

1587

И. Л. ВАСИЛЬЕВ

**ГЕОЛОГИЯ
ЕРАВНИНСКОГО
РУДНОГО
ПОЛЯ**

57056

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
БУРЯТСКИЙ ФИЛИАЛ

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 14

И. Л. ВАСИЛЬЕВ

ГЕОЛОГИЯ ЕРАВНИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

(стратиграфия, фации осадков
и палеогеография)

Ответственный редактор
канд. геол.-мин. наук С. А. Гурулев



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1977



УДК 553.44+551.8(571.54)

Рассмотрены стратиграфия, фации, палеогеографические и палеотектонические условия формирования нижнекембрийских отложений Еравнинского рудного поля (Центральная Бурятия), вмещающих стратиформные месторождения и проявления колчеданных свинцово-цинковых, гематитовых, сульфидно-гематитовых и магнетитовых руд. Установлен литолого-стратиграфический и биостратиграфический контроль стратиформного оруденения. На основании детальных палеофациальных и палеогеографических реконструкций приводится характеристика гидротермально-осадочного рудообразования, приведшего к формированию стратиформного оруденения; процесс рудоотложения рассматривается как составная часть общего хода осадконакопления в области активного вулканизма. Показана роль рифогенных построек в локализации рудных концентраций.

Книга рассчитана на стратиграфов, литологов, геологов-рудников.

В $\frac{20803-801}{055(02)-77}$ 160-77

© Издательство «Наука», 1977.

ВВЕДЕНИЕ

За последнее десятилетие в нижнекембрийских и верхнепротерозойских толщах Западного Забайкалья открыты богатые колчеданно-полиметаллические месторождения стратиформного типа, являющиеся крупнейшей базой для производства цинка, свинца и серной кислоты. Перед исследователями встала задача всестороннего изучения генезиса, состава и оценки этого нового для данного региона типа оруденения. Выяснение генезиса и масштаба стратиформного оруденения потребовало в равной мере детального исследования условий образования рудных залежей и вмещающих пород. Между тем проведенное до сих пор изучение стратиформных месторождений Западного Забайкалья не сопровождалось достаточно детальными литолого-фациальными, палеогеографическими и палеотектоническими реконструкциями. Актуальностью этих реконструкций, без которых условия формирования рудоносных толщ не могут быть освещены в полной мере, и объясняется появление настоящей работы.

Выбор Еравнинского рудного поля в качестве района исследования обусловлен наличием богатейшего по запасам Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения и других проявлений колчеданных, магнетитовых, гематитовых руд, а также ярко выраженным стратиформным характером рудных залежей. Сравнительно слабые метаморфические преобразования нижнекембрийских отложений позволяют выяснить условия их накопления, а несколько необычный для районов колчеданных месторождений состав рудоносной толщи и в первую очередь наличие рифогенных построек — интересные особенности ее становления.

Предыдущее изучение рудного поля было посвящено главным образом Озерному месторождению и другим перспективным участкам. Подробное описание месторождения, состава руд и вмещающих пород было получено при геологоразведочных и тематических работах, проведенных А. С. Филько и др. (1967), А. С. Филько, Р. С. Тарасовой (1969), И. Н. Бабкиным (1971), А. А. Малаевым, Е. П. Мироновым, Л. П. Хряниной, И. В. Крейтер, Г. С. Риппом, В. В. Андреевым (1969), Б. К. Алкалаевым и др. В. С. Кормилицын (1966, 1968) охарактеризовал Озерное месторождение как вулканогенно-осадочное и этим положил начало изучению процесса гидротермально-осадочного рудоотложения в Еравнинском рудном поле. Вулканогенно-осадочное происхождение основной массы колчеданных залежей месторождения детально обосновано Э. Г. Дистановым, Р. С. Тарасовой и др. (Дистанов, 1972; Дистанов и др., 1972; Тарасова и др., 1972). Ряд особенностей процесса рудоотложения освещен В. В. Демидовым (1969), А. И. Бусленко (1970), К. Р. Ковалевым и др. (1971), Н. С. Скрипченко (1972), П. Я. Ярошем (1973). Текстуры и структуры руд подробно изучались Э. Г. Дистановым и К. Р. Ковалевым (1975).

Менее детально изучена остальная часть рудного поля. Представление о его геологическом строении получено при геологостемячных, поисковых, геофизических и тематических работах, проведенных Б. К. Алкалаевым, В. Г. Беличенко, В. А. Варламовым, Д. В. Ветровым, Б. К. Виноградовым, Г. А. Гусаревичем, Б. А. Далматовым, А. И. Донцом, Э. Н. Зеленым, Л. Л. Зоричевой, М. А. Колосовым, Б. А. Литвиновским, А. С. Мартосом, Н. Е. Матюхиным, М. А. Нефедьевым, В. И. Пановым, Э. П. Периновой, А. А. Сливинским, Г. П. Русиным, И. Ф. Рындиным, М. М. Язмиром и др.

Предыдущие исследования недостаточно полно раскрыли условия формирования рудоносной толщи, историю геологического развития рудного поля в нижнем кембрии. По-прежнему остро дискуссионным оставался вопрос о генезисе рудных залежей на большинстве участков. Этому немало способствовало отсутствие необходимой основы для реконструкции процесса гидротермально-осадочного рудоотложения в пределах всего Еравнинского рудного поля и, прежде всего, детальной сводной схемы стратиграфии региона, литолого-фациальных и палеогеографических построений, иллюстрированных крупномасштабными картами. Предпринятые ранее палеофациальные построения были схематичными (В. А. Варламов с соавторами) или рассматривали формирование вмещающих толщ в отрыве от процесса рудоотложения (Донец, 1972).

