97	0,09	0,07	0,75
Северо-Западный	Аргиллит	5,08	0,09	0,12	0,59
Кавказ, реки	Алевролит	4,28	0,07	0,13	0,37
Пиш, Пшяхо,					
серия Гойтх	Песчаник	3,72	0,04	0,04	0,36

Оказалось, что распределение Fe, Pb, Mn, Mo довольно заметно отличается от поведения остальных химических элементов. Обычно здесь рудные элементы преимущественно накапливаются в песчаниках и алевролитах, тогда как концентрация V, Cr, Ga, Ni, Ge, Zr осуществляется в тонкозернистых глинах, глинистых сланцах и аргиллитах.

На рис.32 приведено сравнение идеального литолого-фациального профиля, построенного по данным табл.18 для ааленских рудоносных отложений Хнов-Борчинского района, с аналогичными графиками, характеризующими тоар-ааленские отложения других районов Северного Кавказа вне зоны глубоких вторичных преобразований (см. табл. 17).

При сопоставлении этих материалов следует учитывать, что они представляют несколько разные палеогеографические обстановки. Согласно данным В.Т.Фролова [1965], подробно рассмотренным в одной из предыдущих работ авторов [Холодов, Кикнадзе, 1983б], районы Северного Кавказа были расположены в более прибрежной части тоар-ааленского моря, тогда как отложения Хнов-Борчинского района характеризуют его более глубоководную часть.

Естественно, что абсолютные величины средних содержаний химических элементов в этих толщах могут сильно различаться между собой, хотя поведение их на профиле должно сохранять общую направленность.

На рис.32 хорошо видно, что Fe, Pb, Mn, Mo и, отчасти, Co в районе месторождения Кизил-Дере ведут себя аномально. Их повышенные количества устанавливаются либо в более проницаемых алевролитах, либо в песчаниках.

Детальное изучение прозрачных шлифов этого района показало, что в алевролитах и песчаниках широко распространен пирит второй генерации. Вместе с пирротинном и другими сульфидами он нередко слагает секущие микропрожилки или явно катагенетические скопления в цементе. Нельзя также не отметить, что часть сульфидов, принимающих участие в конкрециообразовании, несомненно возникла не в стадии диагенеза, как это принято обычно истолковывать, а несколько позднее, в стадии постдиагенетических процессов. Об этом

Таблица 17

Распределение элементов в породах юрских морских отложений Лабинско-Малкинской
и Восточно-Балкарской зон Северного Кавказа [Гаврилов, Лубченко, 1985]

Породы	Число проб	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo	C _{орг}	CO ₂	Fe	Mn	Ti	P
Джигатская свита (тоар-аален), реки Тызыл, Баксан																
Мелкозернистые песчаники и алевролиты	5	98	17	77	26	9	18	15	1,5	1,5	Нет	0,18	0,98	0,01	0,49	0,06
Алевритовые аргиллиты	3	102	35	120	40	12	22	28	2,0	1,6	0,25	нет	1,75	0,01	0,51	0,05
Аргиллиты	5	90	47	119	40	16	28	31	2,2	1,5	0,39	0,05	2,68	0,02	0,56	0,006
Тоар-аален, р.Чегем																
Песчаники	9	42	21	50	16	9,9	15	14	1,3	1,5	0,12	2,44	1,93	0,17	0,23	0,035
Алевролиты	4	78	47	97	39	16	25	25	1,9	1,5	0,74	0,255	3,01	0,045	0,41	0,044
Аргиллиты (глины)	15	77	56	141	55	15	36	32	2,4	1,5	0,40	0,1	4,4	0,04	0,56	0,06

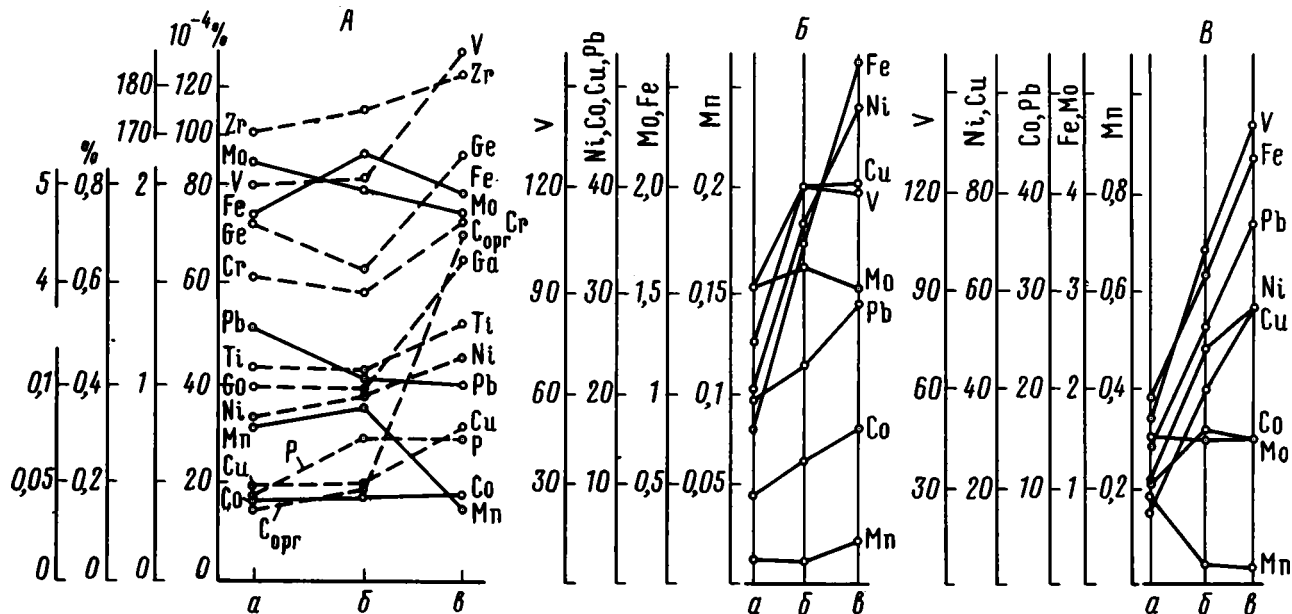
Примечание. Fe, Mn, Ti, P, C_{орг}, CO₂ - в %; остальные элементы - в $\cdot 10^{-4}\%$.

Таблица 18

Средние содержания химических элементов в породах верхнеялахкамской свиты
в рудосодержащих толщах Хнов-Борчинского района

Породы	Число проб	Fe	Mn	Ti	P	C _{орг}	Карбо- наты	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo	Zr
Мелкозернистые песчаники	13	4,77	0,313	0,43	0,046	0,15	4,57	61	34	80	39	17	50	19	1,77	2,11	176
Алевролиты	61	523	0,344	0,42	0,071	0,18	4,23	58	38	81	40	17	42	21	1,67	1,99	180
Глинистые сланцы и аргиллиты	80	4,91	0,132	0,52	0,072	0,68	1,15	70	45	130	63	17	40	30	2,2	1,80	190
Алевролиты и песчани- ки без карбонатного цемента	38	5,15	0,267	0,45	0,06	0,18	Нет	65	40	89	41	18	41	21	1,8	2,08	Не обн.
Алевролиты и песчани- ки, сцементированные карбонатами	52	4,88	0,42	0,38	0,07	0,15	9,11	50	33	72	39	16	49	15	1,4	2,0	"

Примечание. Fe, Mn, Ti, P, C_{орг}, карбонаты - в %, остальные элементы - в $\cdot 10^{-4}$ %.



Р и с. 32. Закономерности распределения средних содержаний химических элементов в рудовещающих аален-тоарских толщах Кавказа

А - Хнов-Борчинский район; Б - Лабно-Малкинский район; В -Восточно-Балкарский район; а - песчаники, мелкозернистые песчаники; б - алевролиты, алевролитовые аргиллиты; в - аргиллиты, глины, глинистые сланцы

свидетельствует то обстоятельство, что многие сульфидные конкреции в Ш, УІ и УІІ пачках верхнеялакхамской свиты отчетливо контролируются не напластованием вмещающих пород, а направлением кливажа, вытягиваясь длинными осями вдоль его плоскостей [Холодов, Кикнадзе, 1983а]. При этом нередко наряду с несомненным влиянием кливажа проявляется и литологический контроль. В результате концентрация сульфидных конкреций происходит в хорошо проницаемых пластах песчаников, а ориентируются они в соответствии с общим направлением кливажа.

Вторичная сульфидизация наиболее проницаемых пород теснейшим образом связана с их карбонатизацией. Наряду с диагенетическим карбонатным материалом в песчано-алевроитовых разностях пород большую роль играет катагенетический цемент. Он так же, как и многие секущие прожилки, слагается сидеритом и манганосидеритом.

Таким образом, фактический материал позволяет утверждать, что в рудовмещающих отложениях Хнов-Борчинского района интенсивно проявилось катагенетическое перераспределение рудных химических элементов, которые в результате воздействия термальных растворов были извлечены из глин, аргиллитов и глинистых сланцев и в виде сульфидов и карбонатов переотложены в проницаемых пластах песчаников и алевролитов, а также по трещинам и разломам.

В ряде предыдущих работ [Холодов, Кикнадзе, 1983а,б; Кикнадзе, 1986] была предложена элизионная гипотеза формирования катагенно-динамометаморфического колчеданно-полиметаллического месторождения Кизил-Дере и рассмотрен возможный механизм рудообразования, обусловленный погружением сидеритоносных рудоносных толщ на большие глубины, участием их в последующих процессах инверсии и складкообразования и перераспределением рудных компонентов под действием флюидов, возникших в области высоких температур и давлений. Более подробное ее обсуждение будет выполнено в следующих разделах монографии, здесь же следует подчеркнуть определяющую роль эпигенетических процессов, в сущности создавших колчеданно-полиметаллические месторождения на базе сидеритоносных толщ.

Опыт применения кластерного анализа к оценке интенсивности эпигенетических процессов

Самостоятельную и очень важную проблему представляет оценка интенсивности вторичных преобразований осадочных отложений в разных частях Южного склона Большого Кавказа.

Район месторождения Кизил-Дере по степени геохимической изученности является прекрасным полигоном. Как было показано выше, в его пределах были систематично опробованы шесть довольно полных разрезов ааленских отложений (см. рис. 12).

В пределах рудного поля в районе Левобережной залежи в естественных обнажениях были описаны разрезы Ш-Ш и ІУ-ІУ. Эти разрезы включали в себя соответственно полную геохимическую характеристику пачек П-У, а также УІ-ІХ, но практически не представляли ту часть обнажения, в которой на дневную поверхность выходит Левобережная рудная залежь. Кроме того, разрезом П-П были охарактеризованы породы пачек І-У, обнаженные на правом берегу р.Кизил-Дере, в районе Правобережной залежи, хотя само рудное тело здесь также опробовано не было.

Полное пересечение Левобережной залежи в центре рудного поля было выполнено по штольне 4, в этом разрезе У-У были детально исследованы пачки УI, УII и залегающее среди них рудное тело.

На расстоянии 0,7-1 км к юго-востоку от поселка разведки Кизил-Дере был детально исследован разрез I-I, характеризующий рудоносный стратиграфический интервал и безрудные породы за пределами рудного поля месторождения (балка Снежная). В нем опробовались пачки I-IX. С другой стороны, к северо-западу от поселка Кизил-Дере, примерно в 1,7-2 км от него, в районе окраины поселка Хнов (балка Лавинная), нами были детально изучены рудосодержащие и безрудные отложения (разрез УI-VI). В этом разрезе представлены пачки III-VIII.

Все перечисленные разрезы описывались снизу вверх и были весьма равномерно опробованы индивидуальными образцами, хорошо отражающими литологическую неоднородность пород по вертикали. В среднем на II м мощности приходился один образец. Образцы были изучены на содержание Fe, Mn, Ti, P, C_{орг} и CO₂ химическим путем, а методом количественного спектрального анализа в них установлено распределение V, Cr, Cu, Pb, Ni, Co, Ga, Ge, Zr.

Для того, чтобы подойти к объективной количественной оценке интенсивности катагенно-динамометаморфических преобразований, весь собранный нами фактический материал был подвергнут кластерному математическому анализу.

Идея исследования заключалась в том, что при проведении сравнительного геохимического анализа породообразующих, редких и рассеянных химических элементов в осадочных породах обычно трудно сопоставить между собой литолого-петрографическую характеристику исследуемых осадочных пород, с одной стороны, и их "геохимический образ" - с другой. Последний чаще всего принято изображать в виде среднего арифметического содержания изученных химических элементов (\bar{x}), а также среднего квадратичного или стандартного отклонения (s) или коэффициента вариации (v), что мы и делали в начале главы. Следует, однако, подчеркнуть, что все эти статистические расчеты формальны, характеризуют поведение только одного компонента и не позволяют объемно раскрыть последовательность и соотношение геолого-литологических и геохимических процессов.

Для более успешного решения поставленной задачи, т.е. оценки соответствия литолого-петрографического типа осадочных пород, слагающих различные разрезы рудовмещающих отложений, и их "геохимического образа" пришлось применить один из вариантов кластерного анализа [Джурен, Одделл, 1977; Абрамов и др., 1979, 1984], а именно кластерный анализ, основанный на критерии ближайшего соседа.

В качестве метода классификации использовался эвристический метод агломерации многомерной геохимической информации, основанной на следующих принципах: 1) группировка данных проводится иерархическим способом снизу вверх с выполнением на каждом шаге агломерации условий $\min L_{PK} = L_{PQ}$, где L_{PK} - расстояние точки P в кластере K; Q - дополнение K до N; N - размер выборки; 2) на каждом шаге агломерации для всех точек, вошедших в группу, считается необходимым выполнение следующего условия: $L_{PK} < L_{VER}^K$, где L_{PK} - среднее расстояние из всех расстояний точки P до остальных точек в кластере шага z агломерации, L_{VER}^K - среднее расстояние центра тяжести кластера K на шаге z+1 агломерации, K - кластер, в который попадает точка K на шаге z+1 агломерации.

Для исключения влияния абсолютных концентраций элементов на геохимическую классификацию типов пород мы произвели нормировку исходных данных в следующем виде: $x^* = \lg C_i^n / \sum_{i=1}^R \lg C_i^n$, где C_i^n - концентрация i -того элемента в точке n , R - количество элементов.

В качестве меры расстояния между точками P_1 и P_2 выбрана евклидова норма: $L_{P_1 - P_2} = \left[\sum_{i=1}^R (x_{P_1}^* - x_{P_2}^*)^2 \right]^{1/2}$, где $x_{P_1}^*$ и $x_{P_2}^*$ - концентрации элементов, соответствующие точкам P_1 и P_2 .

Поскольку предложенная нормировка приводит к тому, что в один кластер попадают точки с наибольшим коэффициентом корреляции признаков, можно считать, что все объединенные в отдельные кластеры группы проб обладают единой геохимической характеристикой и соответственно относятся к конкретному геохимическому типу породы.

Кластерный анализ был выполнен с помощью электронно-вычислительной машины "Минск-32" в Лаборатории кафедры геохимии МГУ им.М.В.Ломоносова под руководством А.В.Абрамова.

В результате машинной обработки всех исходных данных по программе "Клан-2" было проведено первое объединение точек в кластеры; объединение проводилось в несколько шагов. Средние составы кластеров первого шага объединения служили "точками" для второго шага объединения, а средние составы кластеров второго шага составляли выборку для третьего шага объединения.

Критерием выбора рабочей системы группировки анализов служила однородность (одномодальность) составов выделенных групп и их хорошая корреляция с литолого-петрографическими типами пород. На первом этапе построений основой для группировки точек (кластеров) послужила вся сумма исходных данных по всем шести литолого-фациальным разрезам рудного поля Кизил-Дере. Обработка данных, характеризующих эту генеральную совокупность, позволила выделить восемь типов кластеров. Каждый из них характеризовался своими соотношениями химических элементов. Их качественная характеристика приводится в табл. I9.

Таблица I9
Качественная характеристика кластеров,
типичных для всего региона месторождения Кизил-Дере (разрезы I-VI)

Тип кластера	Максимальное содержание химических элементов	Минимальное содержание химических элементов
1	V, Ni, Ge	Mn
2	C _{орг}	CO ₂ , Pb
3	Cr, Cu, Ga	-
4	P	-
5	-	CO ₂ , Ge
6	Co, Pb, Fe	-
7	Mn, CO ₂	Ga, Co, V, Cr, Cu, Fe, Ni, P, Zr, C _{орг}
8	Mn	P

Каждый разрез, изученный нами в пределах месторождения Кизил-Дере, после выделения соответствующих типов кластеров стало возможным представить в виде

определенной последовательности "геохимических образов". Такие колонки приводятся на рис.33 под индексами I-VI. Римскими цифрами рядом с колонками обозначены номера пачек в данном разрезе, арабскими - типы кластеров.

Нельзя при этом не отметить, что в каждом разрезе намечается своя собственная последовательность смены типов кластеров по вертикали. В значительной мере она связана с чередованием различных литолого-петрографических типов пород в разных пачках верхнеялашамской подсыты, что в конечном счете зависит от соответствующих изменений литолого-фациальных обстановок во времени.

Закономерности чередования типов кластеров в изученных разрезах воспроизводятся на диаграммах рис.34.

На втором этапе исследования объектом кластерного анализа сделалась уже не сумма всего геохимического материала, а каждый изученный нами литолого-геохимический разрез в отдельности. В результате в каждом из шести разрезов было выделено по семь-десять кластеров, отражающих самые различные и гораздо более "пестрые" сочетания химических элементов. Часть из них удалось объединить в 15 типов кластеров (табл.20), тогда как другие, в количестве 11 кластеров, обобщению не поддались и составили вполне самостоятельные геохимические сообщества. Их качественная характеристика приводится в табл.21.

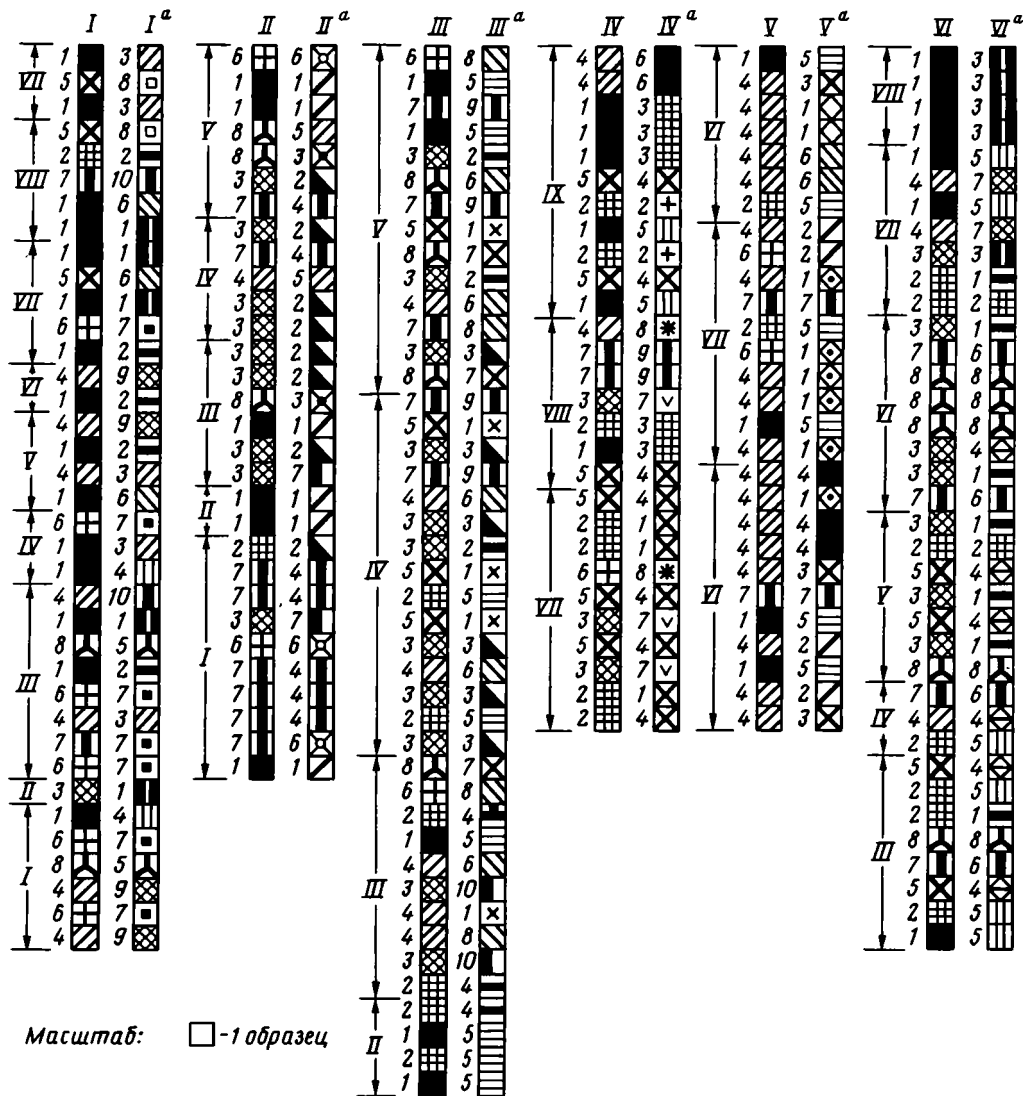
В целом с помощью 15 типов и 11 индивидуальных кластеров мы можем охарактеризовать геохимический облик изученных разрезов района Кизил-Дере, причем не вызывает сомнения, что такая более сложная дискретность должна включать в себя не только первичные признаки осадочных пород, но и сумму их более поздних, вторичных преобразований.

На графике рис.33 результаты второго этапа кластерного анализа (колонки I^a - VI^a) изображены рядом с колонками, отражающими первый этап обработки материала.

Сравнивая между собой геохимические колонки, составленные по результатам первого и второго этапа исследования (см. рис. 33), нельзя не заметить, что максимальным сходством обладают колонки II-II^a, III-III^a, IV-IV^a. Эти объекты не затрагивают рудных скоплений и характеризуются относительно небольшими вторичными изменениями. По-видимому, именно этим объясняется их удивительная близость как по степени дискретных ассоциаций, так и по элементному составу на обоих этапах кластерного анализа.

Резко отличается от них разрез V-V^a. Как известно, в основе его кластерной характеристики лежит материал, собранный в результате документирования и опробования руд и рудовмещающих пород, вскрытых штольной 4. Очевидно, что в этой части рудного поля интенсивные вторичные изменения, тесно связанные с процессами рудообразования, привели к тому, что результаты кластерного анализа первого и второго этапа существенно отличаются друг от друга. Эти отличия заключаются и в степени дискретности геохимических ассоциаций, и в сочетаниях элементов, объединяемых в типы кластеров.

Таким образом, мы приходим к очень важному методическому выводу: сравнение результатов двухэтапного кластерного анализа позволяет качественно оценить интенсивность вторичных "наложенных" процессов, а благодаря этому - и возможность локализации полиметал-



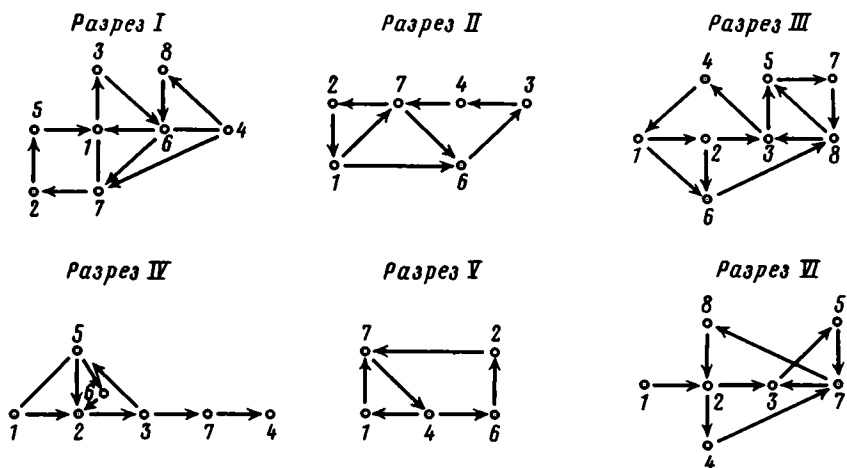
Масштаб: □ - 1 образец

- 1 ▣ 2 ⊠ 3 ▤ 4 ⊞ 5 ⊕ 6 ⊖ 7 ⊗ 8
- 1 ▣ 2 ▤ 3 ▥ 4 ▦ 5 ▧ 6 ▨ 7 ▩ 8 ⊠ 9 ⊡ 10 ⊢ 11 ⊣ 12 ⊤ 13 ⊥ 14 ⊦ 15
- ⊧ 1 ⊨ 2 ⊩ 3 ⊪ 4 ⊫ 5 ⊬ 6 ⊭ 7 ⊮ 8 ⊯ 9 ⊰ 10 ⊱ 11

Р и с. 33. Результаты сравнения геохимической характеристики разрезов по данным кластерного анализа

I-8 - типы кластеров разрезов I-VI (см. табл. I9); I-15 - типы кластеров разрезов I^a-VI^a: I - кластеры 6VI^a, 4VI^a; 2 - кластеры 1II^a, 3VI^a; 3 - кластеры 7II^a, 10II^a; 4 - кластеры 2VI^a, 3II^a; 5 - кластеры 3II^a, 2VI^a; 6 - кластеры 4II^a, 5VI^a, 5II^a; 7 - кластеры 5II^a, 5VI^a; 8 - кластеры 9II^a, 7VI^a; 9 - кластеры 3II^a, 5VI^a; 10 - кластеры 6II^a, 6VI^a, 8II^a, 6VI^a; II - кластеры 7II^a, 11VI^a, 4VI^a; 12 - кластеры 10II^a, 4II^a, 9II^a, 9VI^a, 7VI^a, 6VI^a; 13 - кластеры 2II^a, 2II^a, 1VI^a; 14 - кластеры 1II^a, 2VI^a; 15 - кластеры 5II^a, 8VI^a.

I-II - индивидуальные кластеры разрезов I^a-VI^a: I - 7II^a; 2 - 8II^a; 3 - 3II^a; 4 - 6II^a; 5 - 1II^a; 6 - 4II^a; 7 - 2VI^a; 8 - 7VI^a; 9 - 8VI^a; 10 - 1VI^a; 11 - 4VI^a.



Р и с. 34. Диаграммы последовательности смены типов кластеров в разрезах месторождения Кизил-Дере

Таблица 20
 Качественная характеристика кластеров, типичных для второго этапа исследования разрезов (I^a-VI^a) района месторождения Кизил-Дере

Тип кластера	Максимальное содержание химических элементов	Минимальное содержание химических элементов
I	V, Cr, Cu, Ni, Co, Ga, Ge Fe(?), Mo(?), Pb(?)	P(?)
2	V, Cr, Co, Ga, Ge(?), Ni(?)	CO ₂
3	Pb, Ni, Fe(?), Mn(?), Zr(?), Ge(?)	CO ₂ , P(?)
4	V, Cu, C _{опг} , Ga(?), Cr(?)	Mo(?)
5	C _{опг}	CO ₂ , Zr(?)
6	C _{опг} (?)	Mn, CO ₂
7	Ga	CO ₂ , Mo(?)
8	Cu	-
9	Zr, Mo(?)	-
10	-	-
11	-	Fe
12	CO ₂ , Mn(?)	Y, Ni, Ga, Cr(?), Cu(?), Co(?), C _{опг} (?), Fe(?), Mo(?), Ge(?), Zr(?)
13	Fe(?), Ge(?)	Mo, CO ₂ , P(?), Co(?), Mn(?)
14	P, Zr(?), Ge(?)	Mn, Pb(?)
15	Fe	P, Ge(?)

Качественная характеристика индивидуальных кластеров
месторождения Кизил-Дере второго этапа исследования

Номер разреза	Номер кластера	Максимальное содержание химических элементов	Минимальное содержание химических элементов
I ^a	7	Pb, CO ₂ , Mn	Zr
	8	Ni, P, Mo	-
II ^a	3	Cr, Ge	-
	6	-	Pb, Ge
III ^a	1	-	Cr, C _{орг}
	4	P, Fe	Cu, Pb, CO ₂
	2	Zr	Pb, CO ₂
IV ^a	7	Mo	P, CO ₂ , Fe
	8	P, Pb, Mn	V, Ga
V ^a	1	Fe, Mn	Cr
VI ^a	4	P, Pb, Mo	Cu, C _{орг}

лического оруденения. Иначе говоря, кластерный анализ может быть использован как средство прогнозирования возможного оруденения.

Теперь, если обратиться к оценке разрезов, расположенных на дальних флангах месторождения Кизил-Дере, можно определенно утверждать: по характеру взаимоотношений колонок I-I^a и VI-VI^a юго-восточный и северо-западный фланги месторождения являются гомологами разрезов V-V^a. Это означает, что участки, примыкающие к северо-западным и юго-восточным флангам месторождения Кизил-Дере, следует рассматривать как весьма перспективные в отношении колчеданного оруденения. Если при этом попытаться сравнить интенсивность "наложенных" процессов в пределах этих двух районов, то северо-западный фланг несомненно представит первостепенный интерес.

Действительно, наибольшие расхождения между результатами первого и второго этапов кластерного анализа фиксируются в разрезе VI-VI^a (см. рис.33). Здесь отчетливо видны несовпадения в дискретности, что выражается в несоответствии границ кластеров, а также в сильных расхождениях состава выделяемых ассоциаций.

Результаты прогнозов, полученных с помощью геохимико-математических методов, находятся в полном соответствии с распространением мелких рудопроявлений медно-колчеданных руд. Действительно, в пределах северо-западного фланга, в 2 км от Левобережной залежи, в глинистых сланцах верхнеялашкской подсыты, уже давно известно рудопроявление, которое детально описали в своих работах Н.К.Паливода и А.А.Паливода [1979] и ряд других геологов. Оруденение, представленное сильно окисленными сульфидами с самородной медью, вскрыто здесь балкой Лавинная и подсечено несколькими канавами на ее восточном склоне.

В районе юго-восточного фланга Правобережной залежи месторождения также расположены рудопроявления, одно из которых прослежено канавами по простиранию более чем на 40–50 м [Паливода, Паливода, 1979]. На этом участке халькопирит-пирротиновая минерализация залегает в тесной связи с карбонатными породами, присутствуют сульфиды железа, реже свинца. Участок несомненно представляет интерес с позиций поисков медно-колчеданного оруденения.

Любопытно отметить, что перспективность северо-западного и юго-восточного флангов месторождения Кизил-Дере отмечали многие исследователи. С позиций гипотезы осадочного генезиса колчеданных руд к выводу о перспективности флангов месторождения пришли Н.К. и А.А.Поливода [1979]. Этот же вывод подтвердили Н.В.Резников и М.М.Курбанов [1978], изучавшие зональность рудных тел и ореолы рассеяния Левобережной и Правобережной залежей с позиций гидротермально-осадочного генезиса. Наши выводы, полученные независимым путем, подтверждают предположения, высказанные этими геологами.

В заключение отметим, что математическая обработка геохимического материала и применение кластерного анализа для оценки распределения химических элементов в разрезах месторождения Кизил-Дере подтвердили выявленное нами ранее [Холодов, Кякнадзе, 1983а, б] широкое развитие вторичных перемещений элементов в рудовмещающих отложениях. Таким образом, метод кластерного анализа может быть использован для оценки интенсивности вторичных преобразований рудоносных толщ.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ КОЛЧЕДАНЫХ И КОЛЧЕДАНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

К истории изучения вопроса

Вопрос происхождения колчеданных месторождений Большого Кавказа – сложная проблема, решение которой затрудняется прежде всего особенностями геологического строения самого объекта исследования. В предыдущих разделах работы было показано, что неполные, отрывочные, а иногда и мало достоверные сведения о тектонике, стратиграфии, магматизме, металлогении, геохимии и литологии изученных регионов допускают известную многозначность толкований и не способствуют формированию четких генетических концепций. Кроме того, подавляющее большинство геологов, изучавших происхождение колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Южного склона Большого Кавказа вслед за В.И. Смирновым [1967] признает многостадийность или многоактность процессов рудообразования, а главные различия во взглядах на их происхождение заключаются в относительной оценке роли тех или других стадий колчеданно-полиметаллического рудогенеза в общем процессе. Это порождает значительные неточности в изложении генетических представлений разных авторов и условность в разграничении различных групп генетических концепций.

Если отбросить ортодоксальную гидротермальную гипотезу происхождения колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Южного склона Большого Кавказа, утверждавшуюся в устаревших работах И.Н.Ситковского [1936], то выясняется, что в настоящее время в этой области противостоят друг другу две группы генетических гипотез.

Первая группа гипотез утверждает вулканогенно-осадочное происхождение колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд. Ее обоснование можно найти в работах В.И.Смирнова [1967, 1968], Г.С.Дзюцендзе [1965, 1969], М.Б.Бородавской, М.А.Мустафабеги, Н.К.Курбанова и др. [1966], Ю.П.Андреева и др. [1970], В.И.Буадзе [1973], О.А.Осетрова [1978], Г.М.Бенидзе, В.И.Буадзе, Т.А.Твалчрелидзе [1979], Г.А.Твалчрелидзе, В.З.Ярошевича [1981], Н.К.Курбанова [1982а, б], Н.К.Курбанова [1982], В.И.Романова [1982] и др.

Вторая группа гипотез представлена осадочно-метаморфогенной гипотезой. Ее развивали в своих трудах Д.Д.Мазанов [1969], А.Г.Жабин, Т.В.Рябова [1971], Н.К.Паливода, А.А.Паливода [1978], а также В.Н.Холодов и З.Р.Кикнадзе [1982], [1983а, б], В.Н.Холодов и др. [1989].

Вулканогенно-осадочная гипотеза в значительной степени опиралась на традиционные представления. Еще в работах А.Н.Заварицкого [1943], посвященных колчеданным месторождениям Урала, обосновывалось их вулканогенное происхождение, при этом колчеданные залежи рассматривались как результат метасоматического замещения эффузивных толщ гидротермальными растворами, поступающими непосредственно из магматических очагов.

Новое увлечение процессами вулканизма началось в начале 60-х годов, когда С.Офтедал выступил с разработкой гипотезы эксталяционно-осадочного рудооб-

разования. При изучении колчеданных месторождений Северного Кавказа (месторождение Уруп), связанных со спилит-кератофировыми толщами палеозойского возраста, В.И.Смирнов и Т.Я.Гончарова [1960а,б] показали, что они залегают в соответствии с расположением магматических очагов, принимают участие в пострудных размывах ("рудные гальки") и сопровождаются сильными изменениями вмещающих пород. Все это позволило обосновать генетическую связь рудных залежей с эффузивным процессом.

В более поздних работах, посвященных колчеданным месторождениям во флишодных толщах Южного склона Большого Кавказа, В.И.Смирнов [1960, 1967] указал на возможность их эксталятивно-осадочного генезиса и подчеркнул, что они могли возникнуть в субмаринных условиях в связи с разгрузкой магматических флюидов в морские водоёмы на раннегеосинклинальной стадии развития земной коры. С этой точки зрения колчеданные руды полигенны и полихронны, причем ранние этапы рудообразования сменяются во времени более поздними, обусловленными развитием базальтоидного вулканизма. Уже в этих ранних работах было предложено четко разделять вулканогенно-метасоматические и вулканогенно-осадочные типы процесса, причем колчеданно-полиметаллические месторождения Южного склона Кавказа были отнесены ко второму типу.

Существенно укрепили позицию вулканогенно-осадочной гипотезы колчеданного рудообразования работы Г.С.Дзоценидзе [1965, 1969, 1972]. В двух первых работах исследователь обосновывал эндогенный источник сульфидов железа во многих колчеданных месторождениях Кавказа, а в последней статье им была обобщена зарубежная литература, характеризующая современную гидротермальную систему Красного моря и, таким образом, открыта широкая дорога для целой серии аналогий, сравнений и параллелей.

Следует подчеркнуть, что применение красноморской схемы к истолкованию происхождения колчеданно-полиметаллических залежей во флишодных толщах по мере углубления наших знаний о современных гидротермах становится все менее привлекательным, а в ряде случаев, как это будет показано ниже, просто не выдерживает критики.

Метод весьма широких геологических аналогий применила к изучению колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Большого Кавказа М.Б.Бородаевская с сотрудниками [1966]. Сравнив эти объекты с колчеданными месторождениями Урала, она пришла к выводу, что формирование колчеданных руд часто завершает крупные этапы развития вулканизма, причем во времени оруденение может быть отделено от вмещающих его вулканогенных толщ периодами складкообразования и внедрения интрузий. Иначе говоря, пространственно определенные взаимоотношения между эффузивами и оруденением не обязательны для доказательства генетической связи. Таким образом, согласно взглядам этой группы исследователей, вулканогенная гипотеза не требует фактического обоснования; она, как и всякое "вероучение", опирается на дедуктивно-умозрительные представления, но не на фактический материал.

В локализации колчеданного оруденения в пределах Южного склона Большого Кавказа, по мнению М.Б.Бородаевской и ее соавторов [1966], определяющую роль играет структурный контроль, который в природе реализуется как с помощью пликативных, так и с помощью дизъюнктивных нарушений. В целом авторы подчеркнули большое генетическое сходство между колчеданными месторождениями Урала и Большого Кавказа.

Развивая представления В.И.Смирнова, детальные исследования последовательности рудообразования на месторождении Кизил-Дере проводили Ю.П.Андреев, И.И.Бессонов, С.В.Савин и В.Б.Черницын [1970] и В.И.Буадзе [1973]. Эти авторы, признавая большое значение гидротермально-осадочного этапа, связанного с поствулканической деятельностью подводного вулканизма, основное внимание все же сосредоточили на более поздних процессах формирования и преобразования руд.

Ю.П.Андреев с соавторами [1970] детально изучил минеральные парагенезы в рудных телах и наметил в них такую последовательность образования: 1) предрудный этап (сидеритовые и пиритовые конкреции); 2) колчеданный этап (пирит кварц); 3) этап формирования малосернистых сульфидов (пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит); 4) образование кварц-карбонатных прожилков. Выполнив исследование стабильных изотопов серы, этот исследователь показал, что в самых ранних парагенетических ассоциациях преобладают тяжелые изотопы; их состав соответствует составу "тяжелых" сульфатов морских вод и свидетельствует в пользу преобладания процессов микробиологической сульфатредукции. В более поздних ассоциациях состав изотопов серы становится все более легким и приближается к составу мантийных изотопов. По-видимому, это отражает участие все более глубоких зон в процессах формирования рудоносных растворов.

Работы Ю.П.Андреева и других [1970] получили дальнейшее развитие в исследованиях В.И.Буадзе [1973], В.И.Буадзе и др. [1973]. В них сделана удачная, на наш взгляд, попытка связать минералогические наблюдения с историей геологического развития района.

В отличие от предшественников В.И.Буадзе предлагает четко различать колчеданный этап формирования пиритовых залежей, эпигенетический по отношению к нему медно-пирротинный этап и еще более поздний этап формирования полиметаллических руд. Каждому из этих этапов соответствуют свои значения стабильных изотопов серы.

Пиритовые залежи, по В.И.Буадзе [1973], сформировались на седиментационном этапе погружения осевой части Кавказской геосинклинали, который охватывал тоар, аален и байос; байосские диабазовые дайки рассекают колчеданные рудные тела и, в свою очередь, захватываются пирротиновыми залежами.

Существенно пирротинное оруденение возникло в позднем байосе-раннем бате, в эпоху, когда погружение сменялось поднятиями, начала формироваться конседиментационная складчатость и прекратилась эффузивная деятельность.

Предкелловейская и постбатская складчатость вновь стимулировала гидротермальную деятельность и привела к возникновению полиметаллических руд. Последние пересекают дайки кварц-порфиров, имеющих радиологический возраст 145 млн лет, т.е. принадлежащих к верхнему бату.

В целом, несмотря на формальное признание вулканогенно-осадочной гипотезы колчеданного рудогенеза, работы В.И.Буадзе [1973] представляют собой отступление от этой концепции.

В более поздней работе О.А.Осетрова [1978] сделана попытка генетически разграничить охарактеризованные автором по литературным данным месторождение Филлизчай и изучавшееся им лично месторождение Кизил-Дере. Поверхностно касаясь особенностей строения Филлизчая, О.А.Осетров допускает вулканогенно-осадочное происхождение этого месторождения и, ссылаясь на работы В.И.Смирнова, В.И.Казанского [1972] и Г.С.Дзюценидзе [1972], вслед за этими авторами

ми проводит аналогию между рассматриваемым объектом и Красным морем. Кроме того он подчеркивает, что если колчеданно-полиметаллические руды Филизчая и можно рассматривать как осадочно-гидротермальные, то халькопирит-пирротиновые руды этого месторождения, Кацдага и Жихиха несомненно принадлежат к постскладчатым и постдайковым образованиям, возникшим при участии гидротерм.

Описывая месторождение Кизил-Дере, О.А.Осетров [1978] отмечает, что в его формировании низкотемпературные стадии рудообразования не играли существенной роли, и процесс начинается прямо со стадии сидерита и кварца, возникших при температуре 250–330°C. Далее пиритовую и пирротиновую стадии В.И.Буадзе [1973] О.А.Осетров объединяет в единую колчеданную стадию, считая, что часть пирита возникла ранее пирротина в составе пиритовой пробки, обеспечившей восстановление сульфидов за счет органики рудовмещающих пород, а часть — одновременно. Температура пирит-пирротиновой подстадии по данным декрипитации и гомогенизации колебалась от 220 до 300, а халькопирит-пирротиновой — от 220 до 340°C.

Следующая полиметаллическая стадия (галенита-сфалерита) реализовалась уже при более низких температурах (180–230°C), а завершающая рудный процесс прожилковая кварц-карбонатная стадия охватывала температурный интервал в 150–180°C.

В целом, опираясь только на пространственно-временные соотношения рудных залежей и складчатости в пределах рудного поля, О.А.Осетров все высокотемпературные процессы рудогенеза датирует временем, следующим за предверхнеюрской складчатостью. Учитывая же отсутствие оруденения в отложениях верхней юры и находки рудной гальки в конгломератах нижнего мела и верхней юры, он соотносит весь этап высокотемпературного рудообразования с батом.

В выводах он пишет: "Месторождение Кизил-Дере в Дагестане является характерным примером среднетемпературного гидротермально-метасоматического типа оруденения в сланцевых толщах, контролируемого постскладчатыми разрывными нарушениями и связанного, вероятно, с габброидной магмой. Месторождение служит типичным представителем полиметалло-пирротиновой формации орогенного этапа развития киммерийской сланцевой эвгеосинклинали Восточного Кавказа" [Осетров, 1978, с. 87].

Таким образом, с одной стороны, О.А.Осетров противопоставляет генезис Кизил-Дере генезису Филизчая и других рудных месторождений "красноморского" типа, а с другой, — объявляет его типичным для Кавказской геосинклинали.

В работах Г.А.Твалчрелидзе и его соавторов [Твалчрелидзе, 1978; Бенидзе и др., 1979; Твалчрелидзе, Ярошевич, 1981] были выделены четыре основных типа колчеданосных формаций мира. Особый интерес, с нашей точки зрения, представляют провинции филизчайского типа, приуроченные к сланцевым эвгеосинклиналям и содержащие стратиформные залежи колчеданно-полиметаллических и медно-пирротиновых руд.

По мнению Г.А.Твалчрелидзе, провинции филизчайского типа связаны с отложениями аспидной формации, возникшей в глинистых толщах зоны перехода от некомпенсированного к компенсированному развитию, на океанической коре и связаны с базальтоидным вулканизмом. Согласно представлениям этого исследователя, процесс рудообразования распадается на два этапа: 1) первичное колчеданное рудообразование; 2) формирование унаследованных стратиформных медно-пирротиновых руд.

Первичное образование залежей колчеданных тел осуществляется в осевой ча-

сти палеобассейна, в конседиментационных прогибах, ограниченных либо выступами кристаллического фундамента, либо фациальными барьерами. Этот эксгальтативно-осадочный процесс реализуется по принципу рудообразования в Красном море и отличается сравнительно низкими температурами рудоносных растворов.

Вторичное рудообразование, унаследованное по расположению залежей, представляет собой метаморфогенно-гидротермальное преобразование пирита в пирротин и субсинхронное отложение сульфидов полиметаллов, осуществляемое высокотемпературными бессернистыми растворами. В целом процессы рудогенеза охватывают довольно значительный отрезок геологического времени. Они зарождаются в плинсбах-ааленских морских палеоводоемах и завершаются в батское время, в эпоху главной складчатости, охватившей южный склон мегантиклинория. Само собой разумеется, что, согласно этой концепции, роль рудоносных осадков и вмещающих их пород уменьшается от древних образований к более молодым параллельно увеличению температур рудоносных растворов.

Следует подчеркнуть, что Г.А.Твалчрелидзе не делает различия между условиями образования месторождений Кизил-Дере и Филизчай. В отношении первого он принимает точку зрения Б.И.Буадзе [1973], согласно которой руды Левобережной и Правобережной залежи залегают согласно с рудовмещающими отложениями. Нам представляется, что довольно детальные и современные наблюдения в горных выработках в этом отношении подтверждают построения О.А.Осетрова [1978].

В трудах Н.К.Курбанова и ряда сотрудников ЦНИГРИ [Курбанова, 1982а, б; А.П.Бирюкова, 1982; С.А.Агаева, 1982; Курбанова, 1984; Романова, 1984] развивается несколько иное представление о закономерностях размещения и условиях образования колчеданно-полиметаллических месторождений Южного склона Большого Кавказа.

Основой генетических построений авторов является металлогеническое районирование терригенной геосинклинали Кавказа, в пределах которой различаются ряд структурно-фациальных зон сопряженных между собой по надвигам, причем каждая северная зона представляет собой субаллохтонную пластину, надвинутую на более южную. С севера на юг в области, расположенной восточнее главного трансформного поперечного разлома Кавказа, различают Матлыта-Ахтичайскую, Гойтхско-Тфанскую, Чхалта-Сарыбашскую и Дуруджиянскую зоны. В нижне-среднеюрское время первая и последняя зоны почти повсеместно были ареной отложения авандельтовых и дельтовых угленосных песчано-алевроитовых отложений. Гойтхско-Тфанская и Чхалта-Сарыбашская зоны представляли собой приосевые части прогиба, заполняемые глинистыми толщами с эффузивами.

Вулканические процессы сформировали в лейасе спилит-диабазовую формацию, особенно резко выраженную в Гойтхско-Тфанской зоне, а в догтере - базальт-андезит-дацит-диаритовую формацию, типичную для Чхалта-Сарыбашской зоны. В Гойтхско-Тфанской зоне находятся месторождения Кацдаг и Кизил-Дере, в Чхалта-Сарыбашской зоне - Катех и Филизчай. Обе зоны различаются своей металлогенической спецификой.

Формирование колчеданно-полиметаллических месторождений распадается на три этапа. Первый этап представляет эксгальтативно-осадочный процесс, протекавший по красноморской схеме, он тесно связан с обстановками нижне-среднеюрского осадкообразования.

По мнению Н.К.Курбанова [1982а], второй рудный этап, проявившийся в виде образования пирит-полиметаллической ассоциации, имел место на месторождениях

филищайского типа после формирования складчатости, разрывных нарушений и кливажа. Он был связан со становлением островодужной магматической формации и образованием островных дуг. Переход островных дуг в складчатую область и внедрение малых интрузий габбро-диоритов знаменовали развитие более поздней медно-пирротин-полиметаллической ассоциации. Таким образом, промышленная ценность месторождений, по Н.К. Курбанову [1982а], определяется возможностью реализации второго этапа рудогенеза.

Третий этап рудообразования представлен развитием кварц-хлорит-карбонат-пирротин-медно-полиметаллической жильной минерализации, обычно связанной с базальтоидной субщелочной формацией и завершающей формирование комбинированных месторождений.

Особое внимание в работах сотрудников ЦНИГРИ уделяется исследованию литолого-фациальной и палеогеографической обстановки, которая определила возникновение эксгальционно-осадочных руд первого этапа. Предполагается, что процессы рудоотложения происходили в конседиментационных прогибах, причем рудные залежи типа Кизил-Дере образовывались в глубоководных трогах, а типа Филищай - в изолированных котловинах желобов на континентальном склоне.

По представлениям Н.К. Курбанова [1982а, б, 1984], В.И. Романова [1984] и других авторов, колчеданные руды конседиментационных впадин накапливались в глинистых осадках, отлагавшихся в обстановке застойного режима. Содержание органического углерода в них достигало 5-6%, при фоне - 0,1-0,2%. В центральных частях, вблизи от рудоподводящих каналов, формировались массивные руды (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит); далее - чередование сульфидных и глинистых прослоев ("рудный флиш"), а еще ближе к периферии впадин - пирит-сидеритовые и сидеритовые конкреции. Позднее на месте впадин сформировались инверсионные поднятия.

При сравнении современного красноморского рудообразования с обстановками, реконструированными в работах сотрудников ЦНИГРИ, тем не менее возникает ряд расхождений. Более подробно мы рассмотрим их в следующих разделах работы. Здесь же следует отметить, что имеющиеся в нашем распоряжении данные свидетельствуют скорее о различиях, чем о сходстве условий в этих двух случаях.

В целом о работах Н.К. Курбанова и его сотрудников можно сказать, что в них связь процессов рудогенеза с магматогенно-эффузивной деятельностью чаще постулируется, чем доказывается, а на тектонических выводах авторов лежит несомненный отпечаток легковесных построений современной тектоники плит, причем масштабы региональных структурно-фациальных исследований не всегда соответствуют детальности изучения рудных процессов.

Итак, наиболее характерной чертой современной вулканогенно-осадочной концепции является явное несоответствие между достоверностью фактического материала, характеризующего ранние и поздние стадии процессов рудогенеза. Если поздняя, собственно гидротермальная, часть рудогенеза опирается на детальные минералого-геохимические построения и в ряде своих положений уже не вызывает сомнения, то представления об эксгальционно-осадочных процессах красноморского типа покоятся на довольно туманных фактических данных и не выходят пока за рамки смелых предположений.

Первая попытка обосновать осадочно-метаморфогенную гипотезу принадлежит Д.Д. Мазанову [1969]. Эта концепция была в значительной мере навеяна работами Н.М. Страхова [1960, 1963] и построена на результатах изучения Белоканского рудного поля (Кацдаг, Филищай, Катех, Мазымчай, Дихих и др.).

Д.Д.Мазанов [1969] первый обратил внимание на ряд фактов, противоречащих гипотезе эндогенного генезиса колчеданно-полиметаллического оруденения. Ему удалось показать, что возраст эффузивных и магматогенных пород в районе Белоканского поля не сопоставляется с возрастом рудных скоплений, рудные тела месторождений повсеместно принимают участие в складчатости, между диагенетическими конкрециями пирита и рудными телами имеют место довольно постепенные переходы, глинистые рудосодержащие аргиллиты содержат почти все те химические элементы, которые концентрируются в рудных залежах, а типичным поисковым признаком колчеданно-полиметаллических руд является их четкая стратиграфическая приуроченность.

В конечном счете Д.Д.Мазанов [1969] попытался нарисовать общую схему формирования колчеданно-полиметаллических руд следующим образом. Обломочные глинистые породы нижней юры содержат в себе элементы более древних изверженных и осадочных формаций Кавказа и образовались за счет их разрушения. Палеозойские и докембрийские меднопиритовые месторождения Кавказа сыграли очень важную роль в обогащении юрских отложений рудными компонентами. В течение первого этапа в нижнеюрский морской бассейн поступали с суши соединения железа, меди и других элементов в виде коллоидной взвеси. В восстановительной обстановке палеоводоёма они осаждались в виде нерастворимых или плохо растворимых сульфидов, а затем диагенетически перераспределялись в илах, вследствие чего на стадии диагенеза возникали линзовидно-пластообразные тела, залегающие согласно со слоистостью глинистых пород. Второй этап ознаменовался дальнейшим погружением осадков, их равномерным прогреванием до условий фации зеленых сланцев ($P = 3$ тыс. атм, $T = 200^{\circ}\text{C}$), стягиванием рудных компонентов из диагенетических рудных тел и из вмещающих глин и концентрацией их в тектонических зонах, подготовленных предбайкальской складчатостью (трещинные полости, кливаж, зоны дробления). Третий этап заключается в дополнительном извлечении из рудовмещающих аргиллитов сульфидов железа и полиметаллов (Cu, Pb, Zn, Co и др.). Четвертый, заключительный, этап сводится к метаморфизму сформированных руд, образованию пострудных разломов и замещению одних минералов другими.

Очевидно, что в такой трактовке процесса, к сожалению, остается очень много неясного: 1) какие обстановки благоприятствовали осаждению сульфидов из морских вод и как шло это осаждение? 2) какие силы определяли диагенетическое перераспределение сульфидов? 3) с помощью какого механизма осуществлялась мобилизация химических элементов в процессах катагенеза и складкообразования? 4) к чему сводились метаморфические преобразования рудных тел и рудосодержащих пород?

Конкретная картина рудообразования остается не раскрытой и, возможно, именно поэтому долгое время Д.Д.Мазанов не мог приобрести сторонников своей гипотезы.

Следующим по времени выступлением в поддержку осадочно-метаморфогенной гипотезы была очень содержательная работа А.Г.Жабина и Т.В.Рябовой [1971]. Авторы детально изучили месторождение Кизил-Дере и пришли к выводу, что оно гетерогенно и состоит из осадочно-диагенетических протопиритовых тел и вмещенных с ними сульфидов полиметаллов, образованных в процессах метаморфизма за счет преобразований рудовмещающих пород. При этом рудные тела месторождения столь интенсивно дислоцированы и изменены метаморфическими явлениями, что их можно назвать вторичными.

А.Г.Жабин и Т.В.Рябова считали, что в формировании крупных линз пирититов

определяющую роль играли процессы диагенетического стягивания железа, которое происходило в глинистых влах, резко обогащенных конкрециями сидерита и пирита. Об этом, по их мнению, свидетельствуют реликтовые участки, в которых сидеритовые конкреция сливаются в сплошные прослой мощностью 10-15 см и чередуются со слоями аргиллитов мощностью 5-10 см. Такой реликт внутри рудного пиритового тела мощностью в 20 м, в котором 40-65% слагается конкреционными линзами-слоями, был ими встречен в штольне 3.

Образование первичных пластов-линз пиритов авторы представляли себе как диагенетическое разрастание слоев мелких пиритовых конкреций, которые вначале превращались в полосы пиритовой вкрапленности, подчеркивавшие слоистость вмещающих аргиллитов, а затем становились протопиритовыми пластовыми линзами.

Дальнейшее участие пластовых линзовидных тел пиритовых пород в напряженных процессах складчатости, по мнению авторов, превратило их в "роллоподобные", раздваивающиеся в одном направлении рудные тела, а наложенные на них тектонические нарушения способствовали возникновению необычайно сложных пространственных взаимоотношений с трещинами кляважа и слоистостью.