В связи с этим главной задачей предпринятых нами исследований явилось реконструирование процесса накопления нижнекембрийской вулканогенно-осадочной толщи и гидротермально-осадочного рудообразования как составной части этого процесса на основании детальных литолого-фациальных, палеогеографических и палеотектонических построений.

Выполнение поставленной задачи потребовало комплекса детальных исследований: 1) выяснения структуры рудного поля; 2) создания детальной сводной схемы стратиграфии нижнекембрийских отложений Еравнинского рудного поля, выяснения особенностей размещения стратиформного оруденения в стратиграфическом разрезе; 3) литолого-фациального анализа рудоносной толщи; 4) палеофациальных и палеогеографических реконструкций основных периодов накопления рудоносной толщи; 5) характеристики совокупности взаимосвязанных процессов, обусловивших накопление вмещающих вулканогенно-осадочных отложений и рудных залежей; 6) выявления палеотектонических факторов становления рудоносной толщи.

Выбранный методический подход основывается на теории вулканогенно-осадочного рудообразования, изложенной в работах А. Н. Заварицкого, В. И. Смирнова, С. Н. Иванова, Г. С. Дзоценидзе и др. Исследования В. И. Смирнова (1964, 1968) раскрыли основные черты вулканогенно-осадочного рудоотложения в связи с развитием геосинклинальных систем и особенностями вулканизма. Обобщающие теоретические работы (Дербинов, 1962; Иванов, 1966; Щерба, 1964, 1965, 1968; Дзоценидзе, 1969; Попов, 1971, 1973; В. Кузнецов и др., 1972; Дистанов и др., 1971; Скрипченко, 1964, 1972; Нечухин, 1973; Ватанабе, 1973), изучение районов современного гидротермально-осадочного рудоотложения (Бутузова, 1966; Bischoff, 1969; Лебедев, 1967, 2; Bischoff, Sayles, 1972; Дзоценидзе, 1972; Бишофф, 1974; Эмри и др., 1974) показали особенности вулканогенно-осадочного рудоотложения, физико-химические условия накопления руд, связь зон рудоотложения с определенными типами структур, позволили рассмотреть гидротермально-осадочный рудный процесс как составную часть общего хода осадконакопления. Между тем в большинстве работ по конкретным месторождениям в силу тех или иных причин, большей частью из-за наложенных метаморфических преобразований, указанные особенно-

сти не раскрыты с достаточной глубиной. Предпринятыми реконструкциями мы надеемся в какой-то мере восполнить этот пробел.

Предлагаемая работа написана по результатам наших исследований, проведенных в Бурятском геологическом управлении (БГУ) в 1966—1967, 1970—1971 гг. и в Геологическом институте (ГИН) Бурятского филиала СО АН СССР (1971—1975 гг.). Помимо общегеологических, петрографических и петрохимических данных отражены результаты геофизических и палеонтологических исследований Еравнинского рудного поля.

При написании работы, особенно гл. II, составлении геологической карты и опорных разрезов использованы результаты исследований И. Н. Бабкина, В. А. Варламова, А. И. Донца, А. С. Мартоса, Н. Е. Матюхина, М. А. Нефедьева, Р. С. Тарасовой, М. М. Язмира и других исследователей, фамилии которых будут неоднократно упомянуты.

Автор пользуется случаем принести благодарность геологам БГУ Э. П. Периновой и М. М. Язмиру, принимавшим участие в биостратиграфическом изучении нижнекембрийских отложений рудного поля, геологу БГУ И. Н. Бабкину и сотруднику ГИНа БФ СО АН СССР М. Ф. Труневой, совместно с которыми изучались рудокласты.

В процессе исследований и при написании книги автор пользовался консультациями и советами А. И. Анатольевой, Ю. П. Бутова, Д. С. Дворкина-Самарского, Э. Г. Дистанова, К. Р. Ковалева, Б. А. Литвиновского, М. А. Нефедьева, К. А. Никифорова, Г. С. Риппа, Г. А. Смирнова, Д. И. Царёва, М. М. Язмира, П. Я. Яроша. Всем им выражает глубокую признательность.

Особенно благодарен автор канд. геол.-мин. наук С. А. Гурулеву, взявшему на себя труд по научному редактированию рукописи.

Глава I

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЕРАВНИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Еравнинское рудное поле (площадь 160 км²) находится в юго-западной части Витимского плоскогорья. Основную его часть занимает останец нижекембрийских пород олдындинской свиты, расположенный среди интрузивных, субвулканических и эффузивных образований, возраст которых колеблется от нижнего кембрия до мезозоя.

Схема стратиграфии отложений рудного поля выглядит следующим образом (снизу):

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел. Алданский ярус

Олдындинская свита. Верхняя подсвита. Эффузивы и туфы андезитового, андезит-дацитового, риолит-дацит-андезитового, риолит-дацитового состава, туффиты, туфоалевролиты, туфопесчаники, пирокласто-осадочные брекчии, известняки, известняковые брекчии, линзы алевросланцев и метапесчаников; пластовые залежи колчеданных, гематитовых, сульфидно-магнетитовых руд. Видимая мощность 1500—1700 м.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Цаган-хунтейская свита. Ортофиры, трахитовые и кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, трахиандезитовые порфириты, туфы, лавобрекчии, туфопесчаники. Видимая мощность 550—650 м.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Пестрые глины со щебнем, глинистый песок. Мощность 20—60 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Современные аллювиально-делювиальные отложения.

Среди интрузивных образований рудного поля выделены.