Необходимо подчеркнуть, что эту часть построений А.Г.Жабина и Т.В.Рябовой [1971] последующие разведочные работы не подтвердили. Выяснилось, что протяженность рудных линз по падению всегда и довольно значительно превышает их размеры по простиранию.

По-видимому, одновременно с процессами складчатости осуществлялся метаморфизм протопиритовых руд, который выражался в процессах пирротинизации; повышение температуры и давления способствовало высвобождению серы из пирита по реакции $FeS_2 = FeS + S$. Этот процесс подтверждается присутствием аднобластов пирита среди пирротиновой массы.

Пирротинизация протопиритов увеличивала их пористость и проницаемость, способствовала образованию ореола - прожилков, формирующих своеобразные штокверки, и подготавливала почву для последующих процессов гидротермального наложения полиметаллической сульфидной минерализации. Следует подчеркнуть, что ранее жлы штокверков В.И.Смирнов [1967] рассматривал как рудо-подводящие каналы для вулканических эксталяций.

Образование халькопирит-галенит-сфалеритовой минерализации, наложенной на пирротинизированные протопириты, А.Г.Жабин и Т.В.Рябова [1971] связывали с деятельностью высокотемпературных хлоридно-натриево-кальциевых вод, возникших в самих рудоносных толщах в результате трансформации морских остаточных растворов. Эти воды извлекали металлы из вмещающих осадочных отложений и переносили их на контактах с пиритами, которые, по данным Р.С. Сейфуллина и В.С.Красникова [1968], а также В.С.Голубева [1970], являются прекрасными осадителями этих рудных компонентов.

Несмотря на слабую разработку некоторых вопросов статья А.Г.Жабина и Т.В.Рябовой [1971] является первой попыткой связного и конкретного изложения осадочно-метаморфогенной концепции, она содержит ряд очень точных и тонких наблюдений и говорит о самостоятельности и оригинальности суждений авторов.

В 70-х годах ряд аргументов, подтверждающих, по их мнению, осадочно-метаморфогенную гипотезу колчеданного рудообразования, привели в своих работах Н.К.Паливода и А.А.Паливода [1975а,б, 1978]. Этими исследователями были описаны неясные органические остатки типа онколитов, частично замещенные сульфидами Fe, Cu, Pb и Zn, что позволило авторам предположить органогенно-

осадочную концентрацию металлов в водах юрского моря. Характерно, что в ряде случаев карбонатные органические остатки замещались фрамбоидальным пиритом или пирротинном.

Здесь необходимо отметить, что подобные находки не являются редкостью. В пределах заведомо эпигенетических урано-сульфидных месторождений, заключенных в карбонатных породах, В.Н.Холодовым [1973] уже давно были описаны онколиты, замещенные вторичными сульфидами. Различные случаи замещения остатков строматолитов сульфидами, гидроксидами железа и марганца и кремнеземом рассмотрены в работах И.Н.Крылова [1967, 1975] и многих других исследователей. По-видимому, карбонатные водорослевые образования являются наиболее проницаемой частью породы и не могут служить надежной опорой при отыскании следов сингенетических осадку явлений.

Это положение хорошо увязывается также с полигенностью фрамбоидального пирита, который по данным природных наблюдений и экспериментов может, по-видимому, возникать на разных стадиях осадко- и породообразования [Злотник-Хоткевич, Перижняк, 1971; Гриненко и др., 1974; и др.].

В других разделах той же статьи Н.К.Паливода и А.А.Паливода описывают включения сульфидов во внутренние части оолитов и в ромбоэдры кристаллов доломитов. На основе этих фактов делается вывод о хемогенно-осадочном происхождении сульфидов, формировавшихся в обстановке лагун, и даже высказывается предположение о возможном присутствии среди флюидов галитов, гипсов и ангидритов.

Эти выводы авторов также нельзя признать корректными, поскольку ими произвольно игнорируется литологическая литература.

Действительно, высокая проницаемость оолитовых известняков и доломитов была давно установлена геологами-нефтяниками [Гарбаух, 1970; Леворсен, 1970], постоянное нахождение сульфидов, кремнезема, гидроокислов железа и битумов во внутренних частях оолитов и зонарных кристаллов доломита объяснялось катагенетическими перемещениями на основе экспериментов и натуральных наблюдений [Холодов, 1960, 1973; Henbest, 1945, 1968; Швецов, 1958], а вторичное выщелачивание и замещение доломитом внутренних частей известковых оолитов изучено Г.И.Тедоровичем [1958], А.И.Осиповой [1956, 1964] и многими другими авторами.

Известно также, что доломит образуется в чрезвычайно широком диапазоне современных морских геохимических обстановок, и его присутствие совсем не обязательно является индикатором лагунного осадконакопления [Холодов, 1988].

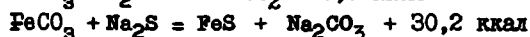
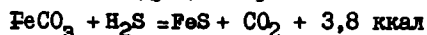
Во второй части статьи 1978 г. Н.К. и А.А.Паливода обсуждают проблему геохимической зональности Левобережной залежи месторождения Кизил-Дере, пытаются объяснить ее поступлением растворов в морской палеоводоем с запада и раздельным выпадением химических элементов на дно юрского моря.

Вряд ли это так. Во-первых, направление поступления материала в водоем не определяется с помощью изучения косой слоистости в песчаниках. Косые слоики отражают только статистическое направление течений [Гроссгейм, 1952; Личенко, 1974; Страхов, 1960]. Во-вторых, в соответствии с представлениями Н.М. Страхова [1960], разделение металлов в рудном теле осуществляется не в водной среде морского водоема, а в илах в результате неодинаковой растворимости сульфидов Fe, Cu, Pb, Zn и их "борьбы" за сульфидный ион.

Пожалуй, наиболее интересной частью статьи Н.К.Паливода и А.А.Паливода [1978] является раздел о метаморфогенно-сульфидном этапе формирования руд.

В нем авторы описывают частые случаи перехода стратиформных останцов в блоков сидеритов, пронизанных жилами кварца, в массивные медно-пирротиновые руды. Они утверждают далее, что пирротин замещает в шлифах сидерит и корродирует кварц. Этот процесс, по-видимому, происходил при высоких температурах. Термобарические исследования Н.Г.Родзянко и др. [1973], а также В.Г.Рылова [1974] позволяют утверждать, что температура пирротиновой стадии достигала 260–480°C при погружении вмещающих пород на глубину 2–2,5 км.

Н.К.Паливода объясняет образование пирротина воздействием на сингенетический сидерит сероводорода и сульфидов щелочных металлов. Ход реакции он представляет следующим образом:



Экзотермичность этих реакций обеспечивала и поддерживала высокие температуры. Вследствие избытка соды осуществлялась коррозия кварца и его перераспределение вокруг рудных тел. Содовый катагенез обеспечивал также осветление вмещающих пород за счет выноса органического вещества и восстановленного железа.

Выделение большого количества тепла в реакциях сульфидизации сидерита достаточно для того, чтобы поднять температуру вокруг рудных тел до 100–800°C. Тепло частично расходовалось на образование пирита по пирротину: $\text{FeS} + \text{H}_2\text{S} = \text{FeS} + \text{H}_2 - 12 \text{ ккал}$.

Выше мы познакомились с различными вариантами осадочно-метаморфогенной гипотезы. В заключение хотелось бы подчеркнуть, что сторонники осадочно-метаморфогенной гипотезы в целом более широко подходят к освещению процессов рудогенеза, нежели вулканогенно-осадочной, и не только попытаются осветить явление, происходившее в древних морских водоемах, но и разобраться в существе более поздних эпигенетических, явлений.

Общая схема колчеданно-полиметаллического рудогенеза

Фактический материал, изложенный в четырех предыдущих главах, а также анализ приведенных выше литературных данных, позволяет, как нам кажется, представить весь процесс сульфидного рудогенеза как результат эпигенетического преобразования рудоматеринских сидеритоносных толщ.

На ранних стадиях этого процесса в конседиментационных впадинах дна ниже- и среднеюрских морей осуществлялось накопление тонкого глинистого материала, железоорганических соединений и оксидов железа, а также значительного количества растительного органического вещества. Микробиологическое разложение органического вещества в полужидких глинистых илах приводило к перераспределению железа, которое преимущественно концентрировалось в форме карбонатов, реже сульфидов и образовывало конкреционные тела, линзы и прослои.

После своего захоронения в осадках морских палеоводоемов рудоматеринские сидеритоносные отложения начали медленно погружаться в глубь осадочно-порodных бассейнов, в область высоких температур и давлений.

Анализ геологических разрезов ниже- и среднеюрских отложений в азербайджанской части Главного Кавказского хребта позволяет считать, что сидеритоносные отложения белоканской свиты района месторождения Фялизчай в конце батского времени были погружены до глубин 6000–6100 м. Те же расчеты, выполненные для верхнеялаханской свиты внутренней зоны Дагестана, показывают, что рудовмещающие отложения Кизил-Дере в начале байоса испытали погружение лишь

до глубин 3100–3200 м. Если принять за исходные нормальные градиенты температур и давлений, то это означает: на рудоносные толща Филлзчая в ходе их погружения воздействовали давление около 1500 атм и температура порядка 200–300°C. Что касается рудовмещающих толщ района Кизил-Дере, то максимальные давления на этом этапе здесь достигали 650–700 атм, а температуры, по-видимому, не превышала 120–150°C.

Развитие осадкообразования в прогибающемся элизионном бассейне породообразования в большинстве районов Большого Кавказа осуществлялось при правильном чередовании глинистых и песчано-алевролитовых толщ. Это обстоятельство накладывало особый отпечаток на гидродинамику флюидов. Как известно [Соколов, 1962; Карцев и др., 1969; Зайцев, 1970; Холодов, 1982а,б, 1983а,б, 1986] песчано-глинистые толща в таких регионах становятся источниками рудоносных газодонных флюидов. В них сильно разбухающие и сжимающиеся глины уподобляются пористой резине, насыщенной морской водой и разнообразными газовыми составляющими. По мере погружения они сжимаются и отдают газодонные растворы в жесткие пласты-коллекторы, сложенные песчано-алевролитовыми породами или в дренирующие их зоны разломов. Интенсивно протекая в верхних частях разреза, в непосредственной близости от дна палеоводоёма на иловой стадии развития глин, этот процесс при движении слоев вниз постепенно затухает.

Новое оживление "перекачивания" флюидов из глинистых толщ в коллекторы и разломы происходит на тех термобарических уровнях, где разбухающий монтмориллонит переходит в гидрослюда. Этот процесс минеральных превращений сопровождается второй стадией дегидратации, которая была детально описана в работах Дж.Ф.Берста [Bürst, 1959, 1969], М.К.Пауерса [Powers, 1959], Е.А.Перри и Дж. Хауера [Parry, Hower, 1972], В.Н.Холодова [1983а] и др.

Она характеризуется формированием зон разуплотнения глин, созданием аномально-высоких пластовых давлений (АВПД), возникновением гидроразрывов пластов и даже грязевых вулканов, самоочищением глин от битуменов и ряда рудных компонентов, эмиграцией рудосодержащих растворов из глин и возникновением жильных и стратиформных рудных скоплений [Холодов, 1983а,б].

По мере погружения сидеритоносных толщ в области высоких температур и давлений в них осуществлялся гидролиз карбонатов, происходило перемещение растворенного железа и выпадение его в осадок в форме сульфидов. На одних участках выпадающие в осадок сульфиды наращивали седиментационно-диагенетические слои конкреций в глинистых сидеритоносных толщах и превращали их в мегаконкреции и линзы, согласные с напластованием вмещающих отложений. На других участках они отлагались в зонах повышенной трещиноватости и вдоль плоскости разломов, вместе с ними образуя секущие тела протопирититов.

Формирование таких первичных протопирититовых скоплений сопровождалось массовым перераспределением кларковых содержаний рудных химических элементов во флюидных песчано-глинистых отложениях. Уплотнение глин и отжимание из них металлоносных флюидов приводило к выпадению карбонатов и сульфидов металлов в дренирующих их системах – в песчано-алевролитовых пластах, трещинах и разломах. Это перераспределение кларковых содержаний все больше искажало общую картину "упорядоченного" распределения рудных компонентов в осадках. Рудные компоненты начинали накапливаться предпочтительно в проницаемых отложениях – песчанках и алевролитах.

Следующая стадия развития колчеданно-подметаллического рудогенеза совпала с инверсией прогибов, процессами интенсивного складкообразования и свя-

занного с ним динамометаморфизма. Эти процессы охватывали внутреннюю зону Дагестана в начале байоса. На протяжении всей средней вры здесь отсутствуют морские отложения, а верхняя вря с угловым несогласием залегает на смитых в складки отложениях лейаса. По-видимому, в байосе и бате здесь существовали островные поднятия, поставлявшие осадочный материал в смежные морские водоёмы.

В пределах азербайджанской части Южного склона Большого Кавказа инверсия несколько запоздала по сравнению с Южным Дагестаном и проявилась только в конце батского времени. Складчатость этого возраста зафиксирована несогласным залеганием верхнеюрских карбонатно-терригенных отложений на толщах бата.

С нашей точки зрения, развитие складкообразования в пределах всей исследуемой территории было предопределено предшествующим прогибанием осадочно-породного ниже-среднеюрского бассейна. Как на это указывали В.В.Белоусов [1966], а в последнее время А.А.Сорский и В.Н.Шолпо [1962], а также В.Н.Шолпо [1978], большую роль в развитии инверсионных складчатых движений играют минеральные превращения глинистых пород. Сочетаясь с дегидратацией, они создают расслоенность погружающихся участков, не совпадающую с напластованием, а это стимулирует возникновение складчатости, зависящей от преобладания вертикальных [Шолпо, 1978] или горизонтальных усилий, приложенных к системе [Адамья и др., 1987а].

Не вызывает сомнения то обстоятельство, что инверсионная складчатость сопровождалась заметным усилением тепловых потоков, функционирующих в различных частях развивающейся геосинклинали, вовлечением в складчатые движения магматических расплавов и активной деятельностью рудных растворов.

В результате прогиба осадочно-породного бассейна превращалась в сложную веерообразную систему складок, осложненных многочисленными разрывами, а также дайками диабазов и внедрениями гранитоидов. В этом процессе продолжалось геохимическое перераспределение вещества, начатое еще на стадии катагенеза.

В общих чертах оно сохранило свою главную направленность, что выражалось в мобилизации рассеянных карбонатов из сидеритоносных глин и в отложении сульфидов в песчано-алевролитовых коллекторах, разломах и трещинах. В качестве новых путей разгрузки рудоносных растворов появились трещинки клявака, возникшие как следствие образования складчатых форм.

Наряду с унаследованными процессами произошло существенное усложнение рудоносных термальных растворов, главным образом благодаря усилению термального поля и вовлечению в процессы мобилизации материала подстилающих и перекрывающих рудоносные толщи осадочного и вулканогенно-осадочного генезиса. При этом широкое развитие получили термальные хлоридные воды, усиленно выщелачивающие из вмещающих пород и перетлагающие Cu , Pb и Zn , возможен привнос некоторых рудных компонентов с больших глубин.

Отложение сульфидов полиметаллов, нередко нарастающих на протопиритовые тела, является наиболее характерным рудообразующим следствием инверсионных процессов.

Другим следствием складкообразования, формирования пологих надвигов и чешуй явилось резкое проявление динамометаморфизма и формирование пирротитовых тел, местами наложенных на пирититы и жальную минерализацию.

При таком истолковании процессов рудообразования колчеданно-полиметаллические месторождения Южного склона Большого Кавказа можно назвать осадочно-ги-

дротермальными, полигенными и полихронными. В их формирования четко намечаются следующие этапы: 1) седиментационно-диагенетическое образование рудоматеринских сидеритоносных толщ; 2) катагенетическое образование протопирититовых руд; 3) гидротермальное образование полиметаллических руд; 4) метаморфогенно-гидротермальное образование пирротиновых руд.

Седиментационно-диагенетическое образование рудоматеринских сидеритоносных толщ

Проблема реконструкции процессов проторудообразования, имевших место на стадиях седиментации и диагенеза, особенно сложна в связи с тем, что в настоящее время бывшие осадки юрского моря предельно уплотнены, деформированы, местами метаморфизованы до зеленокаменной стадии и прочесть по ним историю древних морских водоемов трудно. Тем не менее именно в этих "полустертых" событиях следует искать разгадку многих генетических вопросов рудогенеза.

Прежде всего возникает вопрос о том, какую роль в зарождении рудных скоплений играла вулканогенно-гидротермальная деятельность, субсинхронная осадконакоплению или насколько процесс формирования сингенетических рудных залежей определялся явлениями красноморского типа?

Здесь нужно подчеркнуть, что пространственное положение рудовещающих толщ колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Южного склона Большого Кавказа, с одной стороны, и эффузивные породы, - с другой, связаны сложными взаимоотношениями. Как это было показано выше, нижнеплинсбахские толщи, вмещающие оруденение месторождения Кацдаг, содержат многочисленные тела андезито-базальтов, андезито-дацитов и лапарито-дацитов и в непосредственной близости от рудных скоплений сульфидов пересекаются дайками диабазов и габбро-диабазов. Более того, в центральной части Кацдагской тектонической структуры располагается экстрезивный купол, сложенный андезито-базальтами, отдельные апофизы которого включаются в рудоносную осадочную толщу [Твалчрелидзе, Ярошевич, 1981].

В отличие от этого случая, отложения мегиканской и белоканской свит, с которыми связаны руды месторождений Катех и Филлизчай, не включают в себя субсинхронных вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований. Находки субсинхронных филизчайскому оруденению базальтоидов в Мачхалорской синклинали, упомянутые в работе А.П.Бирюкова [1982], требуют детального стратиграфического обоснования и не могут пока рассматриваться как достоверные.

Что касается верхнеялахкамской рудоносной толщи в районе месторождения Кизил-Дере, то в ней проявления эффузивной деятельности не обнаруживаются. Они встречены на участках севернее Ахтычайского и Хновского разломов, представлены дайками диабазов, спилитов, андезито-базальтов и мелкими интрузиями основных пород и приурочены к толщам, подстилающим рудоносные - к нижнеялахкамской, ногабской и цейлаханской свитам [Осетров, 1978]. Более поздний возраст всех этих проявлений не позволяет говорить о непосредственном влиянии эксталяций на процессы поступления рудного материала в верхнеялахкамский морской палеоводоем.

Таким образом, далеко не всегда, как нам кажется, эффузивной деятельностью можно объяснять формирование скоплений рудных компонентов на седиментационно-диагенетической стадии рудообразования.

Попытаемся теперь более подробно рассмотреть те седиментационные обстоя-

вки, которые возникали в конседиментационных впадинах на дне юрских морей. Были исследованы изменения мощностей и литологического состава рудовмещающих пород, которые имели место в пределах месторождений Кизил-Дере и Катех (см. гл. 2). Они довольно сходны: от флангов к центральной части месторождения мощности рудоносных отложений возрастают, увеличивается процентное содержание глинистых пачек, растет коэффициент конкрециенности. Наоборот, от центральных частей к периферии в глинистых отложениях появляются линзовидные прослои алевролитов, грубеют прослои песчаников, в них иногда появляются ко-слоистые текстуры.

Сходные фациальные изменения уже давно были описаны в морских отложениях, возникших в условиях конседиментационных тектонических структур. Этой проблеме были посвящены работы В.И.Попова [1940], Б.А.Иванова [1940, 1950], С.С. Шульца и Е.П.Брунс [1955], И.Е.Слензак [1949], В.Н.Холодова и др. [1956], Б.А.Андреева [1957], Г.А.Каледы [1969, 1974]. Суть этого явления заключается в следующем. Развитие тектонических локальных структур (антиклиналей и синклиналей) может происходить одновременно с накоплением осадка на дне морского палеоводоема. Поскольку антиклинали в морском дне получают морфологическое выражение в виде поднятия, а синклинали – в виде впадин между ними, то в обстановках прибрежного мелководья волны стараются сгладить рельеф и тем самым "приспособить" отложение осадков к рельефу дна. Они вымывают тонкий глинистый материал с поднятий и сбрасывают его во впадины. Наоборот, грубый обломочный материал относительно концентрируется на возвышенностях.

Одновременно действующие механизмы роста складок и сортирующей деятельности моря создают фациально-литологическую изменчивость пластов. В синклинальных впадинах накапливается тонкий глинистый материал, органическое вещество, коллоидные ступки хемогенных и биогенных компонентов.

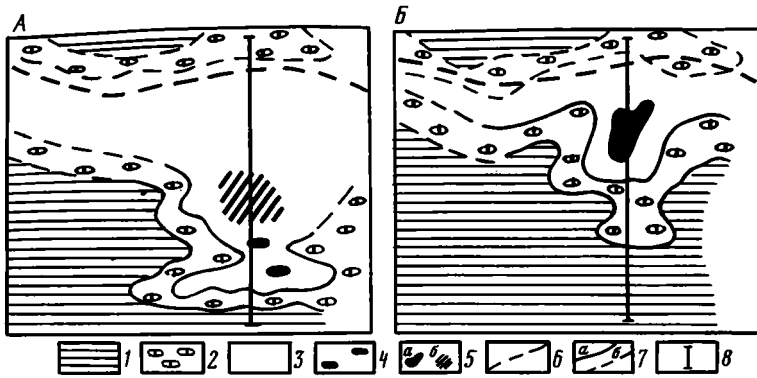
Косвенным подтверждением предложенного механизма является то обстоятельство, что на участках накопления мощных глинистых толщ во впадинах моря всегда в диагенезе образуется большее количество сидеритовых и пиритовых конкреций. Общеизвестно [Страхов, 1960; Македонов, 1973; Зарицкий, 1985], что интенсивность конкрециеобразования отражает обогащение морских глинистых осадков органическим веществом. Во впадинах южно-среднеюрского моря эта закономерность нашла яркое подтверждение.

Любопытно, что в некоторых случаях имеются прямые подтверждения этой закономерности. По данным Н.К.Курбанова, в конседиментационных впадинах содержание Co_{org} в глинах поднимается до 5–8% [Курбанов, 1982б]. Как это было показано нами на примере палеовпадины Кизил-Дере, вместе с органическим веществом здесь сильно концентрируются также титан и марганец.

Сходные палеогеографические реконструкции были выполнены В.И.Романовым [1984] для Физизайского района. Они представлены на рис. 35 и 36. На графике рис. 35 приводятся палеофациальные схемы построения для двух несколько различных стратиграфических уровней, соответствующих Карабачайскому рудопроявлению, установленному в нижней части рудовмещающей белоканской свиты (А) и Физизайскому месторождению (Б), залегающему в ее верхней части.

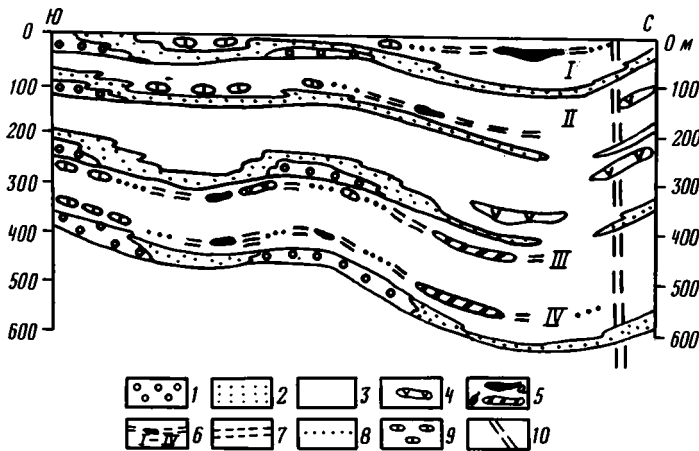
В обоих случаях вырисовывается субширотный прогиб, вытянутый вдоль современного Кехнамеданского разлома, в районе месторождения Физизай осложненный субмеридиональной впадиной.

Следует подчеркнуть, что исходный фактический материал, использованный при построении этих палеогеографических схем, неравноценен. Область, лежа-



Р и с. 35. Схематические палеофациальные карты филизчайского рудного поля в период накопления осадков рудоносных горизонтов А - нижнего Карабчайского, Б - верхнего Филизчайского [Романов, 1984]

1-3 - фации рудовмещающих отложений: I - флишоидные с прослоями песчаников, 2 - глинисто-алевролитовые сланцы с пластинами глинисто-сидеритовых и песчано-сидеритовых конкреций, 3 - глинистые сланцы с сингенетической сульфидной минерализацией; 4 - небольшие линзы колчеданных руд; 5 - крупные залежи колчеданных руд; а - установленные, б - предполагаемые; 6 - современное положение Кехнамеданского разлома; 7 - границы фаций: а - прослеженные, б - предполагаемые; 8 - положение разреза



Р и с. 36. Схематический разрез верхнего плинсбаха филизчайской впадины [Романов, 1984]

I - песчаники; 2 - флишоиды; 3 - глинистые сланцы; 4 - субвулканические тела (диабазы); 5 - залежи колчеданных руд: а - установленные, б - предполагаемые; 6 - рудоносные горизонты: I - Филизчайский, II - Буланлыкский, III - Карабчайский, IV - Белоканчайский; 7 - рудный флиш; 8 - линзовидно-струйчатые выделения и конкреции пирита; 9 - глинисто-сидеритовые и песчано-сидеритовые конкреции; 10 - предполагаемое положение рудоподводящего канала

щая к северу от Кехнамеданского разлома, реконструирована автором на основе значительных допущений, поскольку здесь отложения белоканской свиты не обнажаются, а получают широкое развитие вулканогенно-осадочные и эффузивные породы более древней кашагской свиты. Тем более предположительно на рис.35 и особенно на рис.36 появление диабазов – следов древних вулканических излияний. Произвольным является также предположение о пространственном положении магмо- и рудопроводящего канала, обозначенного в виде пунктира на месте современного положения Кехнамеданского надвига.

Ценным в этих построениях является общая схема литолого-фациальных изменений в пределах палеовпадин. Она является общей для многих районов и выражается в том, что характер флишеидного чередования сохраняется как вне, так и в пределах ловушки. Это, в свою очередь, противоречит представлению о конседиментационных впадинах как о сравнительно изолированных системах с застойным режимом [Курбанов, 1982г]. Очевидно, что впадины дна нижне-среднеюрских палеоводоемов жили общей литолого-фациальной жизнью со всем морским бассейном и обострение гидродинамического режима, сопровождающееся отложением грубообломочных пород – песчаников и алевролитов, охватывало области, включавшие в себя и впадины и поднятия.

Нет также никаких оснований считать, что во время накопления тонкого осадочного материала в западинах дна возникало сероводородное заражение. Формирование конкреций сидеритов и пирита обычно осуществляется в полужидких илах и в иловых водах, где микробиологическое разложение органики создает физико-химическую среду, резко отличную от среды в наддонной морской воде [Страхов, 1953, 1960].

Сказанное выше заставляет считать, что обстановка в западинах дна юрского палеобассейна коренным образом отличалась от обстановок, господствующих во впадинах Красного моря. Действительно, работами Дж.Бишоффа [1974], а особенно Г.Ю.Бутузовой и Н.А.Лисицной [1983] и Г.Ю.Бутузовой [1985] было показано, что наиболее интенсивно эксталятивно-осадочное рудообразование осуществляется в тех красноморских впадинах, где сочетается высокая активность гидротермального раствора, наличие морфологически выраженной "ловушки" рудного материала и восстановительные условия выпадения минеральных фаз. Последнее обстоятельство обеспечивается горячими бескислородными высокоминерализованными рассолами, заполняющими впадины-ловушки и создающими их изоляцию от обычных вод морского водоема. Вряд ли в таких условиях смогли бы образоваться пласты и линзы грубообломочных пород, составляющих важную часть флишеидного чередования.

Имеется еще целый ряд отличий между условиями осадконакопления в красноморских впадинах и впадинах плинсбах-тоарских водоемов. Они сведены в табл. 22, которая составлена по материалам Дж.Бишоффа [1974], К.Эмери, Дж.Ханта, Э.Хейса [1974], Х.Крейга [1974], Р.Хендрикса с соавторами [1974], И.Каплан и др. [1974], Г.С.Дзопендзе [1972], Г.Ю.Бутузовой [1984а,б; 1985, 1986а,б], Г.Ю.Бутузовой и Н.А.Лисицной [1983], Г.Ю.Бутузовой и др. [1980, 1981, 1987], П.Ф.Гожика и др. [1988], а также Ф.Мангейма [Manheim, 1974], М.Хартмана [M.Hartmann, 1980], Х.Бейкера [M.Backer, 1982] и других авторов с учетом данных Г.В.Аджирея и др. [1976], Н.К.Курбанова [1982], С.А.Агаева [1982] и собственных наблюдений авторов.

Видно, что ни морфометрия бассейнов, ни их геологическое положение, ни гидрохимия впадин, ни геохимические особенности и минералогия рудоносных

Сравнительная характеристика рудоносных впадин Красного моря и
нижне-среднеюрских палеоводоемов Кавказа

Впадины Красного моря	Впадины нижне-среднеюрских палеоводоемов Южного склона Большого Кавказа
1) Рельеф резкорасчлененный; равнины обрамляющих материков обрываются береговым уступом высотой 2 км. Шельф, освоенный системой островов по субвертикальным куэстовым ступеням ("соляные" ступени), переходит в глубоководную рифтовую часть. Рифт - поднятие, обрамленное двумя краевыми впадинами. В осевой части - раздвиговые разломы, сопровождаемые вулканизмом.	1) Рельеф дна довольно пологий; фациальные изменения фиксируются не резкой сменой состава осадочных толщ, а преобладанием в них тех или других разновидностей терригенных разностей и слабым изменением мощностей. Острова отсутствуют, существование рифтовых зон не доказано.
2) В осевой части обнажаются базальты океанического слоя. Ниже осадочные отложения отсутствуют.	2) Рудосодержащие отложения перекрывают осадочные или осадочно-вулканические толщи лейаса. В пределах Южного склона Большого Кавказа юрские отложения залегают на палеозое, прорванном гранитными батолитами или на красноцветных флишоидах и известняках триаса [Ажгирей и др., 1976].
3) В разрезах шельфа на олигоценовых глинах с базальтами залегает миоценовая толща эвапоритов мощностью 2-5 км. Под голоценовыми отложениями - соляные купола; рельеф шельфа осложнен "соляной" тектоникой.	3) Эвапоритовые аридные отложения в разрезе нижне-среднеюрского возраста отсутствуют; повсеместно распространены гумидные отложения.
4) На шельфе отлагаются карбонатно-терригенные, рифтогенно-карбонатные и карбонатно-глинистые сапропелевые осадки, в глубоководной части - глинисто-сапропелевые или глинисто-карбонатные илы.	4) На шельфе развиты терригенные песчано-алевритно-глинистые толщи, в глубоководной части - те же флишоиды, но с преобладанием глинистых пачек; карбонатные отложения развиты в наиболее глубоководных фациях.
5) В рифтовых впадинах формируются линзовидные тела рудоносных осадков (Fe, Mn, Zn, Cu, Pb), которые чередуются с глинисто-карбонатными илами. За пределами таких ловушек оруденение отсутствует. Конкреционные образования не типичны, поскольку биогенная сульфатредукция в илах подавлена рассолами [Shanks, Vischoff, 1980; Бутузова, 1984a].	5) Конкреции и конкреционные тела сидеритов и пирититов широко развиты как в пределах, так и за пределами впадин.

- 6) Вокруг участков высачивания гидротерм образуется минералого-геохимическая зональность, отвечающая устойчивости хлоридных комплексов: сульфиды железа-сульфиды меди-сульфид цинка-сульфид свинца. Эта закономерность является общей для осадочно-гидротермального рудогенеза [Бутузова, 1984, 1986а, б].
- 6) Несмотря на многократные попытки установить минералого-геохимическую зональность рудных тел по отношению к рудоподводящим каналам [Агаев, 1984] ничего похожего в рудах обнаружено не было. Более того, в одной из недавних работ Н.К. Курбанов [1982] относит выход гидротермальных источников на 7-11 км в сторону от подводной впадины.

- 7) Детальные минералого-геохимические исследования рудных образований ряда впадин позволили установить в них самородные металлы (железо, алюминий, свинец), аутигенные, амфиболы, тальки и сапониты, а также сульфаты (ангидрит, гипс, барит) и хлориды (галит, атакамит) (см. работы Г.Ю. Бутузовой, Л.Е. Штеренберга, Б.И. Воронина, В.А. Корина [1987]; Г.Ю. Бутузовой [1984а, б]).
- 7) В рудах колчеданно-полиметаллической и колчеданной формации эти минералы не установлены (см. гл. I, табл. I, 2).

осадков не позволяют сопоставить между собой эти два разных случая. Думается даже, что только многолетнее увлечение идеей заставило целую школу геологов привлекать вулканогенно-экзогенную гипотезу для объяснения формирования протопиритовых тел.

Очень странным представляется также то обстоятельство, что геологи, за немногим исключением, обходили молчанием те литолого-фашиальные особенности, которые четко проявились при образовании возрастных аналогов рудовмещающих толщ и, в первую очередь, карахской и игатлинской (хивской) свит Центрального Дагестана.

В предыдущих разделах мы уже имели возможность коснуться общих схем палеогеографии этих отрезков времени (см. рис. 18, 19). Здесь, однако, следует напомнить, что в различных районах Дагестана в карахское и игатлинское (хивское) время были также развиты крупные конседиментационные ловушки-впадины, в которых шло накопление флишoidных песчано-глинистых осадков и формировались диагенетические залежи сидеритов. Эти впадины с гораздо большим основанием могут быть сопоставлены с пиритсодержащими западинами Южного склона Большого Кавказа, хотя они не несут никаких следов гидротермально-осадочного процесса.

Сидеритовые залежи Дагестана довольно широко распространены на всей площади этой автономной республики (см. рис. 29). За исключением Кокчакайского и Текяндагского месторождений подавляющее их большинство связано с верхнеаалескими отложениями игатлинской (хивской) свиты.

Рудосодержащие отложения лучше всего были изучены Ч.М. Халифа-заде и С.М. Аббасовой [1963] в Присамурском районе. Их мощность в разрезах по среднему течению р. Самур от поселка Курах до поселка Казардикам колеблется от 70 до 250 м.

В разрезе рудоносных отложений хорошо различается подрудная часть, представленная чередованием пластов песчаников, алевролитов и аргиллитов, рудоносная аргиллитовая свита и надрудная часть, в которой снова чередуются аргиллиты, алевролиты и песчаники.

В нижней своей части рудосодержащий аргиллитовый горизонт состоит из переслаивания глинистых сидеритов, образующих маломощные пласты и линзы, и аргиллитов. В верхней половине разреза в аргиллитах присутствует огромное количество сферосидеритовых конкреций. Уменьшение продуктивности горизонта сидеритов сопровождается резким или постепенным появлением в разрезе прослоев песчаников и алевролитов, реже он фациально замещается глинистыми пачками.

Среднее содержание железа в сидеритовых рудах колеблется от 16 до 28%, наиболее богатый в этом отношении горизонт сферосидеритов содержит 20–25%. Помимо железа, в сидеритовых залежах встречены марганец (0,5–20%), титан (0,2–2%), а также фосфор и мышьяк. Запасы железа, подсчитанные Ч.М.Халифазаде и С.М.Аббасовой [1963], только в Присамурском районе составляют 1,7 млрд т железа. Все залежи в сумме по категории С₂ содержат 4,3 млрд т железа.

Характеризуя литолого-фациальные обстановки, благоприятствующие формированию сидеритовых залежей, Ч.М.Халифазаде и С.М.Аббасова [1963] писали: "...результаты исследования показали, что зона распространения рудной концентрации сидеритов приурочена к отшнурованным, изолированным участкам мелководного моря. Отшнурованные участки обусловлены наличием небольших островов в области шельфа на определенном этапе развития северо-восточного борта Северо-Кавказской геосинклинали... Между островами существовали своеобразные аккумулятивные формы (западины), которые благоприятствовали накоплению всякого рода тонкодисперсного материала" [Халифазаде, Аббасова, 1963, с.160].

Приведенные данные не оставляют сомнения в том, что конседиментационные тектонические структуры были характерны не только для Южного склона Большого Кавказа, но были развиты также в пределах его северной части.

Как было отмечено выше, по материалам тех же авторов седиментационные впадины-ловушки отличались тем, что: 1) в нижней части разрезов, расположенных в краевых частях таких впадин, заметно увеличивалось количество линз и выклинивающихся песчано-алевритовых пластов; 2) в центральных частях впадин количество конкреций достигало 300 кг/м²; в периферических безрудных зонах оно падало до 5–10 кг/м²; 3) содержание С_{орг} в аргиллитах рудоносной зоны в среднем равно 1,5%, а на флангах впадины оно уменьшается до 0,8–0,9%; 4) среднее содержание свободно растворимого железа в пределах рудной залежи составляет 6–8%, тогда как в аргиллитах безрудной зоны оно едва достигает 2%; 5) в центральных частях конседиментационных впадин заметно повышено содержание Mn, Ti и, отчасти, V.

Приведенные данные не требуют специальных комментариев: морфометрические ловушки тонкодисперсного материала в ааленских морях Кавказа являлись главной ареной промышленного сидеритообразования. Можно считать, что они были распространены и в глубоководных частях ниже-среднеюрских палеоморей и на шельфах. Даже в пределах Южного склона Большого Кавказа осуществлялся этот рудоподготовительный (по отношению к сульфидообразованию) процесс.

В целом палеогеографическая обстановка ааленского времени была пожалуй характерна для всех других ниже-среднеюрских палеоводоемов. Этот морской

бассейн находился на окраине Тетиса, воды которого покрывали всю южную часть Евразийского материка. Области, расположенные к северу от цепочки краевых морей, принадлежали к северной гумидной зоне. Здесь в обстановке влажного климата на низких заболоченных берегах формировались многочисленные торфяные болота и происходило массовое образование паралических углей, месторождения которых разбросаны в прских отложениях Средиземноморья, Крыма, Кавказа, Ирана, Афганистана, Ферганской и Таджикской впадин, Казахстана [Степанов, 1937; Страхов, 1960; Полянский, 1985]. Этому способствовало широкое развитие лесных ландшафтов, особенно характерных для участков суши севернее линии Махачкала-Красноводск.

Многочисленные реки, прорезавшие горные сооружения Донбасса и стекавшие с равнин Русской платформы, впадали с севера и северо-востока в узкий проливозобразный морской водоем, располагавшийся на месте современного Кавказа. В низовьях реки образовывали заболоченные дельты, покрытые буйной растительностью. Болотные ландшафты резко преобладали на прибрежных равнинах, и это приводило к массовому накоплению торфяников, углей или углистых сланцев [Фролов, 1965; Халифа-заде, Магомедов, 1982; Агаев, 1979]. В более глубоководных частях моря содержание органического вещества уменьшалось, однако в глинистых осадках, согласно расчетам З.В.Тимофеевой [1968], оно местами достигало 6-7%, в среднем колебалось от 1,5 до 2%.

Специфика ааленского палеоводоема заключалась, по-видимому, в том, что основная масса железа в него поставлялась с берега не в виде гидроокислов, как это, например, осуществляется современными реками Черноморского бассейна [Глаголева, 1959; Страхов, 1960], а в виде устойчивых комплексных металлоорганических соединений, широко распространенных в современных торфяных болотах [Щербина, 1956; Ковалев, Генералова, 1969]. Подобные формы металлоорганических соединений чрезвычайно устойчивы в зоне смешения речных и морских вод и в силу этого могли заметно обогащать относительно глубоководные глинистые илы, сорбируясь глинистыми частицами.

Следует подчеркнуть, что наряду с металлоорганическими соединениями в подчиненном количестве могли поступать и гидроокислы железа.

Другая особенность поставки материала заключалась, по-видимому, в том, что благодаря эрозии кор выветривания малкинского типа, развитых на основных и ультраосновных магматических породах, в смежные морские водоемы попадало несколько повышенное количество Fe, Mn, Ti, P и других элементов ряда протокристаллизации. Они особенно интенсивно накапливались вместе с глинистым материалом и органическим веществом в конседиментационных впадинах - отстойниках, и это накладывало своеобразный отпечаток на последующие процессы диагенеза в илах.

Условия осадконакопления в плинсбах-ааленском палеоводоеме менялись довольно интенсивно. Для этого морского палеоводоема были характерны высокие скорости осадконакопления, достигавшие 15-30 см/1000 лет и бурная гидродинамическая деятельность. Условия осадконакопления здесь приближались к тем, что были описаны в морских современных осадках А.П.Лисицыным [1988] под наименованием "лавиная" седиментация. При этом под действием чрезвычайно мощных тектонических факторов грубосбломочные частицы песков и алевролитов разносились подводными течениями и волновой деятельностью, соскальзывали вниз по континентальному склону в виде турбидитных потоков, перемещались в виде разжиженных плывунов.

На фоне активной гидродинамики особенно важное значение приобретали конседиментационные впадины, которые при стабилизации гидродинамики концентрировали в себе тонкий коллоидный материал. Гидродинамическая активность морских вод в мелководном морском ааленском водоеме делала невозможным появление сероводородного заражения черноморского типа.

Осадки ааленского палеоморя отличаются частым чередованием пластов различного гранулометрического состава. Такое строение толщ обеспечивали многочисленные тектонические колебания; их многократное повторение и наложение друг на друга обусловило флюидный характер перемещения. Согласно представлениям Ю.О.Гаврилова [1989] неравномерность поступления терригенного материала обеспечивалась также трансгрессиями и разносом рыхлых дельтовых осадков береговыми течениями.

Механизм диагенетического рудообразования был детально рассмотрен в работах Н.М.Страхова [1953, 1960], З.В.Тимофеевой [1963а, б, 1968], Ч.М.Халифазаде и С.М.Аббасовой [1963]. Было показано, что в глинистых илах под действием микробиологического разложения органического вещества, восстановления железа до Fe^{+2} и накопления CO_2 реакционноспособная часть кларкового железа мобилизовывалась и диффундировала в алевритово-аргиллитовую часть разрезов, где и формировала конкреции и линзы сидеритов. Такое обособление реакционноспособного железа приводило к возникновению рудосодержащих участков, в пределах которых количество железа достигало 20–25%, основная его масса была заключена в сидеритах, сидероплезитах и анкеритах – различных карбонатах железа.

Не вызывает сомнения, что диагенетические рудообразующие процессы интенсивнее всего проявляли себя в синклинальных ловушках. Отличительной особенностью диагенетических преобразований в глинисто-алевритовых илах ааленского палеобассейна являлось то обстоятельство, что среди трех железопотребляющих реакций (лептохлоритовой, пиритобразующей и сидеритобразующей) ведущей бесспорно была сидеритобразующая. Поэтому сидеритовые линзы и конкреции образовывались в больших количествах и ранее, чем пиритовые [Бровков, 1962; Тимофеева, 1963а, 1968; Гаврилов, 1982], а вмещающие их глины содержат несколько повышенное количество рассеянного сидерита [Халифазаде, 1957].

Известно, что в осадках современных морей и океанов сидерит практически не обнаружен. Более того, новейшие физико-химические данные, а также исследования геохимии и минералогии диагенеза показывают, что нормальное развитие процессов биогенной сульфатредукции в илах обычно приводит к развитию сульфидообразования и подавлению диагенетического карбонатообразования, которое чаще всего реализуется уже на более поздних этапах иловой стадии [Сташук, 1968; Гаврилов, 1982].

Примат сидеритобразующей реакции в ааленском палеоводоеме скорее всего был обусловлен поступлением в осадок железа в виде гуматов. Согласно теоретическим представлениям В.В.Щербини [1956] и экспериментальным данным В.А.Ковалева и В.А.Генераловой [1969], сульфидный ион не связывается с железом металлоорганических соединений. По-видимому, в этом случае вовлечение железа в процесс минералообразования происходит в илах только на карбонатной стадии и таким образом формируются рудоматеринские сидеритоносные отложения.

Нельзя думать, что в осадках ааленского моря реакции сульфидообразования были полностью исключены. В некоторых случаях на участках, где были развиты гидроксиды, а не гуматы железа, процесс шел нормальным путем, т.е. вначале

образовывались диагенетические сульфиды, а затем карбонаты. Однако теперь не вызывает сомнения, что в целом в бассейне, на стадии диагенеза, количественно преобладали процессы диагенетического сидеритообразования, и это предопределяло высокую рудогенерирующую роль ааленских толщ на последующих стадиях осадочного породообразования. Пояснить эту мысль можно следующим образом. Как было показано в ряде работ Н.М.Страхова и Э.С.Залманзон [1955], а также Э.С.Залманзон, Н.М.Страхов [1957] и др., сумма железа, заключенного в осадочных породах, складывается Fe^{+2} сульф (сульфидным), Fe^{+2} карб+лепт (карбонатным и лептохлоритовым), Fe^{+3} окис (оксидным) и Fe облом (обломочным).

Относительная устойчивость сульфидов железа в широком диапазоне температур и давлений и при воздействии некоторых газосодержащих растворов сближает эту форму с устойчивым силикатным железом; вместе они образуют пассивные формы, трудно вступающие в химические реакции. В отличие от них карбонатное, лептохлоритовое и оксидное железо легко разрушается в ходе вторичных преобразований и способно быстро формировать вторичные сульфиды при воздействии H_2S . Следовательно, для создания легко генерирующих сульфидов толщ необходимо, чтобы сумма активных форм железа в осадочных отложениях превышала сумму пассивных или чтобы $(Fe^{+2}_{карб} + Fe^{+2}_{лепт} + Fe^{+3}_{окис}) < (Fe^{+2}_{сульф} + Fe_{обл})$.

На материалах ряда исследователей [Страхов, Залманзон, 1955; Ковалев и др., 1977; Холодов, Недумов, 1982] можно показать, что в тех палеобассейнах, где преобладали реакции диагенетического сульфидообразования (доманик Урала, миоцен Восточного Предкавказья) 1 м³ глины содержит только 50–75 кг железа, способного в дальнейшем активно участвовать в процессах катагенеза.

Наоборот, в морских палеоводоемах угленосных районов (например, в Донбассе, Кузбассе или Караганде), где широко развивалось сидеритообразование, 1 м³ глины содержит 75–119 кг преимущественно карбонатного активного железа, способного в ходе более поздних изменений участвовать в перераспределении. Следовательно, именно в тесной парагенетической ассоциации с угленосными толщами и угольными месторождениями возникают сидеритоносные морские глины, представляющие собой потенциально рудогенерирующие образования.

Таковыми рудоматеринскими толщами являлись и ааленские отложения Дагестана и Южного склона Большого Кавказа. Можно по аналогии утверждать, что до того, как они подверглись катагенетическим преобразованиям, в них содержалось примерно 115–150 кг/м³ суммарного и 75–110 кг/м³ активного карбонатного железа. При этом мы исходили только из средних содержаний железа (4,54–5,90%), оставив без учета те седиментационные впадины, в которых формировались диагенетические сидеритовые руды и повсеместно развитые прослои диагенетических сидеритовых конкреций.

Катагенетическое образование протопиритовых руд

В предыдущих разделах было показано, что сидеритоносные толщы белоканской рудоносной свиты района месторождения Физличай судя по мощностям отложений тоара, аалена, байоса и бата были погружены на глубины 6000–6100 м, что соответствует температуре 200–300°C и давлению в 1400–1500 атм. Сидеритоносные отложения верхнеялажкамской свиты в районе месторождения Кизыл-Дере, если учесть большой перерыв в осадконакоплении, охватывающий всю среднюю яру, были опущены на глубину 3100–3200 м и достигали термобарического уровня в 120–150°C и 650–700 атм. При этом следует иметь в виду, что темп погружения был достаточно велик и приближался к значениям 100–120 мм/1000 лет.

Начиная с того момента, как донные осадки оказываются гидродинамически изолированными от вод материнского морского бассейна, в них между пластами разного литологического состава возникает усиленный водообмен [Карцев и др., 1969]. Главной движущей силой такого перераспределения захороненных седиментогенных вод являются разные механические свойства жестких песчаников и пластичных глин.

Действительно, пористость глин сокращается весьма интенсивно от 70–90% на поверхности донных осадков до 2–9% на глубине 3 км [Вассоевич, 1960; Нестеров, 1965]. Наоборот, пористость песчаников уменьшается при погружении в стратиферу крайне медленно, колеблясь от 25–30% на поверхности осадка до 12–20% на глубине 3 км [Добрынин, 1968; Энгельгарт, 1964]. Так же, как и зоны повышенной трещиноватости, песчаники (и алевролиты) являются своеобразными дренажными системами для уплотняющихся флишеидных толщ.

Благодаря этому седиментационные воды глин, выдавливаясь в песчаные (алевролитовые и карбонатные) пласты, иногда – в область тектонических трещин и разломов, в наиболее погруженных участках породного бассейна создают избыточное гидростатическое давление, под действием которого начинается отток подземных вод по наиболее проницаемым пластам и трещинам от центра впадины к ее периферии. Здесь они и будут разгружаться при первой же возможности.

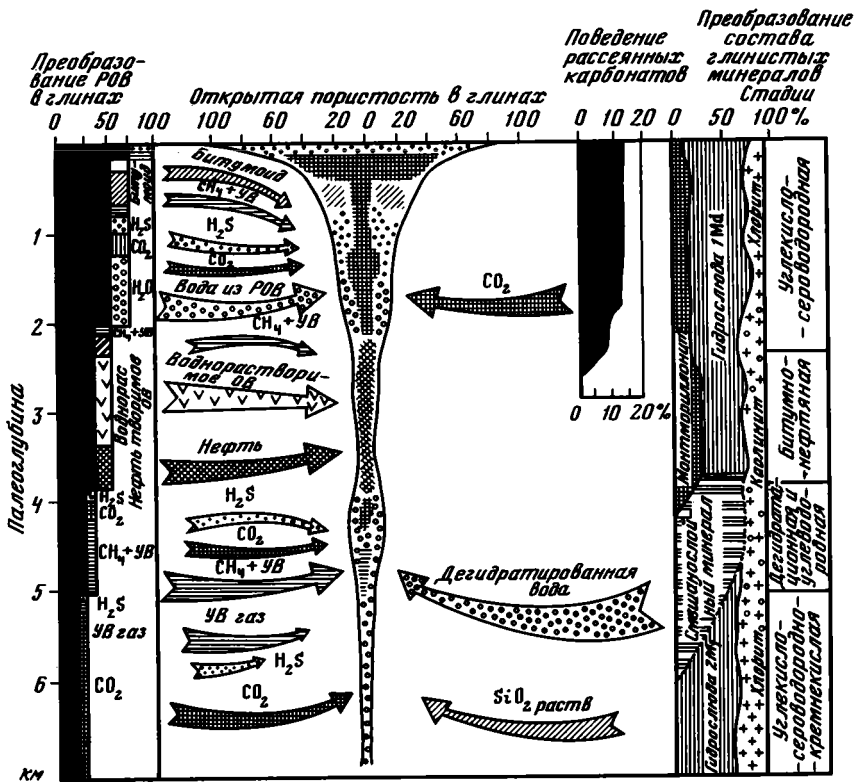
Другим фактором, определяющим господство элизионных явлений на больших глубинах, является трансформация глинистых минералов. На разных термодинамических уровнях зоны катагенеза осуществляются процессы преобразования монтмориллонита в гидрослюда, железистых хлоритов – в магниезиальные хлориты, каолинита – в диакит, глауконита – в хлорит и гидрослюда. При этом некоторые из этих процессов, например, гидрослюдизация смешанослойных, сопровождается выделением значительных масс пленочной и межслоевой воды [Bürost, 1959; Powers, 1959; Блох, 1968; Parry, Hower, 1972; Холодов, 1978б, 1983а].

Вследствие многократного увеличения избыточного давления в глинах на разных глубинных уровнях система "глина-песчаник" и "глина-разлом" на стадии катагенеза "работает" многоступенчато, и водообмен в ней возобновляется многократно по мере непрерывного погружения глинистых толщ в область повышенных давлений и температур.

Выделяющаяся из глин вода не только нагрета до высоких температур и находится под большим давлением. Благодаря сложному составу глинистых илов [Холодов, 1983а] в ней присутствуют органическое вещество (битумоиды), CO_2 , H_2S , растворенные металлы и ряд других реакционноспособных компонентов. Можно утверждать, что глинистые отложения являются генераторами гидротермально-газоводных растворов сложного состава. В ряде случаев они способны образовывать руды металлов.

Состав газоводных растворов, формирующихся в порах глин, при элизионном режиме определяется шестью источниками: 1) количеством унаследованной от стадии диагенеза седиментационной воды, заполняющей поры глин; 2) количеством и компонентным составом производных рассеянного органического вещества (РОВ), генерируемых на данном глубинном уровне; 3) минеральными трансформациями глинистых минералов; 4) количеством сульфатных ионов в водах и возможностью их восстановления до H_2S ; 5) интенсивностью гидролиза рассеянных в глинах карбонатов; 6) количеством растворимых минералов кремнезема.

Общая гипотетическая схема формирования газоводных растворов в глинистых толщах элизионного бассейна изображена на рис. 37. Она построена для нефтема-



Р и с. 37. Схема формирования газоводных растворов в глинах эпизонных осадочно-породных бассейнов

теринских глинистых толщ и учитывает данные, полученные при изучении Восточного Предкавказья и Сибири. На приведенном графике слева в обобщенном виде показаны те преобразования РОВ, которые были фактически установлены в кембрийских отложениях Сибирской платформы, мезозойских отложениях Западной Сибири и третичных толщах Предкавказья С.Г.Неручевым, А.А.Трофимуком и Е.А.Рогозиной [1976]. Эти исследователи использовали материал большого коллектива сотрудников ВНИГРИ и Института геологии и геофизики СО АН СССР. В них комплексно изучался состав и отражательная способность витринита РОВ глинистых толщ. При этом степень катагенетических преобразований глин, оцененная по витриниту, сопоставлялась с компонентами и химическим составом РОВ сапроплатктогенного морского генезиса.

Применение метода балансов в сочетании с прямым количественным определением выхода летучих веществ на каждой стадии катагенеза позволило С.Г.Неручеву с соавторами [1979] рассчитать общие потери РОВ при погружения на глубины 5–9 км.