I. Нижекембрийский субвулканический комплекс: 1) автомагматические и эруптивные брекчии риолит-дацитовых порфиров; 2) дайкообразные и силлообразные тела диабазовых порфиритов; 3) автомагматические и эруптивные брекчии дацитовых порфиров; 4) автомагматические и эруптивные брекчии андезитовых и андезито-базальтовых

порфиритов; 5) эруптивные и лавовые брекчии кварцевых порфиритов; 6) дайки андезитовых порфиритов.

II. Баргузинский интрузивный комплекс: гранодиориты, кварцевые диориты, диориты.

III. Среднепалеозойский (?) субвулканический комплекс: 1) кварцевые порфиры и их эруптивные брекчии; 2) андезит-дацитовые порфириты и их эруптивные брекчии.

IV. Зазинский интрузивный комплекс: граниты, биотитовые и роговообманковые кварцевые сиениты, граносиениты.

V. Триасово-нижнеюрские интрузии: 1) штоки и дайки граносиенит-порфиритов, сиенит-порфиритов; 2) дайки долеритов.

Выходы верхней подсвиты олдындинской свиты занимают большую часть Еравнинского рудного поля (около 90 км²) и прослеживаются в виде вытянутой в северо-восточном направлении полосы. Верхняя подсвита расчленяется на семь пачек, пять из которых прослежены на большей части рудного поля. Все интрузивные и субвулканические образования прорывают олдындинскую свиту. Они оконтуривают полосу вулканогенно-осадочных пород и проникают в ее пределы, разобщая на отдельные фрагменты и затрудняя корреляцию разрезов.

Отложения нижнего кембрия подверглись региональному и контактовому метаморфизму. Региональный метаморфизм проявился в преобразовании пород в условиях мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. Наиболее характерные его процессы: альбитизация, серицитизация, калишпатизация вулканитов кислого состава, хлоритизация, карбонатизация, эпидотизация туфов и лав среднего состава (Тарасова и др., 1972).

Контактный метаморфизм прослежен локально в связи с интрузиями баргузинского, зазинского и нижнекембрийского субвулканического комплексов. На контактах с гранитоидами баргузинского и зазинского комплексов в пределах локальных участков нижнекембрийские отложения преобразованы в серицит-хлоритовые, гранат-, хлорит-биотитовые сланцы (см. прил. 1). С гранитами зазинского комплекса связано также скарнирование и ороговикование пород олдындинской свиты (Виноградов, 1972). Серицитизация, микроклинизация, окремнение проявляются в кровле субвулканической интрузии автомагматических брекчий риолит-дацитовых порфиритов; зона измененных пород по мощности не превышает метра — первых десятков метров. На контактах с силлообразными телами диабазовых порфиритов вмещающие отложения, в том числе и колчеданные руды, подвержены метаморфическим преобразованиям. В частности, колчеданные преобразуются в магнетитовые, хлорит-пирит-магнетитовые руды. Мощность зоны приконтактных изменений достигает при этом первых десятков метров (Ковалев и др., 1971).

Верхняя подсвита олдындинской свиты в рудном поле содержит значительный комплекс арчеоциат, водорослей и других окаменелостей, в целом соответствующий боградскому комплексу унифицированной схемы. Отложения, вмещающие этот комплекс, сопоставляются с боградским горизонтом алданского яруса Саяно-Алтайской области или с кенядинским — атдабанским горизонтами алданского яруса Сибирской платформы (Языр, 1968).

Олдындинская свита — главный объект наших исследований — уверенно отличается от большинства других образований Еравнинского рудного поля. Вместе с тем на ряде участков между упомянутой свитой, с одной стороны, цаган-хунтейской свитой и отдельными интрузиями нижнекембрийского субвулканического комплекса — с другой, отсутствует достаточно четкое разграничение. Это обстоятельство, обусловленное литологическим сходством некоторых разновидностей пород в указанных подразделениях, а отчасти и тем, что

нижнекембрийские отложения и субвулканические образования дислоцированы в одном структурном плане, привело к неоднозначному пониманию различными исследователями объема и состава олдындинской свиты. В связи с этим необходимо кратко осветить результаты исследований последнего времени, позволившие полнее охарактеризовать цаган-хунтейскую свиту и упомянутые субвулканические интрузии, и уверенно разграничить их с олдындинской свитой.

Выходы цаган-хунтейской свиты прослеживаются на северо-востоке и северо-западе рудного поля. Специфический состав и пестроцветность вулканитов свиты позволяют отличать их от большинства нижнекембрийских образований. В рудном поле и за его пределами свита несогласно залегает на нижнекембрийских и среднепалеозойских (?) стратифицированных и субвулканических образованиях, гранитоидах витимканского и зазинского комплексов (Литвиновский, 1973; Литвиновский, Каперская, 1974). Вместе с тем в олдындинской свите на некоторых участках (см. прил. 3) встречаются пестроцветные туфы, содержащие литокласты трахиандезитовых порфиритов, трахитовых порфиров и ортофиров. Наличие несвойственных олдындинской свите литокластов побудило В. А. Варламова отнести эти туфы к триасовой цаган-хунтейской свите. В пользу синхронности их с олдындинской свитой свидетельствуют: 1) тесная ассоциация с нижнекембрийскими отложениями — нормальные стратиграфические контакты в кровле и подошве, переслаивание с известняковыми брекчиями, охарактеризованными нижнекембрийскими окаменелостями (см. прил. 3, скв. 686); 2) одинаковая степень регионального метаморфизма с другими породами олдындинской свиты; 3) ассоциация в туфах пестроцветных литокластов с обломками вулканитов кислого и среднего состава, обычными для нижнего кембрия рудного поля.