В результате авторы смогли выделить четыре стадии катагенетических преобразований глинистых и нефтематеринских толщ, сопоставить их с глубинами палеопогружения и детально описать в них важнейшие преобразования небитумоидной части органики и битумоидов (табл.23). При этом выяснилось, что более

фаза изменений РОВ, термодинамические показатели, глубины	Стадия метаморфизма ОБ	Важнейшие преобразования небитумодной части РОВ
Начальная фаза нефтеобразования: T = 20–80°C; P = 420–450 атм; до I, 8–2,0 км	Б	Молекулярная структура ОБ существенно не меняется. В составе РОВ возрастает количество углерода и уменьшается содержание гетероэлементов. Происходит дегидратация и декарбонизация
	БД	
	Д	
Главная фаза нефтеобразования: T = 80–160°C; P = 830–940 атм; до 3,5–3,7 км	Г ₁	Деструкция основной массы липидного материала ОБ и генерация битумодов и УВ. Сближение состава гумусовых и планктогенных компонентов. Накопление меланоидинов приводит к уменьшению содержания углеводорода и увеличению гетероэлементов, особенно серы
	Г ₂	
	Ж	
Главная фаза газообразования: T = 160–220°C; P = 1255–1350 атм; до 5 км	К	Уплотнение углеродной молекулярной структуры РОВ, падение генерации битумодов и УВ. Обуглероживание ОБ, сокращение содержания гетероэлементов и резкое уменьшение содержания водорода. Генерация газов.
	ОС	
	Т	
Фаза затухания процессов нефтегазообразования: T = 220°C; P = 1255–1350 атм; до 5–9 км	ПА	Стабильное состояние РОВ, слабое обуглероживание, минимальная генерация битумодов и газов.
	А	

65% РОВ, сохранившегося после процессов диagenеза, разлагается при погружении на глубины 5–6 км. На рис. 37 показаны разные этапы этих преобразований. Черным цветом слева на ней обозначено среднее содержание остаточной органики в процентах от исходного РОВ. Справа белым цветом обозначен расход РОВ в каждую стадию преобразования. Различными условными обозначениями сделана попытка представить состав газодонных растворов, генерирующихся на данной стадии; при этом ширина столбика соответствует общей массе генерирующихся компонентов в процентах от исходного РОВ, а высота его составляющих дает представление об их количественных соотношениях.

Очевидно, что в диagenезе при разложении органического вещества формируются преимущественно H_2S и CO_2 биогенного генезиса; одновременно осуществляется осернение РОВ. Позднее, в начальную фазу нефтеобразования, из РОВ выделяется вода, CO_2 и битумоды при подчиненном значении H_2S и газообразных углеводородов. Далее, в главную фазу нефтеобразования, выделяются и преобладают нефть, углеводороды и воднорастворимая органика. Еще глубже, при переходе нефтематеринских глин в главную фазу газообразования, из них извлекаются прев-

толщ Сибиря и Предкавказья (по С.Г.Неручеву и др. [1976])

Общая потеря РОВ и соотношение генерирующихся производных, %	Важнейшие преобразования хлороформенного (ХБ) и спиртобензольного (СББ) битумоидов (РОВ)	
Вода - 7,7 Битумоид - 4 CO_2 - 2,6 H_2S - 1,4 $УВ_{газ}$ - 1,3 O_2 - 0,8 NH_3 - 0,2	18,0	Общее увеличение содержания ХБ и СББ в РОВ: $\beta_{ХБ}$ достигает 3-8, а $\beta_{СББ}$ - 2-6%. I этап - ведущим является процесс восстановления битумоидов, унаследованных от диagenеза. II этап - усиливается новообразование УВ, количество которых в битумоидах возрастает на 15%. Находки остаточных битумоидов и рост содержания углерода говорят о начале эмиграции
Нефть - 7,2 $УВ_{газ}$ - 1,2 Остаточный битумоид пород - 2,9 Водорастворенное ОВ - 15,9-14,9	27,0	I этап - до глубины 2,8-3 км содержания битумоидов продолжает возрастать; $\beta_{ХБ}$ достигает 12% (а иногда даже 18%), а $\beta_{СББ}$ - 10-12%. Возрастает доля УВ, увеличивается количество углерода, а также смол асфальтов. II этап - состав битумоидов отражает преобладание эмиграции над генерацией. Снижается общее количество битумоидов, а в составе ХБ и СББ начинают преобладать гетероэлементы
CH_4 - 9,1 CO_2 - 2,3 H_2S - 0,4 N_2 - 0,3 H_2 - следы	12,1	Общее содержание битумоидов падает: $\beta_{ХБ}$ - 2-4%; $\beta_{СББ}$ - 2-3%. В групповом составе битумоидов растет количество смол и асфальтенов
CO_2 - 5,9 $УВ_{газ}$ - 0,4 H_2S - 0,1 H_2 - следы	6,4	Содержание битумоидов стабильно $\beta_{ХБ}$ - 4-5%; $\beta_{СББ}$ - 3,5-4%. Состав их довольно постоянен

мущественно газообразные углеводороды, а в резко подчиненном количестве - CO_2 и H_2S . Наконец, еще глубже основным компонентом, удаляющимся из РОВ, являются углекислота и сероводород.

Таким образом, мы видим, что по мере погружения глинистых толщ, содержащих РОВ, в зону катагенеза состав отделяющихся от него компонентов качественно и количественно меняется.

Применительно к сидеритоносным толщам врского палеоводоема эта схема преобразования РОВ бесспорно также отражает главные особенности процессов, хотя преобладание углистой растительной органики несомненно будет накладывать свой отпечаток на соотношение генерируемых компонентов.

При погружении глинистых отложений на большие глубины монтмориллонит превращается в гидрослюда модификации $2M_1$, что обычно сопровождается значительной потерей межслоевой и пленочной воды. Механизм этих минеральных превращений был детально рассмотрен в ряде предшествующих работ [Холодов, 1982а, 1983а, 1986]. Схема минеральных превращений, разработанная на основе изучения третичных отложений Восточного Предкавказья изображена в правой части рис.37.

Количество воды, выделяемое на второй стадии дегидратации, по И.Ф.Берсту [Bürst, 1969] достигает 10–15% от исходного объема осадка. Если считать объемный вес глин равным $2,3 \text{ г/см}^3$, то из 1 м^3 монтмориллонитовой глины должно высвободиться 230–250 кг H_2O .

Геологическое значение процессов дегидратации, связанных с превращением глинистых минералов, очень велико. В зоне преобразования отмечается не только увеличение пористости глинистых отложений и их разуплотнения, но и многочисленные гидроразрывы, формирование палеоплывунов в песчаниках, образование кластических даек, АВПД и грязевых вулканов [Холодов, 1983а].

Дегидратация монтмориллонитовых глин нередко сопровождается перераспределением и мобилизацией ряда химических элементов, самоочищением глинистых толщ от битумоидов и формированием нефтяных залежей в смежных пластах-коллекторах. Граница начала гидрослюзидации в различных районах мира находится на разных палеоглубинах, от 1 до 4 км, чаще всего, однако, она встречена на глубине 3–4 км [Холодов и др., 1977].

То обстоятельство, что рудовмещающие породы Кизил-Дере и Филизчая прошли стадию второй дегидратации, подтверждается широким развитием в глинистых сланцах белоканской и верхнеялахкамской свит гидрослюды модификации $2M_1$.

Для процессов катагенетического рудообразования огромное значение имеют процессы гидролиза рассеянных в глине карбонатов, процессы растворения и мобилизации кремнекислоты и формирование углекисло-сероводородной системы, определяющей поведение железа в гидротермальных растворах.

Известно, что кальцит и другие карбонаты при высоких температурах являются неустойчивыми. Однако благодаря высоким давлениям CO_2 в тех областях метаморфизма, где углекислота не может удаляться, его разложение задерживается и он может проходить через многие ступени глубин [Грубенман, Ниггли, 1933].

Проблему устойчивости карбонатов в области T 25–300°C и давлений, достигающих 1200 атм, многие авторы пытались решить расчетным путем или экспериментально, исследуя систему "твердая фаза карбонатов-вода-углекислота" при разных значениях давлений и температур [Miller, 1952; Ellis, 1959; Morey, 1962; Segnit et al., 1962; Хитаров, Малинин, 1958; Малинин, 1959, 1965].

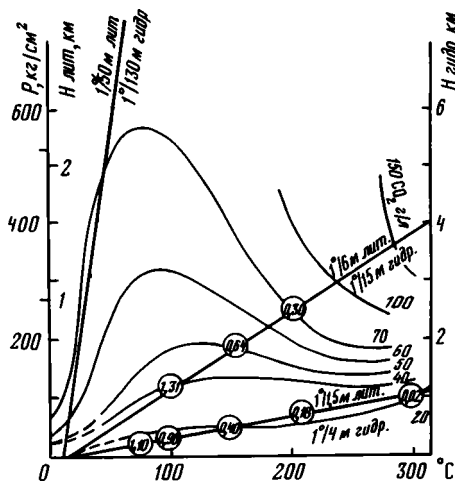
Наиболее современные физико-химические экспериментальные исследования в этом направлении были выполнены С.Д.Малининым [1965], который, применив автоклав с терморегулятором, изучил систему $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ в области высоких температур и давлений ($T=0-500^\circ\text{C}$; $P=1-600$ атм), оценил значение "высаливания" и влияния добавки хлоридов на растворимость углекислоты и кальцита и особенно много уделыв внимания поведению кальцита в гидротермальных растворах.

Автор показал, что растворимость кальцита возрастает с увеличением давления от 0 до 400 атм и падает с ростом температуры, во всяком случае до 225°C . При этом добавки CaCl_2 в систему заметно увеличивает растворимость CaCO_3 в тех же термодинамических пределах, а при более высоких значениях температуры растворимость кальцита в воде и CaCl_2 сближаются.

Результаты экспериментальных исследований были использованы С.Д.Малининым [1965] для построения диаграммы, изображенной на рис.38. На нем ордината, соответствующая давлению, выражена также в глубинах, рассчитанных в соответствии с градиентами геостатического давления (литостатического, по автору), равного $2,6 \text{ атм/м}$, а также гидростатического давления, равного $0,1 \text{ атм/м}$, по оси абсцисс отложена температура. На диаграмму нанесены данные,

Р и с. 38. Растворимость кальцита в углекислых водах в зависимости от температуры и глубины [Малинин, 1965]

Лит - литостатический градиент давления; гидр - гидростатический градиент давления. Числа у кривых - растворимость CO_2 , г/л, числа в кружках - растворимость CaCO_3 , г/л



полученные автором в процессе изучения устойчивости кальцита - изоплеты растворимости CO_2 (в г/л), а также три линии, соответствующие нормальному температурному градиенту ($1^\circ/33$ м), слабо повышенному ($1^\circ/10$ м) и сильно повышенному ($1^\circ/5$ м), распространенному лишь в областях молодой вулканической деятельности. В различных частях поля С.Д.Малинин рассчитал растворимость CaCO_3 , ее величина проставлена в кружках.

Из приведенного графика следует, что несмотря на довольно широкий диапазон изученных давлений и температур во всех случаях растворимость кальцита уменьшается с глубиной.

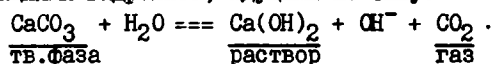
Любопытно также, что в направлении нормального градиента изменение растворимости CaCO_3 происходит менее отчетливо, нежели в направлении повышенных градиентов.

В целом, однако, следует иметь в виду, что выводы автора о повышении устойчивости карбонатов с глубиной опираются главным образом на исследование закрытой физико-химической системы и в условиях постоянного избытка углекислоты. Кроме того, С.Д.Малинин [1965] существенно упростил задачу, полностью отказавшись от рассмотрения химического взаимодействия углекислых растворов с вмещающими породами, что он сам многократно подчеркивает в своей работе.

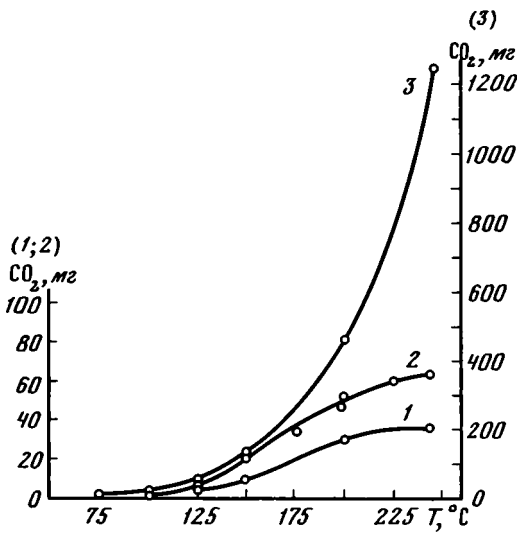
Совсем по-другому подошла к проблеме устойчивости карбонатов в условиях зоны катагенеза И.Г.Киссин и С.И.Пахомов [1967, 1969]. В отличие от С.Д.Малинина они рассматривали толщу осадочных пород как открытую физико-химическую систему, в которой давление остается более или менее постоянным, и, по-видимому, именно в связи с этим получали в своих экспериментах иные результаты.

Эти авторы подвергали различные образцы глин, глинисто-карбонатных пород и карбонатов воздействию дистиллированной воды в автоклаве АВ-1л, нагревая их до температуры 50, 100, 150, 200, 250 $^\circ\text{C}$, опыты проводились при давлении насыщенного пара.

Оказалось, что для всех пород в ходе эксперимента с повышением температуры наблюдается выделение углекислоты (рис.39). Как показали авторы, оно обусловлено реакциями гидролиза, идущими по типу:



Р и с. 39. Генерация углекислоты при взаимодействии воды с карбонатными породами [Киссин, Пахомов, 1967]



В результате осуществляются разнообразные преобразования, а иногда и полное растворение карбонатов, причем во всех случаях система выделяет углекислоту.

Количественные показатели этого процесса приведены в табл.24. Из нее так же, как и из рис.39, следует, что наиболее интенсивно гидролизуется сидерит. Он не только выделяет максимальное количество CO_2 , но и начинает разлагаться при $T 75^\circ$. Затем, уже при $T 75^\circ$, гидролизуются магнезиальные карбонаты (доломит, магнезит) и самыми последними, при нагревании до $T 100^\circ C$, вступают во взаимодействие с водой кальцитовые разновидности пород.

Следует подчеркнуть, что при гидролизе сидерита возникает неустойчивая гидроксид ($Fe(OH)_2$ или $Fe(OH)_3$), разложение магнезиальных карбонатов тоже приводит к образованию твердой фазы - брусита ($Mg(OH)_2$), а продукты гидролиза карбоната кальция большей частью остаются в растворе.

Очень большое влияние на интенсивность разложения карбонатов и количество выделяемой CO_2 оказывает степень дисперсности минералов. При прочих равных условиях образцы, измельченные до размеров менее 0,05 мм, давали большее количество углекислоты.

Наконец, наличие в растворе солей магния, которые в природной обстановке могут либо входить в состав поглощенного комплекса глин, либо присутствовать в поровых водах, также благоприятствует процессу разложения карбонатов и может весьма активно стимулировать выделение углекислоты.

Особое значение при реализации процесса гидролиза карбонатов в природной обстановке имеет, по мнению И.Г.Киссина и С.И.Пахомова [1969], возможность удаления CO_2 , а она, как известно, определяется вертикальной проницаемостью толщи глин.

Теоретические выкладки авторов нашли подтверждение при геохимических наблюдениях в природных условиях. Так, в подземных водах мезозойских и нижне-четвертичных отложений Терско-Кумской впадины, в которых количество CO_2 меняется от следов до 2230 мг/л, И.Г.Киссин и С.И.Пахомов [1969] изучили содержание углекислоты и пластовую температуру. Результаты этого исследования представлены на рис.40. На этот же график для сравнения были нанесены данные по другим бассейнам Предкавказья.

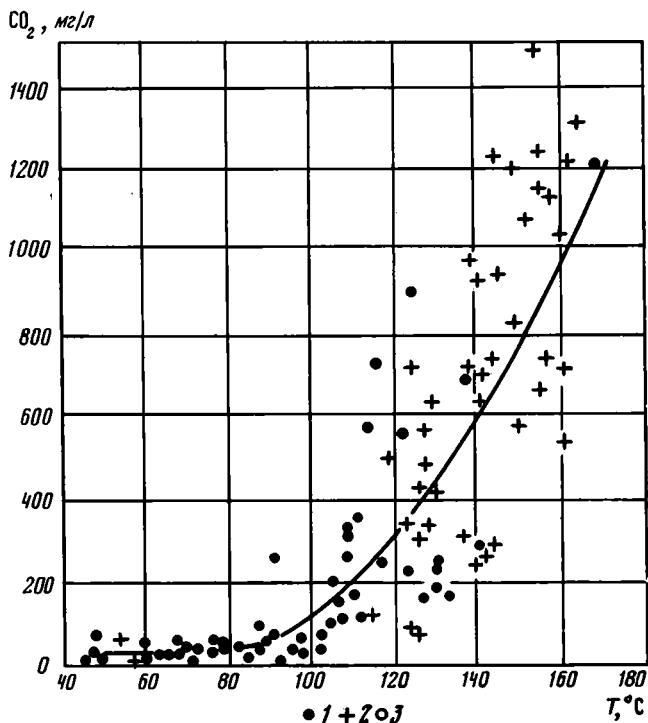
Выделение углекислоты при взаимодействии пород с дистиллированной водой, по И.Г.Киссину и С.И.Пахомову [1969]

Порода	Вид карбонатов	Общая карбонатность породы, CO ₂ %	Количество CO ₂ (мг) при температурах (°C)			
			100	150	200	250
Карбонат кальция, реактив	CaCO ₃	44,0	2,2	9,3	30,4	37,1
Мрамор	CaCO ₃	44,0	-	-	32,6	-
Мел	CaCO ₃	43,2	-	-	103,1	-
Известняк	CaCO ₃	42,3	1,6	21,5	51,4	65,2
Магнезит	MgCO ₃	61,1	-	-	148,6	-
Доломит	CaMg(CO ₃) ₂	46,6	-	-	150,2	-
Сидерит	FeCO ₃	36,8	-	-	545,7	-
Сферосидерит	FeCO ₃	27,7	372,1	765,2	1845,3	-
Доломитовый известняк глинистый	CaMg(CO ₃) ₂	34,8	18,3	131,5	463,0	1242,0
Мергель карбонатный	CaCO ₃	36,2	-	-	88,7	-
Мергель	CaCO ₃	22,7	4,4	53,7	108,6	-
Мергель глинистый доломитовый	CaMg(CO ₃) ₂	11,8	60,0	381,5	956,5	-
Глина гидрослюдистая	CaCO ₃	0,87	-	-	194,1	-
Глина монтмориллонито-гидрослюдистая, сарматская	CaMg(CO ₃) ₂	2,77	13,0	243,0	1021,0	-
Глина монтмориллонито-гидрослюдистая, майкопская	FeCO ₃	0,68	199,0	691,7	814,9	-
Глина каолиновая	-	0,12	3,4	19,3	59,4	-
Алевролит кварцево-глауконитовый, апт-альбский	CaCO ₃	2,23	-	-	209,6	-
Алевролит кварцево-глауконитовый, палеоценовый	-	0,056	33,8	49,2	67,0	-
Песчаник карбонатный	CaMg(CO ₃) ₂	30,4	24,2	173,4	425,3	-
Песчаник аркозовый	CaCO ₃	2,07	-	-	61,3	-
Гранит	-	Следы	2,1	11,6	31,0	-
Диабаз	CaCO ₃	1,07	0	21,5	58,9	-

Примечание. Количество породы - 170 г, воды - 0,85 г; прочерки - формы карбонатов неизвестны или содержание CO₂ не определялось.

Очевидно, что между увеличением содержания углекислоты в водах пластов-коллекторов и температурой недр существует почти прямая зависимость. Более того, наиболее резкий перелом кривой отвечает температуре 120°C, выше которой содержание CO₂ в водах начинает заметно расти.

Все сказанное позволяет считать, что главным фактором, определившим обогащение пластовых вод Терско-Кумской впадины углекислотой, был именно гидролиз карбонатов и, в первую очередь, кальцита, рассеянного в глинах. Растворение CaCO₃ под действием высоких температур на глубинах 2500-3000 м, диффузия или фильтрация CO₂ сквозь толщу глин и концентрация его в песчаных коллекторах были здесь, по-видимому, важными звеньями, определившими поведение углекислоты.



Р и с. 40. Зависимость содержания свободной углекислоты в подземных водах Предкавказья от пластовой температуры [Киссин, Пахомов, 1969]

1-3 - воды мезозойских и палеогеновых пластов-коллекторов Предкавказья: 1 - западного, 2 - Восточного, 3 - Центрального

Можно думать, что поведение рассеянных карбонатов в глинистых отложениях в значительной степени зависит также от проницаемости вышележащих глинистых покрышек. Если она достаточна для удаления формирующейся углекислоты, т.е. система является открытой, в глинах будет осуществляться гидролиз и происходить растворение рассеянных карбонатных минералов. Если же плотные, слабо проницаемые глинистые толщи надежно изолируют карбонаты и давление CO_2 в них будет повышаться так, как это происходит в закрытой системе автоклава, рассеянный CaCO_3 окажется весьма устойчивым.

Необходимо отметить, что проницаемость глин в отношении углекислоты, как и для всех других газов, колеблется в широких пределах. Так, характеризуя диффузию метана сквозь различные глины, И.Л. Антонов [1954] показал, что она изменяется от значений $(1-2) \cdot 10^{-6} \text{ см}^2/\text{с}$ до $10^{-9} \text{ см}^2/\text{с}$, т.е. почти на три порядка. По-видимому, первый случай соответствует открытой физико-химической системе, в которой возникающая газовая составляющая будет удаляться за пределы глинистых толщ. Второй случай, наоборот, характеризует закрытую систему, в которой возникающие газы будут накапливаться "in situ" в порах, и это обстоятельство несомненно будет оказывать решающее влияние на сохранность рассеянных карбонатов в глинах.

Судя по температурным интервалам гидролиза наиболее вероятной зоной, в которой могут при прочих благоприятных обстоятельствах интенсивно растворяться рассеянные карбонаты, является глубины от 1,5 до 3 км.

Расчеты показывают, что за счет рассеянных в глинах карбонатных минералов могут формироваться огромные количества газообразной CO_2 . Так, если в 1 м^3 глины гидролизуются 100 кг карбонатов, то возникнет около 23 м^3 углекислоты, а при разложении 250 кг количество газообразной CO_2 достигнет 55 м^3 . Это означает, что из каждого кубического метра глины выделится объем газа, в 50 раз превышающий первоначальный!

Дальнейшая судьба выделившейся из глины углекислоты будет, вероятно, связана с поровыми водами. Как показано в работах В.А.Соколова [1971] и А.А.Карцева [1978], при 50 атм и $T 25^\circ\text{C}$ в 1 м^3 воды растворится 27 м^3 углекислоты, тогда как при увеличении P и T до 400 атм и 300°C 1 м^3 воды растворят уже 111 м^3 углекислоты. В целом количество газа, растворенного в воде, возрастает прямо пропорционально увеличению давления и температуры.

Выше было показано, что при разложении рассеянного органического вещества в глинах формируется довольно значительное количество CO_2 и H_2S . Кроме того, некоторое количество биогенного сероводорода наследуется глинистыми породами от стадии диагенеза. Однако основная масса H_2S на стадии катагенеза образуется абиогенным путем, за счет взаимодействия органического вещества с сульфатами вод.

Как экспериментально установили Е.Бастин [Bastin, 1926], В.Толанд [Toland, 1960], С.М.Григорьев [1954], Х.Сакаи [Sakai, 1957] и др., а теоретически обосновал Г.И.Амурский с сотрудниками [1977], сульфат-ион, растворенный в воде, уже при $T 100\text{--}150^\circ$ реагирует с газообразными углеводородами, генерируя абиогенный сероводород. Поскольку на глубинах 2–7 км в поровые резервуары глины поступает огромное количество газообразных углеводородов, процессы возникновения абиогенного H_2S должны, по-видимому, в значительной мере ограничиваться величиной притока сульфат-иона.

Действительно, даже при развитии существенно сульфатных вод и пористости глин, равной 24%, взаимодействие их с углеводородами в условиях закрытой системы может обеспечить формирование лишь $140 \text{ л H}_2\text{S}/\text{м}^3$. Однако, если вместо закрытой системы мы будем иметь дело с открытой, т.е. начнется подток сульфатных вод по ослабленным и проницаемым зонам в глинах, абиогенная генерация H_2S в результате сульфатредукции становится безграничной.

Чрезвычайно важным представляется то обстоятельство, что растворимость сероводорода и углекислого газа (т.е. полярных газов) гораздо выше, чем у неполярных газов (углеводородов, азота). Общеизвестно, что в 1 см^3 воды при нормальном давлении и температуре 20°C углекислый газ растворяется в 27 раз лучше метана, а сероводород – в 78 раз. Благодаря этому в порах глин содержание свободных CO_2 и H_2S обычно очень мало и составляет небольшую долю от растворенных. По данным В.А.Соколова [1971], углекислота в свободном состоянии составляет всего 6%, тогда как в растворенном состоянии находится 63,6%. Очень сходно ведет себя сероводород, у которого эти же формы соотносятся как 2 и 61,7%.

Имеются все основания считать, что при наличии в глинах свободных пор, заполненных водой, поступление в них углекислоты и сероводорода даже при высоких термобарических показателях приводит к формированию трехкомпонентных, карбонатно-сульфидных газосодержащих растворов.

Итак, при погружении сидеритоносных нижне- и среднеюрских отложений на глубины порядка 1,5–2 км и при благоприятных условиях, обеспечивающих относительную проницаемость глинистых покрышек, в рудоматеринских породах будут

осуществляться гидролиз карбонатов и растворение двухвалентного железа, а также насыщение растворов сероводородом и угольной кислотой. Формирующиеся таким образом многокомпонентные системы являются потенциальными производителями сульфидных руд.

Понять суть происходящих при этом процессов очень помогает табл.25, на которой, по данным А.В.Щербачева с соавторами [1974], показано соотношение между рН вод и формами нахождения угольной и сероводородной кислот. Она свидетельствует о том, что при избытке растворенной в водах CO_2 подкисление среды обеспечивает преобладание в растворе свободного сероводорода и дефицит ионов H_2S , которые, согласно Г.Бассету [1932], А.Г.Бетехтину [1955], В.В.Щербаеву [1972] и др., являются важнейшей формой, определяющей выпадение гидросульфидов из раствора. Наоборот, удаление угольной кислоты из вод благоприятствует их подщелачиванию и возникновению соединений H_2S с металлом, происходит усиленное образование гидросульфидов, которые позднее трансформируются в сульфиды. Отсюда становится ясным, что сульфидно-карбонатное равновесие в поровых растворах определяется главным образом поведением угольной кислоты, которая как бы регулирует возможность образования сульфидов.

Т а б л и ц а 25

Влияние щелочности-кислотности на формы нахождения угольной и сероводородной кислот в растворе

рН	Содержание в водном растворе, в %					
	CO_2 своб	HCO_3^-	CO_3^{2-}	H_2S своб	HS^-	S^{2-}
5	96,62	3,38	-	99,14	0,86	-
6	74,08	25,02	-	91,97	8,73	-
7	22,22	77,74	0,04	53,39	46,61	-
8	2,76	96,72	0,052	10,04	89,96	-
9	0,88	97,46	1,66	1,11	98,83	0,04
10	0,27	94,62	5,11	0,11	99,53	0,36
11	0,02	64,94	35,04	0,01	96,49	3,50

В тех случаях, когда отжимающиеся растворы попадают в среду, в которой давление CO_2 резко падает, например, в пласт-коллектор или в трещину, это явление будет сопровождаться не только выпадением карбонатов, но и формированием сульфидной минерализации, а резкое преобладание растворенного железа обеспечит выпадение из раствора гидротроилита или парита. При дальнейшем погружении рудоматеринских сидеритовых глин на большие глубины состав поровых растворов еще больше усложняется. В них появляется значительное количество растворенной кремнекислоты, заимствованной из вмещающих пород.

Согласно данным Г.Окамото с сотрудниками [Okamoto et al., 1957], а также К.Краускопфа [1963], растворимость аморфной кремнекислоты линейно связана с повышением температуры и возрастает в щелочных средах. Естественно, что на глубине 5-6 км, где средние температуры колеблются от 200 до 300°C, теоретически должны формироваться кремнекислые растворы с высоким содержанием растворенной SiO_2 . Этому в значительной степени способствует увеличение CO_2 . Согласно экспериментальным данным Е.С.Кабановой [1960], повышение содержания CO_2 в растворах благоприятствует усиленному растворению кварца, халцедона и опала.

Поскольку разложение РСВ на глубинах 5–7 км сопровождается выделением CO_2 и H_2S (см. рис. 37), можно думать, что в результате здесь могут формироваться сложные углекисло-сероводородно-кремнистые растворы, нередко также содержащие растворенное железо. Их охлаждение при подъеме в верхние зоны или нейтрализация химическим путем могут также определить образование сульфидов, но уже не в карбонатном, а в кварцевом парагенезе.

Общая направленность катагенетического преобразования сидеритонесных глинистых отложений вырисовывается довольно определенно; карбонаты железа в них должны постепенно уступать место сульфидам железа. При этом в одних случаях перераспределение вещества не будет выходить за пределы одного пласта и диагенетические сульфидные конкреции будут просто укрупняться и достраиваться, а в других – в непосредственной близости от бывших рудоматеринских отложений вдоль трещин, разломов и других ослабленных зон будут формироваться линзовидные тела катагенетических пиритов.

Гидротермальное образование полиметаллических руд

Этап катагенетических элизионных преобразований полностью совпал со стадией интенсивного прогибания геосинклинали. Поднятия, начавшиеся в байосе и бате, открыли, по-видимому, новую страницу в истории рудообразования. В это время в пределах Южного склона Большого Кавказа в результате усилившейся гидротермальной деятельности на сформировавшиеся пиритовые тела нарастают полиметаллические сульфиды, а местами на пиритовые скопления накладывается и динамометаморфизм, способствующий возникновению пирротинового оруденения.

Как это уже отмечалось выше, усиленное прогибание юрского осадочного бассейна, вероятно, само по себе предопределило инверсионные восходящие движения. Действительно, многие трансформации глинистых минералов, погружающихся в глубь осадочно-породного бассейна с осадочными глинистыми толщами, сопровождаются дегидратацией. Выше в качестве примера мы привели механизм превращения монтмориллонита в гидрослюда, однако наряду с этими явлениями в метаморфизующихся глинистых отложениях известны переходы цеолитов в пренит-пумпеллитовую породу, каолинита – в пирофаллит и ряд других преобразований, сопровождающихся выделением воды [Файф и др., 1981].

Поскольку все реакции дегидратации в этом случае реализуются в толщах уплотняющихся пород, они должны приводить к возникновению вертикальной анизотропии осадочных отложений, порождать расслоенность блоков осадочных толщ, в ряде мест не совпадающую с напластованием.

Появление и развитие зон разуплотнения, с одной стороны, уменьшает удельный вес осадочных образований, а с другой, – рождает все предпосылки для образования систем складок, пологих надвигов и срывов [Шолпо, 1978; Григорьянц, 1982; Григорьянц, Алиев, 1984; Григорьянц и др., 1981]. В конечном счете максимально напряженное складкообразование создается на месте наиболее глубоких прогибов, и возникают классические инверсионные взаимоотношения между погружением и складчатостью. При этом главными факторами формирования инверсионной складчатости следует считать процессы дегидратации и разуплотнения, происходящие внутри формирующихся осадочных толщ, и тектонические напряжения, возникающие как результат сложения внутренних и внешних (по отношению к данному региону) сил.

Очевидно, что образование байосской и батской складчатости сопровождалось резким усилением гидротермальной деятельности, вовлечением в складчатые движения магматических расплавов и усилением тепловых потоков.

Состав гидротермальных растворов, вовлеченных в процессы полиметаллического рудообразования, по-видимому, довольно значительно отличался от состава растворов, определивших формирование катагенетических пирититов; скорее всего это были высокоминерализованные хлоридно-натрово-кальциевые воды. Во-первых, по данным В.В.Гецеу [1964 г.], современные термальные источники Ахтычайского разлома до сих пор изливаются хлоридно-карбонатно-натровыми водами. Во-вторых, экспериментально доказано, что хлоридные комплексы играют важнейшую роль в процессах гидротермального переноса Cu, Pb, Zn [Helgeson, 1969; Овчинников, Масолович, 1981; Рафальский, 1982; Скиннер, 1982; и др.].

По данным Т.В.Рябовой [1973] и В.Г.Рылова [1974], исследовавших температуру гомогенизации сульфидов полиметаллов, их образование протекало в интервале температур 180–220°C.

Проблема происхождения таких сравнительно высокотемпературных рассолов, к сожалению, далека от разрешения. Некоторые исследователи [Рылов, 1974] указывают на то, что формирование рудных скоплений осуществлялось при давлении 500–540 кгс/см², т.е. на глубине около 2 км.

По мнению О.А.Осетрова [1978], А.Г.Твалчрелидзе и В.З.Ярошевича [1981] и некоторых других авторов, гидротермальная деятельность была тесно связана с магматизмом, проявившимся в виде внедрения диабазовых и более кислых даек. Нам представляется, что в данном случае можно обсуждать еще один вариант. Дело заключается в том, что исследования последних лет подтвердили генетическую связь между глубинными высокотемпературными хлор-кальциевыми рассолами и залежами солей, широко распространенными среди красноцветных отложений.

Три кардинальных факта позволяют более или менее однозначно решать проблему генезиса рассолов.

Во-первых, как показал Н.М.Страхов [1971], в соответствии с результатами глубоководного бурения можно считать, что в толще осадков, покрывающих дно Мирового океана, крупные скопления рассолов практически отсутствуют. Это означает, что они характерны для отложений континентального блока и, следовательно, генетически связаны не с регионально распространенной мантией, а с историей развития осадочной континентальной оболочки.

Во-вторых, пространственное положение рассолов на территории СССР, как это установили М.Г.Валяшко [1963] и Н.М.Страхов [1971] на материалах М.П.Фивега [1959] и И.К.Зайцева [1958], полностью совпадает с развитием соленосных отложений.

В-третьих, наконец, осадочное происхождение хлоридно-кальциевых рассолов доказывается исследователями изотопии кислорода и водорода. Как показывают данные Р.Н.Клейтона с соавторами [Clayton et al., 1966], Ю.Б.Селицкого и др. [1973], отношение дейтерия к водороду и O^{18}/O^{16} в рассолах индивидуальны в каждом осадочно-породном бассейне и отличаются от соответствующих характеристик заведомо гидротермальных вод.

В целом приведенный материал позволяет принять представление М.Г.Валяшко [1963] и М.Г.Валяшко с сотрудниками [1963], в соответствии с которым формирование хлор-кальциевых высокоминерализованных растворов представляет собой катагенетическое продолжение жизни рапы солеродных бассейнов.

Если действительно формирование рассолов генетически связано с красноцветными и соленосными аридными формациями, то истоки металлов правильнее всего искать в подстилающих яру красноцветных толщах перми и триаса Южного склона Большого Кавказа. Судя по косвенным признакам именно в это время в пределах Кавказского региона были развиты впадины, в которых шло накопление доломитовых толщ, биогермов и красноцветных терригенных осадков [Робинсон, 1932; Момот, 1968; Ростовцев и др., 1973]. Развитие соленосных отложений в этой части палеозойско-мезозойского разреза представляется вполне вероятным.

Образование металлоносных растворов по некоторым данным [Махнач, 1980; Холодов, 1982б; Голева, 1985; Кудельский, 1985; и др.] можно представить себе как взаимодействие отделяющейся рапы соленосных толщ и красноцветно-терригенных отложений в термодинамических условиях зоны катагенеза.

Очень важным фактором растворения рудных компонентов является необычайная агрессивность хлор-кальциевых рассолов, особенно проявляющаяся при повышенных температурах и давлениях зоны затрудненного водообмена. Так, например, в опытах Н.И.Хитарова [1961] при взаимодействии хлоридов K, Na и Ca с рудоносными породами при T 400–600°C и P 200–300 атм был получен раствор, содержащий 3–5 г/л свинца. Весьма характерно также, что в присутствии хлоридов щелочных металлов многие рудные компоненты обнаруживают способность к комплексообразованию и образуют хорошо растворимые соединения типа Na_2MeCl_6 или $NaMeCl_4$. Типична также избирательная растворимость некоторых элементов в рассолах; эксперименты И.К.Жеребцовой [1969] и Н.К.Бласовой [1978] показали, что существует группа элементов, которые накапливаются в жидкой фазе галогенной системы так сказать автоматически, причем концентрация меди, свинца, цинка, железа и других металлов в рассолах осуществляется даже на самых поздних стадиях галогенеза.

Другой и не менее важной причиной формирования металлоносных рассолов является слабая химическая дифференциация пород аридных формаций, на которую уже давно обратили внимание литологи. Как показали, например, работы Н.М.Страхова [1962] и В.Д.Шутова [1972], для терригенных отложений аридных зон весьма характерны граувакки, т.е. песчаники, в которых преобладают сложные, полиминеральные обломки пород. Характерно, что в этих обломках нередко сконцентрированы металлы, особенно типичные для данной петрографической провинции. Так, граувакки Приуралья, по данным А.Г.Коссовской и В.Д.Шутова [1971], существенно обогащены медью и хромом, в песчаных красноцветных толщах Тянь-Шаня [Дурье, 1963; Неймышев, 1967] встречены повышенные количества Cu, Pb, в граувакках красноцветных формаций Вайоминга Дж.Вайн и Е.Туртелот [Vine, Tourtelot, 1973] обнаружили концентрации U, Th, Co, Cr, V, Ni, Zr. Итак, в некоторых случаях аридные красноцветные терригенные породы являются мощными коллекторами металлов и при катагенном взаимодействии с рассолами способны сильно обогащать последние элементами-примесями, придавая им при этом местную металлогеническую специализацию.

Следует иметь в виду, что связанные с красноцветными отложениями металлоносные горячие рассолы в природе долгое время остаются гидродинамически пассивными и не могут формировать стратиформные рудные скопления. Для того, чтобы эти "жидкие залежи" металлов смогли принять участие в процессе стратиформного рудогенеза, необходимы два условия: активизация региона и создание вблизи от места их концентрации сероводородных экранов.

Активизация процессов осадкообразования, в которые оказывались скоро вовлечены не только ниже-среднеюрские отложения исследуемого региона, но и породы доюрского складчатого фундамента, а также магматические расплавы, началась в среднеюрское время. В байосе она охватила Транскую часть района, а в батское время к ней присоединились участки Сарыбашского антиклинория. В эти периоды металлоносные рассолы активно выдавливались из недр к поверхности и на некоторой глубине (2-2,5 км) оживлялись процессы сульфидного рудообразования.

Здесь следует особенно подчеркнуть специфику предшествующего этапа развития рудомещающих отложений, этапа, на котором формировались протопиритовые тела.

Как это хорошо видно на рис.37 и табл.23, в процессе погружения на большие глубины глинистые толщи теряют огромное количество рассеянного органического вещества. Эти потери на стадии диагенеза связаны с микробиологической сульфатредукцией, на которую, по данным О.К.Бордовского [1974] и Н.М.Страхова [1972], расходуется примерно 30-42% РОВ от захороненной его массы на дне водоема.

Далее, при погружении на глубину 5-6 км, органическое вещество расходуется на термокаталитическое образование битумоидов, жидкой и газовой фазы, на abiогенную сульфатредукцию и многие другие процессы. В нашем случае значительное количество S_{org} косвенно приняло участие в создании скоплений пирита. Как бы то ни было, но судя по рис.37 только 12-18% исходного РОВ достигает глубины 5-6 км, и таким образом глинистые породы в процессе катагенетических превращений существенно декарбонизируются. Это означает, что в них все меньшую роль играют те геохимические барьеры, которые способны концентрировать сульфиды, порода лишается компонентов-концентраторов.

После этапа диагенеза и катагенеза исследуемые глинистые толщи оказались пронизанными пиритовыми образованиями - разнообразными конкрециями, линзами и пластово-линзовидными залежами. Они-то и играют в процессах активизации движения рассолов по зонам разломов и дренирующим пластам роль геохимических экранов.

Действительно, как это было показано в работах Р.С.Сейфулина и В.И.Красникова [1968], а также И.А.Хайретдинова [1982], пирит отличается целым рядом физических особенностей, которые определяют его рудолокализирующую роль. Прежде всего, этот минерал характеризуется высокой электропроводностью и пониженным электрическим сопротивлением, в силу чего в нем концентрируются теллурические токи. Под действием этого поля химические элементы ведут себя как микрогальванические, и в растворе начинается движение катионов и анионов к месту рудоотложения. При этом освобождающаяся при разложении катода сера соединяется с тяжелыми металлами и образуются сульфиды с меньшим, чем у пирита, электродным потенциалом. Следует также иметь в виду, что вследствие дырочной проводимости пирита он обычно хемосорбирует на своей поверхности анионы серы. Последние обладают повышенной реакционной способностью и легко связывают другие металлы.

Любопытно также, что теоретические расчеты В.С.Голубева [1970], применившего термодинамику для оценки поведения ионов Pb^{+2} , Cu^{+2} , Zn^{+2} при фильтрации через породу, содержащую пирит, показали, что зональность минералообразования вдоль пути миграции раствора будет выглядеть следующим образом: халькопирит-сфалерит-галенит.

Можно, таким образом, прийти к выводу, что в значительной своей части гидротермальный высокотемпературный процесс оказался унаследованным и пространственно связанным с процессом низкотемпературного пиритообразования. Сульфиды полиметаллов осаждались преимущественно вокруг пиритовых тел, формируя при этом свою минералого-геохимическую зональность, а кое-где метасоматически замещая вмещающие глинистые породы.

Метаморфогенно-гидротермальное образование пирротиновых руд

Проблема происхождения наиболее высокотемпературных пирротиновых руд необычайно сложна. В настоящее время по этому поводу сосуществуют две точки зрения. Первая точка зрения принадлежит О.А.Осетрову [1978], который образование пирротиновых руд рассматривает как следствие взаимодействия горячих термальных растворов и рудовмещающих сланцев. На основе геохимико-минералогических наблюдений и экспериментов О.А.Осетров пришел к выводу о том, что образование пирротиновых залежей месторождения Кизил-Дере сопровождалось формированием вертикальной зональности. Непосредственно у выхода залежи на дневную поверхность образовывалась сфалерит-пиритовая или просто пиритовая "шапка", закупоривающая зону повышенной трещиноватости, а взаимодействие термальных растворов с содержащими органическое вещество глинистыми сланцами создавало столь восстановительную обстановку, что здесь осаждались уже не дисульфиды, а моносulfиды железа. Наличие или отсутствие изоляции трещинной системы, по О.А.Осетрову, является важнейшим признаком появления пирротиновых руд.

Несколько иначе объясняют образование пирротиновых рудных скопления А.Г. Жабин и Т.В.Рябова [1971]. Они рассматривают эти образования как прямое следствие метаморфической дифференциации вещества. В соответствии с их взглядами завершение складчатости сопровождалось мощной деформацией протопиритовых тел, которые при высоких давлениях и температурах трансформировались по схеме $FeS_2 = FeS + S$. Реакция приводила к образованию многочисленных идиоморфных кристаллов пирита, включенных в общую пирротиновую массу. Их нередко принимают за доказательство "наложения" пиритизации на пирротиновые тела.

Другой очень интересной и важной стороной метаморфогенного генезиса пирротина является сокращение в этом процессе первичного объема протопиритовых залежей. Действительно, согласно расчетам А.Г.Жабина и Т.В.Рябовой [1971], метаморфическое уменьшение объема исходных пиритов может достигать 27%.

В результате столь значительной потери объема рудовмещающие породы испытывали самые различные деформации. В них формировались трещины раздавливания, разрывы, которые по мере развития усадки росли в стороны от рудных тел и заполнялись пиритом, пирротином, а также хлоритом, кварцем и карбонатами.

Формирование такого ореола прожилково-сетчатых руд, связанного с уменьшением объема рудных тел, напоминает образование альпийских жил.

Следует отметить, что деформация рудных тел в пределах месторождений Кизил-Дере и Филизчай хорошо гармонирует с вторичными изменениями вмещающих пород и высокими значениями термобарических показателей в рудах. Действительно, в глинистых отложениях, как правило, первичные монтмориллонит-гидрослюдистые минералы оказываются замещены гидрослюдой модификация $2M_1$ и магнетитом-железистым хлоритом, встречаются даже альбит и стильпномелан. Изучение витринита показало, что здесь он находится на антрацитовой стадии метаморфизма.

Согласно данным эксперимента, десульфидизация пирита приобретает значительные масштабы уже при температуре 200°C. По подсчетам В.Г.Рылова [1974], пирротин образуется при температуре 220–300°C.

Оценивая обе высказанные гипотезы, приходится признать, что наиболее близкой к реально наблюдаемым соотношениям различных рудных участков внутри залежей нам представляется точка зрения А.Г.Жабина и Т.В.Рябовой [1971]. Возможно также, что и в этих процессах динамометаморфических преобразований какую-то роль играют растворы и это позволит связать дифференциацию пиритовых тел с геохимическими особенностями вмещающих глинистых сланцев.

Любопытно также, что процессы формирования пирротиновых руд, по-видимому, в какой-то степени связаны с возрастом складчатости. Так, в структурах внутренней зоны Дагестана, где процессы образования складчатости начались в байосе, формирование пирротиновых тел предшествует полиметаллической сульфидной минерализации (Кизил-Дере). Наоборот, в азербайджанской части Южного склона Главного Кавказского хребта, где поднятия и складкообразование имели место только в конце бата, образование пирротиновых руд происходит позже становления полиметаллических сульфидных скопления (Филизчай).

В целом процессы сульфидного рудообразования в колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях Южного склона Большого Кавказа представляют собой чрезвычайно сложное и многостадийное геологическое явление. Вряд ли правильно думать, что в этой книге разрешены все проблемы и загадки. Авторы лишь надеются, что смогли наметить новые подходы и пути исследования, а те вопросы, которые обсуждались на страницах данной работы, найдут свое более достоверное решение в недалеком будущем.

- Абрамов А.В., Миронов Ю.В., Каменева Е.Е. Опыт применения кластерного анализа при изучении расчлененного дунит-широксен-габбро-дунитового Иокко-Довыренского массива//Всероссийское совещание по геохимии гидротермального рудообразования, тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1979. С.16-17.
- Абрамов А.В., Ряховский В.М., Науменко Б.Н., Петров А.С. Оценка многомерной геохимической зональности месторождений сульфидно-касситеритовых руд//Геология руд. месторождений. 1984. № 6. С.53-61.
- Агаев В.Б. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Белокан-Закавказского рудного района//Учен. зап. Азерб. ун-та. Сер. геол.-геогр. наук. 1976. № 3. С.64-69.
- Агаев В.Б. Стратиграфия юрских отложений Азербайджанской части Большого Кавказа: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Баку, 1979. 470 с.
- Агаев В.Б., Абдулкасумзаде М.П., Ахундов Р.А., Гасанов М.А. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Белоканского рудного района//Учен. зап. Азерб. ун-та. Сер. геол.-геогр. наук. 1969. № 4/5. С.162-166.
- Агаев С.А. Особенности структурных условий локализации и зональности Физизчайского колчеданно-полиметаллического месторождения//Тр. ЦНИГРИ. 1982. Вып. 168. С.39-44.
- Адамия Ш.А., Беридзе М.А., Кипиани Я.Р. и др. Проблема альпийской геодинамики Большого Кавказа//Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987а. С.56-61.
- Адамия Ш.А., Кипиани Я.Р., Чичуа Г.К. Проблема происхождения складчатости Большого Кавказа//Там же. 1987б. С.40-41.
- Аджирей Г.Д., Баранов Г.И., Кропачев С.М. и др. Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. 262 с.
- Акаева В.П. Некоторые данные о конкреционных образованиях в юрских отложениях Юго-Восточного Кавказа//Тр.ГУ науч. конф. аспирантов АН АзССР. Баку. 1955. С.81-83.
- Александрова Л.Н. Современные представления о природе гумусовых веществ и их органоминеральных производных//Проблемы почвоведения. М.:Изд-во АН СССР, 1962. С.77-100.
- Алиев А.А. Структурные взаимоотношения минералов и глобулярные образования шрита в рудах Физизчайского колчеданно-полиметаллического месторождения//Минералогия и рудные месторождения. Баку: Элм. 1974. С.135-146.
- Алиев А.А. Новое в минералогии колчеданных месторождений Южного склона Большого Кавказа (в пределах Азербайджана)//Вопросы минералогии, геохимии и петрологии Азербайджана. Баку: Элм. 1981. С.120-125.
- Алиев А.А., Акаева В.П. Петрография юрских отложений Юго-Восточного Кавказа. Баку. 1957. 214 с.
- Алиев А.А., Махмудов С.А., Мустафазаде Б.В. О находке талнахита в Физизчайском колчеданно-полиметаллическом месторождении//Докл. АН АзССР. 1974а. Т. 30, № 8. С.48-50.
- Алиев А.А., Махмудов С.А., Мустафазаде Б.В. О находке троилита в Физизчайском колчеданно-полиметаллическом месторождении//Минералогия и рудные месторождения. Баку: Элм. 1974б. С.147-149.
- Амурский Г.И., Гончаров Э.С., Жабров И.П., Соловьев Н.Н. Происхождение сероводородсодержащих природных газов нефтегазоносных бассейнов//Сов. геология. 1977. № 5. С.56-68.
- Андреев Б.А. Послойная зональность физических свойств осадочных пород и ее связь со структурами платформенных областей//Советская геология. М.: Госгеолтехиздат. 1957. Вып. 61. С.11-23.
- Андреев Ю.П., Бессонова И.И., Савин С.В., Черницын В.Б. Медно-широтиновое месторождение Кизил-Дере в Дагестане//Геология руд. месторождений. 1970. № 5. С.16-32.
- Андреев Ю.П., Полищук И.Б., Савин С.В. Унов-Борчинский рудный район//Колчеданные месторождения Кавказа. М.: Недра. 1973. С.159-178.

- А н д р у щ у к В.Л., А н д р е е в Ю.П., Б е с с о н о в а И.И. и др. Минералогия первичных руд медно-пирротинового рудопроявления Кизил-Дере (Северный Кавказ)//Докл. АН СССР. 1967. Т. 176, № 4. С.887-889.
- А н т и п о в - К а р а т а е в И.Н. К вопросу о миграции железа в виде органических его соединений//Тр. конф. по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.;Л.: ГОНТИ. 1937. С.93-107.
- А н т о н о в П.Л. О диффузионной проницаемости некоторых глинистых горных пород//Геохимические методы поисков нефти и газа. М.: Гостоптехиздат. 1954. С.124-136.
- Б а й р а м а л и б е й л и Э.Т. Первичные ореолы рассеяния элементов и индикаторное значение их для поисков скрытых колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Азербайджана//Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1971. № 1. С.82-92.
- Б а й р а м а л и б е й л и Э.Т., Г а л к и н а Т.Н. О геохимических поисках по первичным ореолам рассеяния (на примере Физличайского медно-полиметаллического месторождения, Южный склон Большого Кавказа)//Тр. КИМС. 1964. Вып. 5 (7). С.107-117.
- Б а с с е т Г. Теория количественного анализа. М.: ГОНТИ. 1932. 315 с.
- Б е з б о р о д о в Р.С. О конкреционных образованиях рудомещающей толщи Кизил-Дере (Кавказ)//Тез. докл. У науч.-техн. конф./Иж. фак. УДН им. Патриса Лумумбы. М. 1969. С.107-108.
- Б е л о у с о в В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука. 1966. 123 с.
- Б е н и д з е Г.М., Б у а д з е В.И., Т в а л ч р е л и д з е Т.А. Генетические типы руд и условия их локализации в восточном сегменте Южного склона Большого Кавказа//Вопросы геологии и технологии полезных ископаемых Кавказа. Тбилиси: Мепниереба. 1979. С.40-50.
- Б е с с о н о в И.И. Железорудные месторождения Дагестана//Труды сектора геологии Дагестанской базы АН СССР. Махачкала. 1948. С.58-75.
- Б е т е х т и н А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования//Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР. 1955. С.125-275.
- Б и р ю к о в А.П. Геотектоническая и литолого-фашиальная обстановки накопления гидротермально-осадочного оруднения Гойтско-Транской металлогенической зоны//Тр. ЦНИГРИ. 1982. Вып. 168. С.19-23.
- Б и ш о ф ф Дж. Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химизм и генезис)//Современное гидротермальное рудотложение. М.: Мир. 1974. С.157-193.
- Б л о х А.М. Скачки структурного состояния воды и их возможная роль в процессах рудообразования//Значение структурных особенностей воды и водных растворов для геологической интерпретации. М.: ИИМС. 1968. С.43-59.
- Б о р д о в с к и й О.К. Органическое вещество морских и океанских осадков в стадии раннего диагенеза. М.: Наука. 1974. 103 с.
- Б о р о д а е в с к а я М.Б., З л о т н и к - Х о т к е в и ч А.Г. Возрастные соотношения медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических руд Физличайского месторождения (Южный склон Большого Кавказа)//Тр. ЦНИГРИ. 1969. Вып. 80. С.65-94.
- Б о р о д а е в с к а я М.Б., М у с т а ф а б е й л и М.А., К у р б а н о в Н.К. и др. Сходство и различия залежей сульфидных полиметаллических руд Белокано-Закатальского района (Большой Кавказ) и колчеданных залежей в вулканогенных формациях//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 4. С.29-40.
- Б р о в к о в Г.Н. О зональности и стадийности процессов минералообразования в терригенных породах южного аалена Юго-Восточного Дагестана//Докл. АН СССР. 1958. Т. 122, № 6. С.1079-1082.
- Б р о в к о в Г.Н. Конкреции угленосных отложений аалена Дагестана//Там же. 1960. Т. 135, № 3. С.705-708.
- Б р о в к о в Г.Н. Основные черты диагенеза угленосных отложений аалена Дагестана//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 6. С.62-72.
- Б р о в к о в Г.Н., М о с к а л е н к о Т.А. Лептохлоритовый горизонт в отложениях средней юры Центрального Дагестана//Докл. АН СССР. 1961. Т.136. № 1. С.163-166.