Из образований нижнекембрийского субвулканического комплекса наибольшее сходство с олдындинской свитой по литологическому составу и структурному положению имеют интрузии автомагматических и эруптивных брекчий риолит-дацитовых порфиров и автомагматических брекчий андезитовых и андезит-базальтовых порфиритов.

Указанные интрузии являются доскладчатыми или синскладчатыми. Они дислоцированы в одном структурном плане с олдындинской свитой. В. А. Варламов с сотрудниками, Э. Г. Дистанов и др. (1972) считают, что они комагматичны с вулканитами олдындинской свиты.

Интрузия автомагматических и эруптивных брекчий риолит-дацитовых порфиров — самая распространенная в нижнекембрийском субвулканическом комплексе. Из всех образований комплекса она наиболее тесно ассоциирует с вулканогенно-осадочными отложениями. Входящие в нее автомагматические брекчии по химическому, отчасти петрографическому составу и степени метаморфизма сходны с лавами и туфами риолит-дацитовых порфиров олдындинской свиты. В эруптивных брекчиях интрузии вблизи контактов с вмещающими отложениями находятся их разновеликие ксенолиты. Эти обстоятельства в условиях плохой обнаженности района при сравнительно редкой сети разведочных скважин и горных выработок создают объективные затруднения при расчленении интрузивов и вмещающих их пород олдындинской свиты.

Относительно генезиса пород, объединяемых в составе интрузии, существуют различные мнения. Автомагматические и эруптивные брекчии, впервые выделенные в рудном поле Л. П. Хряниной (1967₁), в дальнейшем были детально изучены Р. С. Тарасовой, В. А. Варламовым и др., доказавшими субвулканическую природу этих образований. Сходство автомагматических брекчий с туфами кислого состава послужило причиной того, что в последнее время появилось мнение, высказанное А. С. Мартосом, о пирокластической природе некоторой

части этих образований. Вследствие этого на участке Озерном упомянутые брекчии были включены в качестве горизонта туфов в верхнюю часть разреза олдындинской свиты. Некоторые исследователи отрицают существование интрузии автомагматических брекчий в рудном поле и относят рассматриваемые породы к продуктам метаморфических изменений туфов риолит-дацитовых порфиров (Царев, 1974). Не последнюю роль в формировании этих мнений сыграло, вероятно, наличие в эруптивных брекчиях интрузии в той или иной мере ассимилированных ксенолитов упомянутых туфов. Не вникая детально в природу данных образований, генезис которых заслуживает специальных исследований, мы придерживаемся наиболее полно подкрепленной фактическим материалом точки зрения Л. П. Хряниной, Р. С. Тарасовой, В. А. Варламова и др.

Рассматриваемая интрузия образует ряд субогласных, реже секущих тел площадью от 0,1 до 10 км², располагающихся в олдындинской свите, на различных стратиграфических уровнях. Внутри тел автомагматические брекчии тяготеют к центральным частям, а на контакте с вмещающими породами сменяются эруптивными брекчиями. Наиболее крупное тело выделено В. А. Варламовым на юго-востоке рудного поля. Оно представляет собой пластообразное тело (силл) и прослеживается от участка Туркул до профиля I—I. Общая его протяженность в северо-восточном направлении 17 км при ширине 0,5—2 км. С востока и юго-востока пластообразное тело обрывается зонами разломов, вблизи которых сосредоточена основная масса автомагматических брекчий силла (мощность его местами выше 400 м) (см. прил. 3). Силл косо срезает подстилающие и перекрывающие слои вмещающих отложений и часто имеет с ними отчетливые рвущие контакты. По мнению В. А. Варламова, здесь располагались подводные интрузивные каналы.

К северо-западу мощность пластообразного тела сокращается, северо-западнее участков Октябрьского, Озерного и Аришинского оно постепенно выклинивается. Вблизи зоны выклинивания автомагматические брекчии перемежаются с эруптивными и разновеликими ксенолитами вмещающих пород. Здесь интрузия образует субогласное тело, приуроченное к средней и верхней частям разреза пятой пачки и дислоцированное с ней в одном структурном плане. Автомагматические брекчии находятся в лежащем боку силла, их мощность составляет 50—75 м. По направлению к кровле они сменяются эруптивными брекчиями мощностью 100—150 м. Отдельные инъекции риолит-дацитовых порфиров прослеживаются среди вмещающих отложений на расстоянии 100—150 м от кровли интрузии. Состав автомагматических брекчий меняется от риолитовых до риолит-дацитовых порфиров (Тарасова и др., 1972). Эруптивные брекчии отличаются от автомагматических присутствием разновеликих ксенолитов вмещающих пород, нередко утративших присущий им облик и превращенных во вторичные кварциты. В апикальной части интрузии ксенолиты изменены в меньшей мере, в них различаются туфы, туффиты, туфоалевролиты, иногда — рифогенные известняки с остатками археоциат.

Субвулканическая интрузия автомагматических брекчий андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов развита в основном на востоке рудного поля, где нами выделен крупный массив неправильной формы, прорванный породами зазинского и баргузинского комплексов (см. прил. 1). Мелкие субогласные или секущие тела того же состава, вероятно апофизы упомянутого массива, находятся на участках Аришинском, Звездном, Назаровском. По данным А. С. Мартоса, автомагматические брекчии андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов прорывают диабазовые порфириты и риолит-дацитовые порфиры нижнекембрийского субвулканического комплекса.

О строении самих массивов известно сравнительно немного. Кроме автомагматических брекчий в центральной части главного массива (см. прил. 1, скв. 971) отмечаются мелкие тела микродиоритов — видимо, фациальная разновидность андезито-базальтовых порфиритов. На контактах с вмещающими вулканогенно-осадочными отложениями развиты эруптивные брекчии. Большая часть массивов требует дальнейшего изучения; не исключена вероятность обнаружения среди них как значительных ксенолитов олдындинской свиты, так и более молодых нижнекембрийских стратифицированных вулканитов основного состава, комагматичных интрузии.

Субвулканическая интрузия андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов в значительном объеме выделяется автором впервые. Ранее к ней относились сравнительно небольшие массивы на участках Аришинском, Звездном и Назаровском. В пределах выделенного нами крупного массива ранее картировались терригенно-вулканогенные или вулканогенные толщи, относимые к олдындинской свите или условно датировавшиеся нижним или средним кембрием. В частности, А. С. Мартосом здесь выделялась нижнекембрийская гундинская свита вулканогенного состава. Наши исследования показали, что находящиеся в стратотипе этой свиты (район скв. 971, 972 и др.) андезитовые и андезито-базальтовые порфириты прорывают породы олдындинской свиты и содержат их ксенолиты. Это обстоятельство легло в основу пересмотра геологического строения этого участка и выделения здесь массива субвулканической интрузии.

Широко развитые нижнекембрийские образования Еравнинского рудного поля дали возможность воссоздать нижнепалеозойские структуры, подвергшиеся значительным перестройкам в последующее время. Рудное поле располагается в пределах восточной части Удино-Витимской раннекаледонской геосинклинальной зоны. Эта часть называется М. М. Язмиром (1967) Еравнинской подзоной, А. А. Крупским и В. Ф. Рукавцом (1967) — Еравнинским прогибом, В. А. Варламовым — Еравнинско-Кыджимитским прогибом. Еравнинское рудное поле приурочено к прогибу второго порядка, расположенному в центральной части Еравнинско-Кыджимитского прогиба и названному В. А. Варламовым Еравнинским.

Для рудного поля характерно блоково-складчатое строение (Матюхин, 1970; Донец, 1972). Как отмечают многие исследователи, оно в значительной мере унаследовано от нижнего кембрия. При этом одни (Тарасова и др., 1972) первостепенную роль отводят конседиментационным складчатым структурам, другие, как, например, В. А. Варламов и А. И. Донец, — блокам северо-западного простирания, ориентированным вкрест древнего прогиба. По нашему мнению, для рудного поля характерно закономерное сочетание складчатых и блоковых структур, заложившихся в венде — нижнем кембрии и прошедших длительное развитие.

В отличие от А. С. Мартоса, выделившего в качестве основной структуры рудного поля моноклираль, мы придерживаемся мнения о сочетании в пределах района смежных синклинальной и антиклинальных складок.

В качестве складчатых структур первого порядка выделяются Центральная синклиналь, прослеживающаяся в северо-восточном направлении вдоль осевой части рудного поля, и смежные с ней с северо-запада и юго-востока антиклинальные структуры (рис. 1).

Центральная синклиналь (Центральный прогиб, по А. С. Мартосу) нарушена зонами разломов и интрузиями. Эта структура прослеживается по ориентированным вдоль нее синклиналям второго порядка. Среди них (с юго-запада на северо-восток) находятся: Солнечная, Озернинская и Октябрьская складки. Северо-восточным их продолжением, вероятно,

являются Ульдзуйтуйские синклинали. Перечисленные складки фиксируются в отложениях V и VI пачек олдындинской свиты, вместе с которыми дислоцировано пластообразное тело автомагматических брекчий риолит-дацитовых порфиров.

Северо-западное крыло Центральной синклинали прослеживается по выходам карбонатных пород IV пачки. Юго-восточное крыло фиксируется этими отложениями только между участками Туркулом и Аришинским, а северное обрывается Аришинской зоной разрывных нарушений. С северо-запада Центральная синклинали сопряжена с Ульдзуйтуйско-Перевальнинской антиклиналью. Антиклинали прослеживается между участками Ульдзуйтуй-I и Таежным. Вероятно, антиклинальная складка, наблюдаемая юго-западнее участков Таежного и Перевального, является продолжением этой структуры. Ульдзуйтуйско-Перевальнинская антиклинали осложнена Таежнинской и Перевальнинскими синклиналильными складками, в ядрах которых выходят IV и V пачки.

Юго-восточную часть рудного поля занимает Аришинская антиклинали. На юге рудного поля в крыльях антиклинали выходит IV пачка, а в ядре — породы II и III пачек, прорванные интрузией автомагматических брекчий риолит-дацитовых порфиров. Шарнир антиклинали погружается в северо-восточном направлении вплоть до участка Октябрьского, где в ядре структуры на глубине нескольких десятков метров вскрыта IV пачка. К северо-востоку от участка структура обрывается зоной разлома. Юго-восточное крыло антиклинали осложнено Звездинской синклиналиью.

Вероятно, северо-восточным продолжением Аришинской антиклинали, несколько смещенным по зонам разломов, является Магнетитовская антиклинали. Северо-западное ее крыло сорвано разрывным нарушением, а в юго-восточном обнажается в моноклинальном залегании почти вся верхняя подсвита олдындинской свиты. Северо-восточнее на продолжении этой структуры расположены Ульдзуйтуйские антиклинали, в ядрах которых выходят отложения IV, а на крыльях — V и VI пачек.