- Б у а д з е В.И. Геологическое строение и условия формирования колчеданного месторождения Кизил-Дере (Дагестанская АССР) // Материалы Кавк. ин-та минерал. сырья (КИМС). Сер. геол. 1973. Вып. 10(12). С. 41-57.
- Б у а д з е В.И., И в а н и ц к и й Т.В., Д ж а н д ж а в а М.Н., А б а ш и д з е К.И. Колчеданное месторождение Кизил-Дере (Дагестанская АССР) и некоторые вопросы его генезиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 9. С. 80-96.
- Б у а д з е В.И., К а в и л а д з е М.И., М е л а ш в и л и Т.А. Истоппы серы и вопросы генезиса сульфидных залежей месторождения Кизил-Дере (Дагестанская АССР) // Геология рудных месторождений. 1973. № 3. С. 52-65.
- Б у н и н Г.Г. Краткий очерк геологии и петрографии изверженных пород верхней части р. Самур в Дагестане // Тр. Геол. ин-та Даг. фил. АН СССР. 1961. Вып. 2. С. 176-203.
- Б у т у з о в а Г.Д. Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря. Сообщ. 1. Минеральный состав рудного вещества // Литология и полез. ископаемые. 1984а. № 2. С. 8-22.
- Б у т у з о в а Г.Д. Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря. Сообщ. 2. Основные процессы минерало- и рудообразования во впадине Атлантик-П // Там же. 1984б. № 4. С. 11-32.
- Б у т у з о в а Г.Д. Особенности гидротермально-осадочного рудогенеза в рифтовой зоне Красного моря // Там же. 1985. № 5. С. 39-55.
- Б у т у з о в а Г.Д. К вопросу об источниках вещества в гидротермально-осадочном океанском рудогенезе. Сообщ. 1. Источники воды, газов, серы и формирование основного солевого состава рудообразующих растворов // Там же. 1986а. № 5. С. 3-18.
- Б у т у з о в а Г.Д. К вопросу об источниках вещества в гидротермально-осадочном океанском рудогенезе. Сообщ. 2. Источники рудообразующих элементов // Там же. 1986б. № 6. С. 3-18.
- Б у т у з о в а Г.Д., Л и с и ц и н а Н.А. Металлоносные осадки глубоководных впадин Красного моря // Там же. 1983. № 3. С. 16-31.
- Б у т у з о в а Г.Д., Л и с и ц и н а Н.А., А л е к с а н д р о в а В.А., Ш у р ы г и н а Е.В. Строение и вещественный состав рудоносной толщи впадины Атлантик П (Красное море) // Там же. 1980. № 3. С. 26-41.
- Б у т у з о в а Г.Д., Л и с и ц и н а Н.А., Л у б ч е н к о И.Д. О геохимических особенностях рудоносных осадков впадины Атлантик П (Красное море) // Там же. 1981. № 3. С. 35-46.
- Б у т у з о в а Г.Д., Ш т е р е н б е р г Л.Е., В о р о н и н Б.И., К о р и н а В.А. Самородные металлы в рудоносных осадках Красного моря // Там же. 1987. № 2. С. 122-126.
- В а л я ш к о М.Г. Генезис рассолов осадочной оболочки // Химия земной корн. М.: Мир. 1963. Т. 1. С. 253-277.
- В а л я ш к о М.Г., П о л и в а н о в а А.И., Ж е р е б ц о в а И.К. Экспериментальное исследование перемещения растворов разного удельного веса в пористых породах в связи с вертикальной гидрохимической зональностью // Геохимия. 1963. № 3. С. 312-329.
- В а с с о е в и ч Н.Б. Флиш и методика его изучения. Л.; М.: Гостоптехиздат. 1948. 216 с.
- В а с с о е в и ч Н.Б. Условия образования флиша. Л.; М.: Гостоптехиздат. 1951. 240 с.
- В а с с о е в и ч Н.Б. Опыт построения типовой кривой гравитационного ущощнения глинистых осадков // Новости нефт. техники. Сер. геол. 1960. Вып. 4. С. 15-30.
- В а х р а м е е в В.А., В а с и н а Р.А. Нижнеюрская и ааленская флора Северного Кавказа // Палеонтол. журн. 1959. № 3. С. 125-133.
- В и н о г р а д о в А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной корн // Геохимия. 1962. № 7. С. 555-571.
- В л а с о в а Н.К. Экспериментальное изучение процесса метаморфизации растворов морского галогенеза карбонатами и силикатами кальция: Автореф. дис. ... канд. геол.-минералогич. наук. М., МГУ. 1978. 22с.
- Г а в р и л о в Ю.О. Диагенетические преобразования в глинистых отложениях. М.: Наука. 1982. 100 с. (Тр. ИВН АН СССР; Вып. 364).

- Гаврилов Ю.О., Дубченко И.Ю. К геохимии ниже- и среднеюрских отложений Центрального Кавказа//Литоология и полез. ископаемые. 1985. № 5. С.89-110.
- Гаврилов Ю.О., Ципурский С.И. Глинистые минералы ниже- и среднеюрских отложений Западного Дагестана//Там же. 1987. № 1. С.105-121.
- Гарбаух Дж.У. Карбонатные коллекторы нефти//Карбонатные породы. М.: Мир. 1970. Т. 1. С.320-357.
- Гармаш А.А., Курбанов М.М. Условия локализаций и характерные особенности строения и состава медно-пирротинового месторождения Кизил-Дере в сланцевой пре Большого Кавказа//Рудоконтролирующие факторы и условия образования месторождений редких и цветных металлов в осадочных породах. М.: ВИМС. Препринт. Тезисы докл. 1979. С.107-108.
- Гасанов М.А. Особенности строения Капшагатского колчеданно-медно-полиметаллического месторождения//Тр. ЦНИГРИ. 1982. Вып. 168. С.69-72.
- Гинзбург И.И., Яницкий А.Л. Древняя кора выветривания на Малкинском змеиновом массиве на Северном Кавказе//Кора выветривания. 1952. Вып. 1. С.7-22.
- Гирин Ю.П. Изменение химического состава осадков на площади ранне-среднеплейстоценового бассейна Кавказской геосинклинали//Геохимия. 1982. № 9. С.1277-1290.
- Глаголева М.А. Формы миграции элементов в речных водах//К познанию диагенеза осадков. М.: Изд-во АН СССР. 1959. С.25-32.
- Гожик П.Ф., Митропольский А.Ю., Щербаков И.Б. и др. Геология и металлогения юго-западной части Красного моря. Киев: Наук. думка. 1988. 159 с.
- Голова Г.А. Гидрогеологические закономерности стратиформного рудообразования//Подземные воды и эволюция литосферы. М.:Наука. 1985. Т.1. С.19-36.
- Голубев В.С. К общей теории динамики метасоматоза//Геология руд. месторождений. 1970. № 6. С.92-102.
- Григорьев С.М. О связи между составом и свойствами горючих газов//Тр. Ин-та горючих ископаемых АН СССР. 1954. Т. 3. С.41-51.
- Григорьянц Б.В. Структурные соотношения мезозойских и кайнозойских отложений и возможные условия проявления инверсии на Юго-Восточном Кавказе//Геотектоника. 1982. № 4. С.25-40.
- Григорьянц Б.В., Алиев А.А. Структурная позиция и геохимическая характеристика грязевого вулканизма//Очерки по геологии Азербайджана. Баку: Тр. МГК. XXVI сессия. 1984. С.149-166.
- Григорьянц Б.В., Гусейн-Заде И.Г., Мустафаева М.Г. Структурные соотношения между мезозойскими и кайнозойскими комплексами отложений в зоне сочленения Горного Крыма и Большого Кавказа//Геотектоника. 1981. № 5. С.16-32.
- Гриненко В.А., Заири Н.М., Шадлун Т.Н. Полигенная природа сульфидов в стратиформных месторождениях//Геология руд. месторождений. 1974. № 1. С.66-75.
- Гроссгейм В.А. К палеогеографии Дагестана в караганское время//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 5. С.85-95.
- Грубенман У., Ниггли П. Метаморфизм горных пород. Л.; М.: ГОНТИ. 1933. 374 с.
- Гурешидзе Т.М. Конкреционный анализ терригенных формаций юры Южного склона Большого Кавказа: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: ВСЕГЕИ. 1986. 32 с.
- Гурешидзе Т.М., Рчеулишвили Н.Л., Розинова Е.Л. О псаммитовых конкрециях в юрских терригенных отложениях Южного склона Большого Кавказа//Сообщ. АН ГССР. 1984. Т. II4. № 2. С.353-356.
- Джанаелидзе А.И. Проблема Грузинской глыбы//Там же. 1942. Т.3, № 1/2. С.49-51.
- Джафаров Э.М., Юсифов Н.Ш., Алиев Р.М. О некоторых редких минералах в рудах Флизицхайского месторождения//Учен. зап. Азерб. ун-та. Сер. геол.-геогр.наук. 1967. № 5. С.18-24.
- Дзоценидзе Г.С. Влияние вулканизма на образование осадков. М.: Недра. 1965. 153 с.

- Дзюцендзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра. 1969. 343 с.
- Дзюцендзе Г.С. Горячие рассолы Красного моря и вопросы вулканогенно-осадочного рудообразования//Геология руд. месторождений. 1972. №5. С.3-21.
- Добринин В.М. Изменение максимальной первичной пористости песчаников на больших глубинах//Геология нефти и газа. 1968. № 9. С.44-49.
- Долгих А.Г. Новые данные о структуре Хнов-Борчинского рудного района//Тез. докл. У конф. по геологии и полез. ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки. 1980. Кн. I. С.141-143.
- Долгих А.Г., Черницын В.В. Магматизм Горного Дагестана и его рудоносность//Сов. геология. 1971. № 2. С.85-105.
- Дробышев Д.В. О глинистых сидеритах и сферосидеритах в прских отложениях Дагестана//Северный Кавказ - мощная сырьевая база СССР. Ростов н/Д. 1932. С.209-217.
- Джран Б., Оделл П. Кластерный анализ. М.:Статистика. 1977. 280 с.
- Ермаков В.И., Кобанова З.В., Вельдер В.Б. Катагенетическое преобразование прских отложений Кавказа и распределение в них зон, благоприятных для сохранения коллекторов//Изучение коллекторов нефти и газа, залегающих на больших глубинах. М.: Недра. 1977. С.165-168.
- Ефремов Н.Е. К генезису железорудных месторождений Керченского и Таманского полуострова//Сов. геология. 1938. № 5. С.74-91.
- Жабин А.Г. Эволюция текстурных форм сульфидов в яре Дагестана как иллюстрация предистории колчеданного рудообразования//Конкреции и конкреционный анализ. М.: Наука. 1977. С.49-51.
- Жабин А.Г. Онтогенез минералов. М.: Наука. 1979. 255 с.
- Жабин А.Г., Рябова Т.В. Гетерогенное медно-колчеданное месторождение Кизил-Дере в Дагестане//Геология руд. месторождений. 1971. №6. С.25-43.
- Жеребцова И.К. Закономерности поведения редких и рассеянных элементов в процессе стужения морской воды и особенности их распространения в природных рассолах: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., МГУ, 1969. 35 с.
- Жижченко Б.П. Методы палеогеографических исследований в нефтегазоносных областях. М.: Недра. 1974. 375 с.
- Заварицкий А.Н. О генезисе колчеданных месторождений//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1943. № 3. С.3-18.
- Зайцев И.К. Некоторые закономерности распространения и формирования подземных рассолов на территории СССР//Бюл. ВСЕГЕИ. 1958. Вып. I. С.123-136.
- Зайцев И.К. Гидродинамика артезианских бассейнов в современную и минувшие геологические эпохи//Методика палеогидрологических исследований. Ашхабад. 1970. С.53-61.
- Залманзон Э.С., Страхов Н.М. Задачи химического изучения осадочных пород и принципы их рационального анализа//Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат. 1957. Т. 2. С.5-29.
- Зарицкий П.В. Эволюция диагенетического минералообразования и конкрециобразования в каменноугольных отложениях Донецкого бассейна//XXIII Междунар. геол. конгр. М.: Наука. 1968. С.184-189.
- Зарицкий П.В. Конкреции и значение их изучения при решении вопросов угольной геологии и литологии. Харьков: Изд-во Харьк. ун-та. 1985. 176 с.
- Злотник-Хоткевич А.Г. Вещественный состав и генезис Флизиачского месторождения на Южном склоне Большого Кавказа: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., МГУ. 1970. 171 с.
- Злотник-Хоткевич А.Г. Минералого-геохимические особенности Флизиачского колчеданно-полиметаллического месторождения на Большом Кавказе//Закономерности размещения колчеданных месторождений в флизиачных толщах//Тр. ЦНИГРИ. 1982. Вып. 168. С.50-54.
- Злотник-Хоткевич А.Г., Перижняк Н.А. О фромбиальном пирите в колчеданных рудах//Геологич руд. месторождений. 1971. № 2. С.24-30.
- Зульфугаров С.Б. Структурные условия локализаций рудных залежей Флизиачского рудного поля: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Баку. 1969. 183 с.

- З у л ь ф у г а р о в С.Б., А х м е д о в Д.М. Физизчайское колчеданно-полиметаллическое месторождение//Разведка и охрана недр. 1968. №7. С.1-6.
- И в а н и ц к и й Т.В., Д ж а н г а в а М.И., А б а ш и д з е Ж.Н. Минералогия руд месторождения Кизил-Дере и геохимия селена и теллура в рудах//Геохимия некоторых металлогенных и редких элементов в магматических комплексах и рудных месторождениях Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 1970. С.24-32.
- И в а н о в Б.А. Взаимотношение процессов накопления осадков и складчатости на примере Арбатгарского месторождения бурого угля//Недра Восточной Сибири. Иркутск. 1940. С.35-42.
- И в а н о в Б.А. Структура и условия накопления осадков юго-восточной части Иркутского каменноугольного бассейна//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1950. № 6. С.35-45.
- И л ь ч у к М.Н., Б е з б о р о д о в Р.С., П о л и щ у к И.Б. и др. Геолого-структурное положение, Поисковые критерии и перспективная оценка медно-полиметаллического оруденения в Кнов-Борчинском и Калакор-Мачкалорском рудных полях Южного Дагестана. М.: Недра. 1975. 251 с.
- И с а е в Б.М. Роль тектоники и локализации колчеданного оруденения Белокано-Шекинской колчеданной провинции: Дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. Баку. 1972. 307 с.
- К а б а н о в а Е.С. Материалы по растворению минералов кремнезема в водных растворах//Кора выветривания. 1960. Вып. 3. С.14-32.
- К а д ь м о в О.Д. Литолого-фациальная обстановка накопления гидротермально-осадочного оруденения Катех-Гумбулчайской подзоны//Тр. ЦНИГРИ. 1982. Вып. 168. С.28-34.
- К а л е д а Г.А. О влиянии конседиментационных структур на формирование градуометрического и минерального состава отложений (на примере антиклинали Гальча-Баши, Южная Фергана)//Литология и полез. ископаемые. 1969. № 1. С.131-142.
- К а л е д а Г.А. Состояние и задачи изучения латеральной изменчивости отложений на тектонических структурах//Тр. ВНИГНИ. 1974. Вып. 160. С.12-30.
- К а п л а н И., С у и н и Р., Н и с с е н б а у м А. Изотопы серы в геотермальных рассолах и осадках Красного моря//Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир. 1974. С.229-256.
- К а р п о в а Г.В., Т и м о ф е е в а З.В. Постседиментационные изменения ааленских пород в структурно-фациальных комплексах Северного Кавказа//Литология и полез. ископаемые. 1971. № 5. С.97-107.
- К а р ц е в А.А. Катагенез и состав нефтей//Осадочно-миграционная теория образования нефти и газа. М.: Наука. 1978. С.124-127.
- К а р ц е в А.А., В а г и н С.Б., Б а с к о в Е.А. Палеогидрогеология. М.: Недра. 1969. 151 с.
- К а ш к а й М.А., А л и е в А.А. О некоторых сульфосолях в рудах Физизчая//Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1972. № 2. С.67-73.
- К а ш к а й М.А., А л и е в А.А., М а х м у д о в С.А., М у с т а ф а - з а д е Б.В. Пирротины Физизчайского колчеданно-полиметаллического месторождения (Азербайджан)//Минералы и парагенезисы минералов гидротермальных месторождений. Л.: Наука. 1974. С.51-54.
- К а ш к а й М.А., М а р т и р о с я н Р.А., А л и е в А.А. и др. Геохимия и минералогия колчеданных месторождений Южного склона Большого Кавказа (Белокано-Шекинская металлогенная зона). Баку: Элм. 1979. 208 с.
- К е р и м о в Г.И., М у с е й б о в К.И. Менегенит и гудmundит в рудах Физизчайского месторождения//Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1968. Ч. 97, вып. 6. С.706-712.
- К и к н а д з е З.Р. Закономерности формирования конкреций в рудовмещающих отложениях колчеданных месторождений Юго-Восточного Кавказа//Литология и полез. ископаемые. 1984. № 3. С.58-69.
- К и к н а д з е З.Р. Сравнительная литолого-геохимическая характеристика рудовмещающих и безрудных пород колчеданных месторождений Большого Кавказа Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1986. 20 с.
- К и с с и н И.Г., П а х о м о в С.И. О возможности генерации углекислоты в недрах при умеренно высоких температурах//Докл. АН СССР. 1967. Т. 174, №2. С.451-454.
- К и с с и н И.Г., П а х о м о в С.И. К геохимии углекислого газа в глубоких зонах подземной гидросферы//Геохимия. 1969. № 4. С.460-471.

- Ковалев В.А. Болотные минералого-геохимические системы. Минск: Наука и техника. 1985. 327 с.
- Ковалев В.А., Генералова В.А. О взаимодействии гуминовых и фульвокислот торфяных почв с железом//Почвоведение. 1967. №9. С.135-143.
- Ковалев В.А., Генералова В.А. Геохимические особенности миграции железа в современных торфяниках Белоруссии//Геохимия. 1969. № 2. С.210-220.
- Ковалев В.А., Генералова В.А., Жуховицкая А.Л. Природа и основные факторы формирования кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных свойств среды торфяных болот//Геохимическое изучение гидросферы. Минск: Наука и техника. 1977. С.104-136.
- Коньшева Р.А., Теодорович Г.И. Стадии изменения минерального и рассеянного органического вещества юрских отложений Юго-Восточного Кавказа//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 1. С.112-123.
- Корженевский А.А. О проблеме использования сферосидеритов юрских отложений на Северном Кавказе//Ежегодник Саратовского ун-та за 1955 г. Саратов. 1959а. С.25-32.
- Корженевский А.А. Об условиях формирования рудопровлений железа среди юрских отложений на Северном Кавказе//Там же. 1959б. С.40-65.
- Коронковский Н.В., Белов А.А. Геология Большого Кавказа и Предкавказья: достижения и проблемы//Геология и полез. ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука. 1987. С.5-20.
- Коссовская А.Г., Шуртов В.Д. Проблема эпигенеза//Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука. 1971. С.2-12.
- Кохадзе И.Р. Грузия в юрское время. Тбилиси: Изд-во АН ГрузССР. 1947. 371 с.
- Крамбейн В.С., Гаррелс Р.М. Происхождение и классификация химических осадков в зависимости от pH среды и окислительно-восстановительного потенциала//Термодинамика геохимических процессов. М.: Изд-во иностр. лит. 1960. С.25-42.
- Красильникова Н.А. Верхнелейасовые фосфориты Северного Кавказа//Геология горно-хим. сырья. 1955. Вып. 2. С.88-95.
- Краускопф К.Б. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования//Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит. 1963. С.210-233.
- Крейг Х. Геохимия и происхождение термальных рассолов Красного моря//Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир. 1974. С.96-140.
- Криштофович А.Н. Палеоботаника. Л.: Гостехиздат. 1957. 649 с.
- Крылов И.Н. Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. М.: Наука. 1967. 215 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 171).
- Крылов И.Н. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М.: Наука. 1975. 239с.
- Кудельский А.В. Вода, поровые растворы и литогенез//Подземные воды и эволюция литосферы. М.: Наука. 1985. Т. 1. С.106-124.
- Курбанов Н.К. Основные этапы формирования комбинированных медно-полиметаллических месторождений и их соотношение со стадиями эволюции альпийской терригенной геосинклинали Большого Кавказа//Тр. ЦНИГРИ. 1982а. Вып. 168. С.3-18.
- Курбанов Н.К. Критерии поисков и принципы прогнозирования комбинированных колчеданно-медно-полиметаллических месторождений в альпийской терригенной геосинклинали Большого Кавказа//Там же. 1982б. Вып. 168. С.87-97.
- Курбанов Н.К. Геологические основы прогноза цветных металлов в различных структурно-формационных зонах терригенной эвгеосинклинали Большого Кавказа//Там же. 1984. Вып. 189. С.58-70.
- Курбанов Н.К., Буадзе В.И., Твалчрелидзе А.Г. и др. Зона юрских сланцев Большого Кавказа//Колчеданные месторождения СССР. М.: Наука. 1983. С.38-58.
- Курбанов Н.К., Злотник-Хоткевич А.Г., Романов В.И. и др. Особенности колчеданно-полиметаллического оруденения Южного склона Большого Кавказа на примере Физизтайского месторождения//Тр. ЦНИГРИ. 1967. Вып. 75. С.23-36.
- Курбанов Н.К., Ибрагимов И.М. Особенности металлогенической

- зональности Белокано-Шекинской колчедановосной провинции (Южный склон Большого Кавказа)//Там же. 1971. Вып. 99. С.160-169.
- Курбанов Н.К., Ибрагимов И.М., Кадимов О.Д., Натиев В.Н. Особенности локализации колчеданно-полиметаллических месторождений Катех-Гамбулчайской рудоносной зоны (Южный склон Большого Кавказа) //Сов. геология. 1974. № 3. С.95-104.
- Курбанов М.М., Козачук Д.Т., Гусейнханов С.М. Новые данные о структурных условиях локализации месторождения Кизил-Дере//Тез. докл. У конф. по геологии и полез. ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки. 1980. Кн. I. С.243-245.
- Леворсен А. Геология нефти и газа. М.: Мир. 1970. 638 с.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука. 1974. 438 с.
- Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука. 1988. 309 с.
- Лурье А.М. Закономерности распределения свинцово-цинковой минерализации в междуречье Гава-Кассан. М.: Изд-во АН СССР. 1963. 147 с.
- Мазанов Д.Д. Об осадочно-метаморфогенном генезисе медно-сульфидного оруденения Южного склона Большого Кавказа в пределах Азербайджана//Учен. запiski Азерб. ун-та. Сер. геол.-геогр. наук. 1963. № 6. С.41-50.
- Мазанов Д.Д. Литология и генезис юрских отложений Большого Кавказа в пределах Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР. 1969. 270 с.
- Мазанов Д.Д. Особенности состава и генезиса юрских отложений Южного склона Большого Кавказа и связанного с ним стратиформного оруденения на примере Белоканского рудного поля//Учен. зап. Азерб. ун-та. Сер. геол.-геогр. наук. 1971. № 4. С.3-15.
- Македонов А.В. Парагенезис углей вмещающих пород, конкреций воркутинской свиты и методы прогноза угленосности//Тр. лаб. геологии угля АН СССР. 1956. Вып. 5. С.239-248.
- Македонов А.В. Конкреции глинистых пород//Фашиальные типы глинистых пород. Л.: Наука. 1973. С.96-132.
- Малинин С.Д. Система H_2O-CO_2 при высоких температурах и давлениях//Геохимия. 1959. № 3. С.235-245.
- Малинин С.Д. Физико-химическая характеристика углекислых терм//Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур. М.: Наука. 1965. С.1-75.
- Махнач А.А. Постседиментационные изменения межсолевых девонских отложений Припятского прогиба. Минск: Наука и техника. 1980. 198 с.
- Милановский Ш.Е., Халин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ. 1963. 357 с.
- Момот С.П. Об открытии нижнепермских красноцветных отложений в зоне Главного хребта Большого Кавказа (бассейн р.Баксан)//Тез. докл. III конф. по геологии и полез. ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки. 1968. С.9-10.
- Нарозули И.Г. Генетические особенности медно-пирротиновых и пирротин-полиметаллических месторождений Восточного Кавказа: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Киев. 1981. 38 с.
- Неймишев М.В. Геохимические ассоциации элементов-примесей в некоторых горизонтах кайнозойской пестроцветной формации Северного Тянь-Шаня//Рассеянные элементы в осадочных формациях Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1967. С.115-121.
- Неручев С.Г., Трофимук А.А., Рагозина Е.А. Основные этапы и количественная сторона генерации и эмиграции углеводородов из материнских пород//Генерация углеводородов в процессе литогенеза осадков. Новосибирск: Наука. 1976. С.161-167. (Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 330).
- Нестеров И.И. Уплотнение глинистых пород//Сов. геология. 1965. № 12. С.69-86.
- Новрузов Н.А., Амиров С.А. Типы руд Физличайского месторождения и особенности распределения в них элементов-примесей//Тр. ЦНИГРИ. 1982. Вып. 168. С.54-57.
- Овчинников Л.Н., Масалович А.М. Экспериментальное исследование гидротермального рудообразования. М.: Наука. 1981. 211 с.
- Осетров О.А. Медно-пирротинное месторождение Кизил-Дере (Сланцевый Дагестан)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 4. С.109-127.