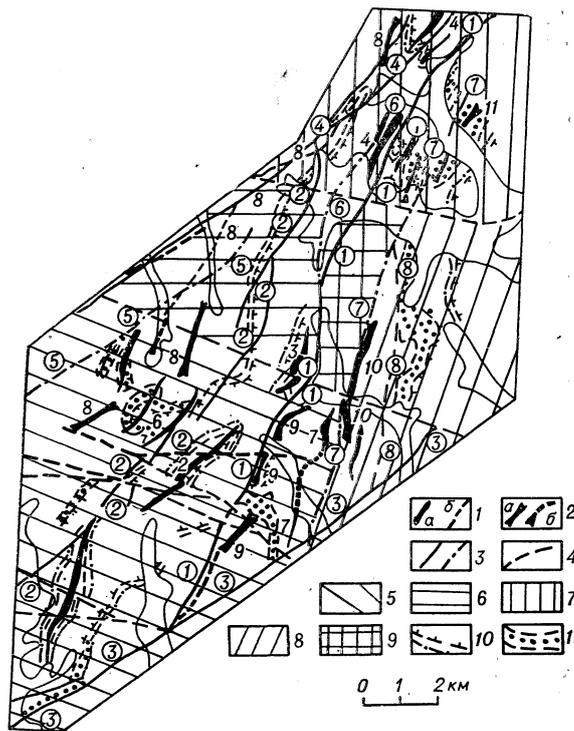


Рис. 1. Геолого-структурная схема Еравнинского рудного поля. Составлена с использованием материалов В. А. Варламова, А. И. Донца, А. С. Мартоса, Н. Е. Матюхина, М. А. Нефедьева, Р. С. Тарасовой. 1, 2 — положение осей складчатых структур в нижнекембрийских отложениях: 1 — синклиналей, 2 — антиклинелей (а — достоверное, б — предполагаемое); 3, 4 — основные зоны разрывных нарушений: 3 — докембрийско-нижнекембрийского, 4 — нижнекембрийского и более позднего заложения; 5—9 — основные тектонические блоки: 5 — Озернинский, 6 — Водораздельный, 7 — Ульдзуйтуйский, 8 — Майско-Магнетитовский, 9 — Ульдзуйтуйско-Магнетитовский; 10 — выходы VI пачки; 11 — выходы IV пачки.

Складчатые структуры синклиналильные: 1 — Солнечная, 2 — Озернинская, 3 — Октябрьская, 4 — Ульдзуйтуйская, 5 — Таежнинская, 6 — Перевальнинские, 7 — Звездинская, антиклинальные: 8 — Ульдзуйтуйско-Перевальнинская, 9 — Аришинская, 10 — Магнетитовская, 11 — Ульдзуйтуйские. Цифрами в кружках обозначены зоны разломов: 1 — Аришинская, 2 — Туркул-Озернинская, 3 — Туркул-Гундуйская, 4 — Горхонская, 5 — Таежнинская, 6 — Право-Ульдзуйтуйская, 7 — Магнетитовская, 8 — Назаровская.

На наш взгляд, антиклинали восточной половины рудного поля — фрагменты единой структуры. Позднейшие блоковые движения обусловили смещение в плане ее шарнира, расчленение на ряд антиклиналей, расположенных на продолжении друг друга. Представление о единой приподнятой структуре на востоке и юго-востоке рудного поля, в частности на участках Майском, Магнетитовом, Звездном, Октябрьском, подтверждается геофизическими исследованиями (Матюхин, 1970).

Среди складчатых структур рудного поля различаются структуры с пологими и крутыми падениями крыльев; вблизи интрузивных массивов иногда наблюдается опрокинутое залегание слоев. Большинство складок характеризуется асимметричным поперечным профилем.

Характер унаследованности складчатого строения от нижнекембрийского структурного плана выявляется при сравнении схемы тектонического строения (см. рис. 1) и структурно-формационной схемы рудного поля для нижнего кембрия. Центральная синклиналь унаследует наиболее погруженную часть нижнекембрийского Еравнинского прогиба. Ульдзуйтуйско-Перевальнинская антиклиналь располагается в пределах западной окраины древней вулcano-купольной структуры. Антиклинали, развитые на востоке — юго-востоке рудного поля, соответствуют относительно приподнятой консолидированной зоне краевой части Еравнинского прогиба.

Синклинали второго порядка большей частью совпадают в плане с конседиментационными впадинами нижнего кембрия. Некоторые особенности складок, в частности асимметрия, унаследованы от древних структур.

Среди разрывных нарушений выделяются две группы, различающиеся ориентацией относительно основных складчатых структур: зоны разломов северо-восточного (субмеридионального) и северо-западного (субширотного) направлений.

Наиболее протяженными (15—20 км) зонами северо-восточного направления являются Аришинская, Туркул-Озернинская, Туркул-Гундуйская и Горхонская, второстепенными — Магнетитовская, Ульдзуйтуйская, Гематитовская, Таежнинская. На севере рудного поля простирание зон субмеридиональное (с.в.—10—20°), южнее — в районе Озернинской и Солнечной синклиналей — их ориентация меняется на северо-восточную (с.в.—50—60°). Рассматриваемые зоны сопровождаются дроблением, катаклизом, вторичными кварцитами, дайками долеритов, андезитовых порфиритов и отчетливо фиксируются методом КЭП по понижению кажущихся сопротивлений до 300 Ом·м, градиентами силы тяжести и узлокальными магнитными аномалиями; геофизическими методами ширина зон оценивается в 100—400 м (Васильев, Нефедьев, 1973).

Падение плоскостей сместителей — крутое северо-западное; амплитуда вертикального перемещения по ним, вероятно, не выше 100 м. Сочленение по зонам, в частности по Аришинской, синхронных пачек, значительно отличающихся литолого-фациальным обликом, указывает на большие горизонтальные перемещения блоков.

Время образования зон северо-восточного (субмеридионального) направления относится к верхнему протерозою — нижнему кембрию (Матюхин, 1970). Наиболее протяженные из них, вероятно, контролировали заложение Еравнинского прогиба и его основных структур. В частности, Аришинская и Туркул-Озернинская зоны определили ориентацию наиболее погруженной части прогиба. Второстепенные тектонические нарушения контролировали отдельные конседиментационные впадины.

Зоны северо-западного (субширотного) направления ориентированы вкрест основных складчатых структур, протяженность их не

превышает 7—10 км. Наиболее крупные из них — Право-Ульдзуйтуйская, Октябрьская, зона сближенных поперечных разломов к югу от Озернинской синклинали. Зоны фиксируются катаклизом, дроблением пород, сериями даек. Фактический материал показывает, что по этим разломам происходили значительные, с амплитудой в сотни метров вертикальные смещения. Зоны северо-западного направления моложе северо-восточных (Матюхин и др., 1973). Они смещают и обрывают зоны электропроводимости, связанные с разломами северо-восточного простирания. Наиболее крупные зоны северо-западного направления, вероятно, заложены в нижнем кембрии, после основных складчатых структур. Разрывные нарушения северо-западного направления предопределили заложение конседиментационных блоков, осложнивших основные структуры Еравнинского прогиба. Зоны разломов неоднократно подновлялись в палеозое и мезозое.

Основные складчатые структуры рудного поля закономерно сочетаются с тектоническими блоками различного порядка. С учетом геофизических (Матюхин, 1970; Нефедьев, 1975) и общегеологических данных выделяются следующие тектонические блоки: Ульдзуйтуйский, Водораздельный, Ульдзуйтуйско-Магнетитовский, Майско-Магнетитовский и Озернинский. Дифференцированность движений блоков подчеркнута в них различной мощностью нижнекембрийских пород.

Наиболее приподнят Ульдзуйтуйско-Магнетитовский блок, заключенный между Аришинской и Магнетитовской зонами разломов. Мощность нижнекембрийских образований в блоке не выше 200 м. Относительно его опущены Ульдзуйтуйский, Водораздельный и Майско-Магнетитовский блоки с мощностью нижнекембрийских пород от 600 до 1500 м.

Наиболее погружена юго-западная часть рудного поля, которую занимает Озернинский блок сложного геологического строения, сочетающий древние конседиментационные впадины, выполненные толщами осадков и зоны поднятий с меньшей мощностью отложений, и смежные антиклинали, синклинали и блоки 2-го порядка. Совокупность различных факторов отражена здесь в значительных вариациях (1000—3000 м) мощности нижнекембрийских пород. Озернинский блок с севера ограничен Октябрьской зоной разлома, а на востоке по Магнетитовской зоне соприкасается с Майско-Магнетитовским блоком. Аришинская зона разлома делит Озернинский блок на северо-западную и юго-восточную части (блоки 2-го порядка). В юго-восточной части мощность древних толщ составляет 1—2,5 км. Минимальная мощность отмечена в ядре Аришинской антиклинали, максимальная — в ее юго-восточном крыле. Северо-западная часть Озернинского блока, по геофизическим данным, обладает наибольшей мощностью метаморфических пород (2—3 км).

Заложение тектонических блоков, по мнению В. А. Варламова и А. И. Донца (1972), произошло в нижнем кембрии и контролировалось зонами разломов северо-западного направления. Как считают эти исследователи, основными тектоническими блоками, осложнившими в это время Еравнинский прогиб, были Ульдзуйтуйский, Назаровский и Озернинский. Они претерпели длительное развитие, закончившееся в общих чертах в мезозое. Сравнение их с выделенными нами блоками показывает, что Ульдзуйтуйский и Озернинский блоки сохранили в основном свою конфигурацию, а Назаровский распался на Водораздельный, Ульдзуйтуйско-Магнетитовский, Майско-Магнетитовский тектонические блоки.

В Еравнинском рудном поле сосредоточены многочисленные проявления и месторождения колчеданных свинцово-цинковых, сидеритовых, магнетитовых, сульфидно-магнетитовых, цинково-колчеданных, барит-полиметаллических, гематитовых, колчеданно-сидеритовых,

сульфидно-гематитовых руд. Залежи колчеданных свинцово-цинковых (участки Озерный, Ульдзуйтуй-I, II, Октябрьский, Туркул, Таежный, Перевальный, Звездный), гематитовых (участки Октябрьский, Восточный, Звездный), колчеданно-сидеритовых, частично сидеритовых (участок Озерный), сульфидно-гематитовых (Звездный), большая часть магнетитовых и сульфидно-магнетитовых (участки Магнетитовый, Аришинский, Солнечный) руд являются стратиформными. Они имеют одинаковый с вмещающими породами структурный план и рвутся всеми интрузивными и субвулканическими образованиями. Большая их часть обладает рядом признаков гидротермально-осадочного происхождения. Барит-полиметаллические (участки Гундуй и Туркул), цинково-колчеданные (участок Назаровский) и частично магнетитовые руды развиты вблизи интрузивных контактов, зон разломов или гидротермальной проработки. Их генезис связывается с гидротермально-метасоматическими процессами.