- Осетров О.А. Сульфидные месторождения цветных металлов в сланцевых толщах. М.: Недра. 1978. 207 с.
- Осетров О.А., Безбородов Р.С., Слюняев А.А. Условия локализации и вещественный состав руд медно-широтининового месторождения Кизил-Дере//Изв. вузов. Сер. геология и разведка. 1970. № 6. С.27-45.
- Осетров О.А., Слюняев А.А. О тектоническом контроле оруденения на месторождении Кизил-Дере//Геология и разведка местных полезных ископаемых. М.: Ун-т дружбы народов. 1977. С.24-41.
- Осипова А.И. Условия образования доломитов в Ферганском заливе палеогенового моря. М.: Изд-во АН СССР. 1956. С.344-378. (Тр.ИИИ АН СССР. Вып.4)
- Осипова А.И. О катагенных изменениях нефтеносных карбонатных пород//Химия земной коры. М.: Наука. 1964. Т. 2. С.415-428.
- Паливода Н.К., Паливода А.А. Новое о генезисе стратиформного медноколчеданного месторождения Кизил-Дере в Дагестане в связи с находками органических остатков в рудах//Докл. АН СССР. 1975. Т.225, №2. С.426-427.
- Паливода Н.К., Паливода А.А. Органогенно-хемогенное рудообразование и роль метаморфизма в формировании медно-широтининового месторождения Кизил-Дере в Дагестане//Литология и полез. ископаемые. 1978. № 2. С.95-110.
- Паливода Н.К., Паливода А.А. О направлении поисковых работ с позиций осадочного генезиса медноколчеданных руд на юго-западном Хновском рудопоявлении рудного поля Кизил-Дере//Литолого-стратиграфические особенности мезозоя Дагестана в связи с поисками месторождений полезных ископаемых. Махачкала. 1979. С.152-154. (Тр. Ин-та геологии Даг.АССР. Вып.3 /22/)
- Панов Д.И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития//Геология Большого Кавказа. М.: Недра. 1976. С.154-207.
- Панов Д.И., Гущин А.И. Структурно-фацциальное районирование территории Большого Кавказа для ранней и средней юры и регионально-стратиграфическое расчленение нижне-среднеюрских отложений//Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука. 1987. С.124-139.
- Полищук И.Б. Геологическое строение Хнов-Борчинского рудного поля и условия формирования колчеданных месторождений Урупского и Кизил-Деринского поля: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М. 1977. 142 с.
- Полищук И.Б., Слюняев А.А. Колчеданное месторождение Кизил-Дере в Южном Дагестане//Изв. вузов. Геология и разведка. 1970. №6. С.102-120.
- Полянский Б.В. Этапы процессов раннемезозойского континентального осадконакопления в Средней Азии//Литология и полез.ископаемые. 1985. № 2. С.47-56.
- Пономарева В.В. О реакции взаимодействия группы креновой и апокреновой кислот (фульвокислот) с гидроокисями оснований//Почвоведение. 1949. № II. С.638-651.
- Попов В.И. Геологические условия формирования кайнозойских моласс Ферганы. Ташкент, 1940. 230 с.
- Рафальский Р.П. Растворимость сульфидов Zn, Pb и Ag в паратермальных растворах//Геохимия. 1982. № 12. С.1780-1797.
- Резников Н.В. Зональность рудных тел и первичных геохимических ореолов месторождения Кизил-Дере: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ессентуки. 1979. 204 с.
- Резников Н.В., Курбанов М.М. Зональность рудных тел и генезис колчеданного месторождения Кизил-Дере//Сов. геология.1978.№9.С.80-94.
- Робинсон В.Н. Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рек Лабы и Белой на Северном Кавказе. М.: Недра. 1932. 60 с. (Тр.ВГРО; вып. 226).
- Родзянко Н.Г., Нетребва А.В., Рылов В.Г. и др. К физико-химическим условиям образования медноколчеданного оруденения Северного Кавказа//Тез. докл. IV регион. совета по термосарогеским. процессам минералообразования. Ростов н/Д.: Изд-во Рост. ун-та. 1973. С.108-111.
- Романов В.И. Условия формирования и характер строения складчатых и разрывных структур Физизчайского рудного узла//Тр. ЦНИГРИ. 1982. Вып. 168. С.34-39.
- Романов В.И. Закономерности размещения и оценка перспектив скрытого

- колчеданно-полиметаллического оруденения Капдагско-Филизчайского рудного узла//Там же. 1984. Вып. 189. С.70-75.
- Романов Н.Т. Мезозойский магматизм Дагестана. Тектоника Восточного Кавказа в альпийское время//Геология СССР. Т. 9. Ч. I: Северный Кавказ. М.: Недра. 1968. С.634-644.
- Ронов А.Б., Гирин Ю.П., Казаков Г.А., Илхина М.Н. Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ//Геохимия. 1965. № 8. С.961-976.
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Хани В.Е. О достоверности количественных методов исследования в литологии и геохимии//Литология и полезные ископаемые. 1972. № 1. С.3-26.
- Ронов А.Б., Ратинский В.М. Метод установленных средних проб//Докл. АН СССР. 1952. Т. 86, № 4. С.779-782.
- Ростовцев К.О., Кипарисова Л.Д., Трусова Е.К. Объяснительная записка к проектам схемы стратиграфии триасовых отложений Кавказа. Л.: ВСЕГЕИ. 1973. 72 с.
- Ростовцев Н.И. О геологической истории юрского периода в восточной части Большого Кавказа//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 3. С.55-68.
- Русанов Н.К. Краткий геологический очерк верховьев р.Ахтычай в Южном Дагестане//Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ростов н/Д. 1938. Вып. 2. С.119-132.
- Рылов В.Г. К условиям формирования пирротиновой минерализации в пределах сланцевой полосы Горного Дагестана//IV конф. по геологии и полез. ископаемым Северного Кавказа. Тез. докл. Ессентуки. 1974. С.184-185.
- Рылов В.Г. Минералогические признаки поисково-оценочного прогнозирования колчеданного оруденения в Южном Дагестане: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ростов н/Д. 1978. 205 с.
- Рябова Т.В. Минералого-геохимические особенности руд медно-пирротинового месторождения Кизил-Дере: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.; 1975. 168 с.
- Сейфулин Р.С., Красников В.И. Физическая природа рудолокализующей роли прита//Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита: Забайк. фил. Геогр. о-ва СССР. 1968. С.156-158.
- Селицкий Ю.Б., Поляков В.А., Якубовский А.В., Исаев Н.В. Генезис сверхкрупных хлоридно-кальциевых рассолов Ангаро-Ленского артезианского бассейна по данным масс-спектрометрических определений дейтерия и O^{18} //Бюл. МОИП. Н.С. 1973. Т. 48, вып. 4. С.140-141.
- Сердюченко Д.П. Минералы коры выветривания на эмевиках реки Малки//Кора выветривания. 1952. Вып. 1. С.23-63.
- Ситковский И.Н. Белоканское месторождение медных руд в свете новых геологических данных. Баку: Зап. геол. трест. 1936. 120 с.
- Скинднер Б.Дж. Генетическое разнообразие гидротермальных рудных месторождений//Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир. 1982. С.10-27.
- Слензак И.Е. Изменение фаций в области солянокупольных структур Днепровско-Донецкой впадины//Тр. науч. совещ. по нефти, озокериту и природ. газу УССР. Киев. 1949. С.36-45.
- Слюняев А.А. Литологические особенности вмещающих пород, вещественный состав руд и некоторые вопросы генезиса месторождения Кизил-Дере: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М. 1971. 259 с.
- Смирнов В.И. Некоторые черты металлогении Большого Кавказа//Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа. Ставрополь. 1960. С.7-25.
- Смирнов В.И. Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишеидах Большого Кавказа//Докл. АН СССР. 1967. Т. 177. № 1. С.179-182.
- Смирнов В.И. Колчеданные месторождения//Генезис эпигенных рудных месторождений. М.: Недра. 1968. С.2-24.
- Смирнов В.И., Гончарова Т.Я. Палеозойские вулканогенные комплексы Северного Кавказа и связанные с ними колчеданные месторождения//Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР. 1960а. Т. 3. С.15-32.

- Смирнов В.И., Гончарова Т.Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960б. № 2. С.3-15.
- Смирнов В.И., Казанский В.И. Колчеданное месторождение Раммельсберг//Геология руд. месторождений. 1972. № 6. С.11-27.
- Соколов В.А. Геохимия природных газов. М.: Недра. 1971. 214 с.
- Соловкин А.Н. Интрузии юго-восточной части Кавказского хребта//Изв. АН АзССР. Сер. геол. 1952. № 2. С.39-48.
- Сорский А.А., Шолпо В.Н. История развития и механизм образования корочатых складок известнякового Дагестана//Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Наука. 1962. С.134-170.
- Стащук М.Ф. Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М.: Недра. 1968. 272 с.
- Степанов П.И. Геология месторождений ископаемых углей и горючих сланцев. М.; Л.: ОНТИ. 1937. 442 с.
- Страхов Н.М. Основы исторической геологии. М.; Л.: Гостеолтехиздат. 1948. Ч. 2. 396 с.
- Страхов Н.М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 5. С.12-49.
- Страхов Н.М. К познанию диагенеза//Вопросы минералогии осадочных образований. Львов. 1956. Кн. 3/4. С.7-26.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР. 1960. Т.1. 210 с.; Т.2. 570 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР. 1962. Т.3. 531 с.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Гостеолтехиздат. 1963. 530 с.
- Страхов Н.М. К теории геохимического процесса в гумидных зонах//Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука. 1968. С.102-132.
- Страхов Н.М. Бурение на дне океанов и его значение для познания последнего литогенеза//Литология и полезные ископаемые. 1971. № 5. С.3-27.
- Страхов Н.М. Баланс редукционных процессов в осадках Тихого океана//Там же. 1972. № 4. С.65-92.
- Страхов Н.М., Залманзон Э.С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 1. С.3-44.
- Страхов Н.М., Залманзон Э.С., Глаголева М.А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. М.: Изд-во АН СССР. 1959. 223 с. (Тр. ИГиН АН СССР. Вып. 23).
- Тукалов Н.А. Гидротермально-осадочное оруденение Гойтско-Тфанской металлогенической зоны//Тр. ЦНИГРИ. 1982. Вып. 168. С.24-28.
- Улейманов С.М., Алиев Г.И., Велиев Г.А. Вещественный состав и стадийность минералообразования колчеданно-медно-пирротиновых и полиметаллических руд Ихих-Чугайской зоны Южного склона Большого Кавказа//Учен. зап. М-ва высш. и сред. образования АзССР. Сер. геол.-геогр. 1976. № 3. С.3-8.
- Ултанов А.Д., Мазанов Д.Д. Геохимическая специализация ааленских отложений Белокапо-Закапальского района (медь, свинец, цинк в рудовмещающих отложениях)//Вопросы минералогии, геохимии и петрологии Азербайджана. Баку: Злм. 1981. С.107-120.
- Тарасов И.И. Сравнительная характеристика руд и конкреций рудовмещающих толщ месторождения Кизил-Дере//Геология и горное дело. М.: Недра. 1975. С.15-19.
- Твалчрелидзе А.Г. Некоторые черты геологического строения и вещественного состава руд Кацрагского колчеданно-полиметаллического месторождения//Материалы Кавк. ин-та минерал. сырья (КИМС). Сер. геол. 1973. Вып. 10 (12). С.73-85.
- Твалчрелидзе А.Г. Генезис медно-пирротиновых руд Горной Абхазии. Тбилиси: Мецниереба. 1978. 227 с.
- Твалчрелидзе А.Г., Ярошевич В.З. Геологическое строение

- медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических месторождений Южного склона Большого Кавказа и условия их локализации//Генезис стратиформных колчеданных месторождений. М.: Недра. 1981. 127 с.
- Твалчрелидзе Г.А. Металлогенетическая характеристика главных типов эвгеосинклиналей//Сов. геология. 1972. № 12. С.26-42.
- Твалчрелидзе Г.А., Исмаилова Н.А. Минералогия руд Физличайского месторождения//Докл. АН СССР. 1964. Т. 154. № 4. С.848-850.
- Теодорович Г.И. Учение об осадочных породах. Л.:ГОНТИ.1958. 372 с.
- Тимофеева З.В. К вопросу об условиях формирования рудных скоплений железа в диагенезе//Докл. АН СССР. 1961. Т. 140. № 5. С.1170-1173.
- Тимофеева З.В. Фашиально-геохимические условия образования диагенетических сидеритовых руд (на примере верхнеааленских отложений Дагестана)//Литология и полез. ископаемые. 1963а. № 1. С.88-107.
- Тимофеева З.В. Сидеритность мелководно-морских и дельтовых отложений и факторы, ее определяющие//Дельтовые и мелководно-морские отложения. М.: Изд-во АН СССР. 1963б. С.174-179.
- Тимофеева З.В. Некоторые черты литологии и геохимии железистых пород и руд плато Бечасын (Северный Кавказ)//Литология и полез. ископаемые. 1966. № 1. С.33-48.
- Тимофеева З.В. Геохимия железа, фосфора и марганца в ааленском бассейне Северного Кавказа//Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука. 1968. С.270-284.
- Тимофеева З.В., Кузнецова П.П. Диагенетические анкериты ааленских отложений Дагестана//Докл. АН СССР. 1964. Т.159, №3. С.572-575.
- Тугуши Ф.В. Ореолы первичного рассеяния типоморфных элементов вокруг рудных тел Кизил-Даринского медно-пирротинового месторождения (Горный Дагестан)//Тр. КИМС. Полез. ископаемые. 1969. Вып. 8/10. С.111-125.
- Тугуши Ф.В. Распределение типоморфных химических элементов в почвенных горизонтах месторождения Кизил-Дере (Горный Дагестан)//Там же. 1971. Вып. 9/11. С.265-278.
- Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды и земной коре. М.: Мир. 1981. 436 с.
- Фесенко Г.С. Строение и минералого-геохимические особенности зоны окисления месторождения Кизил-Дере: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГРИ. 1973. 162 с.
- Фивег М.П. Карта соляных отложений СССР. Л.: Недра. 1959.
- Фролов В.Т. Фашиальные условия образования карбонатных конкреций среднеюрских и верхней части нижнеюрских отложений Дагестана//Докл. АН СССР. 1958. Т. 122. № 6. С.1094-1097.
- Фролов В.Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований на примере юрских отложений Дагестана. М.: Изд-во МГУ. 1965. 180 с.
- Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра. 1984. 222 с.
- Хани В.Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку: Азнеф-теиздат. 1950. 250 с.
- Хани В.Е., Афанасьев С.В., Бурлин Ю.К. и др. Новые данные по геологии Северо-Западного Кавказа//Материалы по геологии и металлогении Центрального и Северо-Западного Кавказа. М.: Изд-во МГУ. 1960. Т.2. С.47-65.
- Хайретдинов И.А. Основы электрохимии литогенеза и гидротермального процесса. М.: Наука. 1982. 263 с.
- Халифа-Заде Ч.М. К вопросу о нефтепроизводящем характере глинистых пород средней юры Юго-Восточного Кавказа//Докл. АН СССР. 1957. Т.114. № 4. С.869-872.
- Халифа-Заде Ч.М. О генезисе присамурского месторождения сидеритов Южного Дагестана//Там же. 1959. Т. 126. № 2. С.371-374.
- Халифа-Заде Ч.М. Геолого-минералогическая характеристика и генезис сидеритовых залежей Дагестана//Сов. геология. 1962а. № 7. С.15-24.
- Халифа-Заде Ч.М. Минералогическая и геохимическая зональность сидеритовых залежей Дагестана//Изв. вузов. Геология и разведка. 1962б. № 3. С.70-84.

- Халифа-Заде Ч.М., Аббасова С.М. Сидеритовые залежи Дагестана. М.: Изд-во АН СССР. 1963. 134 с.
- Халифа-Заде Ч.М., Магомедов А.М. Среднеюрские отложения восточной части Большого Кавказа. М.: Наука. 1982. 276 с.
- Хендрикс Р., Рейсбик Ф., Махаффи Э. и др. Химический состав осадков и иловых вод из впадин Атлантик П. Дискавери и Чейн//Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир. 1974. С.194-228.
- Хитаров Н.И. Вопросы формирования гидротермальных растворов//Тр. лаб. вулканологии АН СССР. 1961. Вып. 19. С.34-44.
- Хитаров Н.И., Малинин С.Д. О равновесных фазовых отношениях в системе H_2O-CO_2 //Геохимия. 1958. № 7. С.678-679.
- Холодов В.Н. О некоторых критериях первичности или вторичности битумов//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 4. С.76-88.
- Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука. 1973. 279 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 251).
- Холодов В.Н. Песчаный диапризм - новая сторона катагенетических процессов. Ст. 1. Морфология, состав и условия образования песчаных даек и горизонтов с включениями в миоцене Восточного Предкавказья//Литология и полез. ископаемые. 1978а. № 4. С.50-67.
- Холодов В.Н. Песчаный диапризм - новая сторона катагенетических процессов. Ст. 2. Механизм образования и геологическое значение песчаных даек и горизонтов с включениями в миоцене Восточного Предкавказья//Там же. 1978б. № 5. С.52-64.
- Холодов В.Н. Формирование газоводных растворов в песчано-глинистых толщах элизионных бассейнов//Седикахиты на разных этапах литогенеза. М.: Наука. 1982а. С.120-156.
- Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза. Ст. 1. Инфильтрационный и гравитационно-рассольный катагенез//Литология и полез. ископаемые. 1982б. № 3. С.3-22.
- Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза. Ст. 2. Элизионный катагенез //Там же. 1982в. № 5. С.15-32.
- Холодов В.Н. Роль регионального катагенеза в формировании газоводных термальных растворов (К теории стратиформного рудообразования)//Условия образования редкометалльных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. М.: Наука. 1982г. С.15-16.
- Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Наука. 1983а. 152 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 372).
- Холодов В.Н. Формирование газоводных растворов в песчано-глинистых толщах элизионных бассейнов//Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Наука. 1983б. С.28-45.
- Холодов В.Н. Типы катагенеза и осадочно-гидротермальное рудообразование//Подземные воды и эволюция литосферы. М.: Наука. 1985. Т. 1. С.226-253.
- Холодов В.Н. Условия образования и вторичные изменения красноцветных формаций как факторы формирования стратиформного оруденения//Формации осадочных бассейнов. М.: Наука. 1986. С.14-37.
- Холодов В.Н. Проблемы доломитообразования на современном уровне развития литологии//Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука. 1988. С.3-23.
- Холодов В.Н., Абрамов А.В., Кикнадзе З.Р., Недумов Р.И. Опыт применения кластерного анализа к оценке распределения химических элементов в рудоносных отложениях колчеданного месторождения Кизил-Дере//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 1. С.20-45.
- Холодов В.Н., Гаврилов Ю.О. О закономерностях распределения малых элементов в чокракско-караганских отложениях р.Ярыксу//Литология и полез. ископаемые. 1974. № 6. С.103-117.
- Холодов В.Н., Гаврилов Ю.О. Кластические дайки в миоценовых отложениях Восточного Предкавказья//Докл. АН СССР. 1977. Т. 237. № 6. С. 1463-1466.
- Холодов В.Н., Гаврилов Ю.О., Градусов Б.П., Чижикова Н.П. Глинистые минералы в чокракско-караганских отложениях Восточного Предкавказья//Литология и полез. ископаемые. 1977. № 2. С.63-80.

- Холодов В.Н., Кикнадзе З.Р. Геохимические аспекты генезиса медноколчеданного месторождения Кизил-Дере//Условия образования редкометалльных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. М.: Наука. 1982. С.88-89.
- Холодов В.Н., Кикнадзе З.Р. О роли рудомещающих пород при формировании медноколчеданного месторождения Кизил-Дере//Докл. АН СССР. 1983а. Т. 268. № 3. С.669-672.
- Холодов В.Н., Кикнадзе З.Р. Геохимические аспекты генезиса руд медноколчеданного месторождения Кизил-Дере//Геология руд. месторождений. 1983б. № 3. С.32-47.
- Холодов В.Н., Комарова Г.В., Кондратьева И.А. О влиянии конседиментационной складчатости на процесс карбонатообразования. Ст. I. Роль тектонических структур в формировании фацialsных особенностей карбонатных пород//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № II. С.39-60.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И. Об уплотнении среднемиоценовых глин Восточного Предкавказья на разных стадиях породообразования//Докл. АН СССР. 1978. Т. 240. № 2. С.423-426.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И. Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья. М.: Наука. 1981. 205 с.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И. Роль органического вещества на ранней стадии формирования "черных сланцев"//Седикахиты на разных этапах литогенеза. М.: Наука. 1982. С.135-147.
- Черненко Ю.Д., Фесенко Г.С., Князев Г.И. Роль структурно-магматических факторов в локализации медноколчеданного месторождения Кизил-Дере//Сов. геология. 1975. № 12. С.133-138.
- Чихрадзе Г.А. К вопросу о минеральном составе пелитового осадка раннеюрской геосинклинали Южного склона Большого Кавказа//Литология и полез. ископаемые. 1971. № 6. С.143-146.
- Чихрадзе Г.А. Литология ниже-и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. 1979. 203 с.
- Чичинадзе Л.Д. Структура Капдагско-Мазымчайского рудного поля (восточная часть зоны Южного склона Большого Кавказа): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Тбилиси. 1984. 42 с.
- Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат. 1958. 416с.
- Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и развитие Азербайджанской части Южного склона Большого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР. 1956. 223 с.
- Шихалибейли Э.Ш., Агаев В.Б. Большой Кавказ. Нижняя и средняя яра//Геология СССР. М.: Недра. 1972. Т. 47. С.46-57.
- Шолпо В.Н. Типы и условия формирования складчатости сланцевого Дагестана. М.: Наука. 1964. 167 с.
- Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра. 1978. 176с.
- Шульц С.С., Брунс Е.П. Структурно-фацialsный анализ отдельных конседиментационных складок//Вопр. геологии Азии. 1955. Т. 2. С.24-36.
- Шутов В.Д. Граувакки. М.: Наука. 1972. 345 с.
- Щербakov А.В., Козлова Н.Д., Смирнова Г.Н. Газы термальных вод. М.: Наука. 1974. 218 с.
- Щербина В.В. Комплексные соединения и привнос химических элементов в зоне гипергенеза//Геохимия. 1956. № 5. С.54-60.
- Щербина В.В. Основы геохимии. М.: Недра. 1972. 295 с.
- Эмери К., Хант Дж., Хейс Э. Общий обзор проблемы термальных расолов и рудных осадков Красного моря//Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир. 1974. С.7-25.
- Энгельгардт В. Поровое пространство осадочных пород. М.: Недра. 1964. 230 с.
- Юсифов Н.И. Тектурные типы и минеральный состав руд Флизахайского месторождения: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Баку. 1969. 214 с.
- Васкерг Н. Metalliferous sediments of hidrothermal origin from the Red Sea//Mar. miner. deposits - new res. results and econ. prospects: Proc. Claustaler. workshop, Sept. 1982. Essen. 1982. P.102-136.

- B a s t i n E.S. The problem of natural reduction of sulphates//Bull. Amer. Assoc. petrol. Geol. 1926. N 10. P.1281-1299.
- B i s c a y e P.E. Mineralogy and sedimentation of deep-sea sediments: fine fraction in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans//Yale Univ. Rep. Geol. Geochem. Techn. 1964. Vol. 8. P.67-82.
- B ü r s t J.F. Postdiagenetic clay-mineral environmental in the gulf coast //Eocene proc. VI Nat. conf. clays clay miner. Couskil. 1959. P.82-98.
- B ü r s t J.F. Diagenesis of gulf coast clay sediments and its possible relation to petroleum migration//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1969. Vol. 53, N 1. P.73-93.
- C l a y t o n R.N., F r i e d m a n I., G r a g D.L. et al. The origin of saline formation waters. 1.Isotopic composition//J. Geophys. Res. 1966. Vol. 71. P.3869-3882.
- E l l i s A.J. The solubility of calcite in carbon dioxide solutions//Amer. J. Sci. 1959. Vol. 257, N 5. P.354-365.
- H a r t m a n n M. Atlantic-II deep geothermal brine system. Hydrographic situation in 1977 and changes since 1965//Deep-Sea Res. 1980. Vol. 27, N 2. P.164-174.
- H e l g e s o n H.C. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures//Amer. J. Sci. 1969. Vol. 267, N 5. P.729-804.
- H e n b e s t L.G. Unusual nuclei in oolites from the Morrow group near Fayetteville Arkansas//J. Sediment. Petrol. 1945. Vol.15, N 1. P.82-98.
- H e n b e s t L.G. Diagenesis in oolitic limestones of Morrow (Early Pennsylvanian). Age in North-Western Arkansas and adjacent Oklahoma//Geol. Surv. Prof. Pap. 1968. Vol. 594. P.31-58.
- M a n h e i m F.g. Red Sea geochemistry//Initial report of the DSDP. Vol.23. Wash. (D.C.): Gov. print. off. 1974. Vol. 23. P.975-998.
- M i l l e r J.P. A portion of the system $\text{CaCO}_3\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ with geological implication//Amer. J. Sci. 1952. Vol. 250. N 3. P.1112.
- M o r e y G.M. The action of water on calcite, magnesite and dolomite//Amer. Miner. 1962. Vol. 47. N 11/12. P.1456-1460.
- O k a m o t o G., T a k e s h i O., K a t s u m i G. Properties of silica in water//Geochim. et Cosmochim. acta. 1957. Vol. 12. N 1/2. P.321-343
- P a r r y E.A., H o w e r J. Late-stage dehydration in deeply buried pelitic sediments//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1972. Vol. 56. N 10. P.1178-1191.
- P o w e r s M.C. Adjustment of clays to chemical change and the concept of the equivalence level, clays clay mineral//Clays and Clay Miner. 1959. Vol. 6. P.309-326.
- S a k a i H. Fractionation of sulfur isotopes in nature//Geochim. et Cosmochim. acta. 1957. Vol. 12. N 1/2. P.150-169.
- S e g n i t E.R., H o l l a n d H.D., B i s c a r d i C.J. The solubility of calcite in aqueous solutions. 1.The solubility in calcite in water between 750 and 200° at CO_2 , pressure up to 60 atm//Ibid. 1962. Vol. 26. N 7. P.1301-1331.
- S h a n k s W.C., B i s c h o f f G.L. Geochemistry, sulfur isotope composition, and accumulation on rates of Red Sea geothermal deposits//Econ. Geol. 1980. Vol. 75. P.445-459.
- T o l a n d e V.G. Oxidation of organic compounds with aqueous sulfate//J. Amer. Chem. Soc. 1960. Vol. 82. P.156-175.
- V i n e J.D., T o u r t e l o t E.B. Geochemistry of Lower Eocene sandstones in the Rocky Mountain region//Geol. Surv. Prof. Pap. 1973. Vol.789. P. 36.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	3
Глава первая. Основные черты геологического строения района исследования	7
Общая характеристика региона	7
Геология и рудоносность медно-колчеданных и полиметаллических сульфидных месторождений	14
Глава вторая. Литология рудовмещающих отложений	41
Типы пород белоканской и верхнеялахкамской свит	45
Фациально-палеогеографические условия образования рудоносных отложений	62
Глава третья. Конкреции и рудные тела месторождений как результат вторичных преобразований	75
К минералогии и геохимии конкреций белоканской и верхнеялахкамской свит	75
О последовательности образования конкреций, стратиформных залежей и жильных рудных тел	89
Глава четвертая. Геохимическая характеристика рудосодержащих и безрудных отложений районов месторождений Кизил-Дере и Филизчай	95
Закономерности распределения химических элементов в пределах рудных полей месторождений Кизил-Дере и Филизчай	96
Закономерности распределения химических элементов в зоне активно проявившихся процессов катагенеза и динамометаморфизма.	104
Об аномальном распределении химических элементов в рудосодержащих отложениях зоны интенсивного катагенеза и динамометаморфизма	114
Опыт применения кластерного анализа к оценке интенсивности эпигенетических процессов	124
Глава пятая. О происхождении колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Большого Кавказа	132
К истории изучения вопроса	132

Общая схема колчеданно-полиметаллического рудогенеза	I41
Седиментационно-диагенетическое образование рудоматеринских сидеритоносных толщ	I44
Катагенетическое образование протопиритовых руд	I53
Гидротермальное образование полиметаллических руд	I65
Метаморфогенно-гидротермальное образование пирротиновых руд . .	I69
Литература	I71

C O N T E N T S

Introduction	3
Chapter one. Main features of the geologic structure of the study area	7
General characteristic of the region	7
Geology and ore content of copper pyrite and polymetallic sulfide mineral deposits	14
Chapter two. Lithology of the enclosing rocks	41
Type of rocks of Belokamskaya and Verkhneyalakhkamskaya suites	45
Facies-paleogeographic environments of ore-bearing sequences	62
Chapter three. Concretions and ore bodies of the deposits as a result of secondary alterations	75
On mineralogy and geochemistry of Belokamskaya and Verkh- neyalakhkamskaya concretions	75
On the sequence of formation of concretions, stratigraphic occurrences and vein ore bodies	89
Chapter four. Geochemical characteristic of ore-bearing and ore-free sequences of Kizil-Dere and Filiz-chai regions	95
Patterns of distribution of chemical elements over ore fields of Kizil-Dere and Filiz-chai deposits	96
Patterns of distribution of chemical elements in the zone of active katagenesis and metamorphism	104
On the anomalous distribution of chemical elements in the ore-bearing sequences of the zone of intense ka- tagenesis and dynamorphism	114
Application of cluster analysis for the evaluation of katagenetic intensity	124
Chapter five. On the origin of pyrite and pyrite-polymetallic deposits of the Great Caucasus	132
On the history of the problem	132

General scheme of pyrite-polymetallic ore genesis	I4I
Sedimentary-diagenic formations of ore source siderite sequences	I44
Katagenic genesis of proto-pyrite ores	I53
Hydrothermal genesis of polymetallic ores	I65
Metamorphic hydrothermal formation of pyrrhotite ores . .	I69
References	I7I

Научное издание

ХОЛОДОВ Владимир Николаевич
КИКНАДЗЕ Зураб Ревазович

КОЛЧЕДАННЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ
БОЛЬШОГО КAVKAZA

Труды ГИН, вып.419

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом

Редактор М.А.Яценко

Художественный редактор И.Ю.Нестерова
Технический редактор Н.В.Вишнева

ИБ № 39821

Подписано к печати 17.05.89. Т - 10326

Формат 70x100/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная

Усл. печ. л. 15,6. Усл. кр.-отт. 15,9. Уч.-изд. л. 16,4

Тираж 550 экз. Тип. зак. 1589. Цена 3р.30к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д.90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