Глава II

ОЧЕРК СТРАТИГРАФИИ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Стратиграфией нижнего кембрия Еравнинского рудного поля занимались многие исследователи. С. П. Коровин в 1948 г. обнаружил остатки археоциат в северной части рудного поля и этим доказал нижнекембрийский возраст отложений. М. М. Язмир и Б. А. Даламатов в 1961—1963 гг. обосновали биостратиграфическую шкалу нижнего кембрия со стратотипом по руч. Ульдзуйтуй. В то же время (Язмир, 1961₂) в пределах Озернинской синклинали были открыты археоциаты, что позволило коррелировать вмещающие их древние толщи с ульдзуйтуйским стратотипом. Открытие в 1963 г. Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения стратиформного типа дало толчок к детальному изучению стратиграфии нижнекембрийских отложений, тем более, что в дальнейшем, при разведке месторождения, были пробурены глубокие скважины (скв. 32 — глубина 1600 м, скв. 2—1200 м). Основное внимание при этом уделялось изучению разрезов отложений отдельных перспективных участков. Сложность составления сводных схем стратиграфии заключалась в разобщенности выходов коррелируемых отложений, разделенных полями интрузивных пород. Корреляция осложнялась также отсутствием в фациально-изменчивых отложениях литологических маркирующих горизонтов, прослеживаемых по всему рудному полю.

Несколько вариантов сводных схем стратиграфии, предложенных различными авторами, имели положительные и отрицательные стороны, но не учитывали биостратиграфической особенности отложений, а выработанные схемы не отражали все рудное поле. Только работы биостратиграфического направления, проведенные в 1966—1971 гг. М. М. Язмиром, Э. П. Периновой и нами, показали широкое развитие палеонтологически охарактеризованных отложений в Еравнинском рудном поле. Окаменелости были обнаружены на участках Звездном, Октябрьском, Назаровском, Восточном, Туркуле, Перевальном, Таежном и Солнечном. Был изучен богатый комплекс органических остатков на участке Озерном. Эти же работы показали возможность проведения биостратиграфической корреляции на всей изученной территории и значительно большую надежность результатов по сравнению с литолого-стратиграфическим методом. Вместе с тем применение метода биостратиграфии при сопоставлении разрезов нижнего кембрия рудного

поля затруднено рядом объективных факторов: 1) неравномерным распределением органики в отложениях, обусловленным неравномерным размещением рифогенных построек в латеральном направлении, и сложным сочетанием фаций внутри биогермов; 2) сравнительно малой долей (25—50%) карбонатных пород в рудоносной толще; 3) не всегда ясными взаимоотношениями между отдельными частями стратотипа.

Многообразие отрицательных факторов потребовало массового отбора палеонтологического материала и сочетания палеонтологического и литологического методов корреляции.

За основу в настоящей работе принята схема стратиграфии, созданная в БГУ (Васильев и др., 1972₂, 1973). Биостратиграфические исследования проводились в два этапа: в первом — на основании разрезов по скважинам, составленных в м-бе 1:2000 и 1:1000, выработывались опорные разрезы в м-бе 1:5000 для участков или отдельных блоков, частей в пределах этих участков; во втором — полученные опорные разрезы увязывались в сводную схему. Наряду с опорными разрезами изучались отдельные горные выработки, скважины, обнажения, элювиальные россыпи с целью прослеживания выделенных пачек и горизонтов по простираанию.

При выполнении палеонтологической части корреляционных работ (Язмир, 1972) было выделено и описано значительное число таксонов, включающих 43 рода археоциат со 138 видами, 5 родов альгофоссилий и множество раковинчатых организмов.

Исследованные отложения имеют полифациальный, не выдержанный по простираанию состав. В современном эрозионном срезе в Еравнинском рудном поле по характеру нижнекембрийских отложений различаются две разнородные литолого-фациальные площади: Гурвунурская и Ульдзуйтуйско-Октябрьская (Васильев и др., 1972₂). Для первой характерны вулканогенные (туфы, эффузивы) и вулканогенно-осадочные отложения при подчиненной роли известняков. Среди отложений Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади, наоборот, преобладают известняки при редуцированном развитии вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований.

Гурвунурская площадь занимает северо-западную часть рудного поля, Ульдзуйтуйско-Октябрьская — юго-восточную. Граница между площадями проходит по Аришинской зоне разломов, а на юге рудного поля — по Туркул-Гундуйской зоне. Гурвунурскую площадь характеризуют разрезы по северо-западной части профиля I—I, участкам Озерному, Перевальному, Таежному, Солнечному, северо-западным флангам участков Октябрьского и Туркула. Отложения Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади представлены в разрезах по профилю I—I (юго-восток), Октябрьскому (юго-восточный фланг), Восточному, Назаровскому, Туркулу (юго-восток), Звездному.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ

Учитывая, что детальное описание перечисленных разрезов приводилось ранее (Васильев и др., 1972₂), ограничимся характеристикой двух опорных разрезов (по юго-восточной части профиля I—I и участку Озерному), наиболее полно отражающих специфику двух разнородных литолого-фациальных площадей.

Юго-восточная часть профиля I—I

Профиль I—I пересекает вкрест простираания породы олдындинской свиты, обнажающиеся в пределах восьми структурных блоков мелкого порядка, из которых блоки 1—5 приходятся на Ульдзуйтуй-

вые брекчии с обломками известняков, туфоалевролитов, красных яшмовидных пород. К кровле сортировка брекчий ухудшается, появляются обломки лав и пирокластолиты. В юго-западном направлении брекчии по простираанию замещаются биогермными известняками (20 м) (табл. 1).

Перечисленные слои содержат богатый комплекс археоциат и характеризуются массовым развитием водорослей рода *Epiphyton* при подчиненном количестве *Proaulopora*, *Amganella*, *Botominella* и *Razumovskia*. Часто встречаются щитки трилобитов, раковинки брахиопод, спикулы губок¹.

5. Известняковые брекчии слоя 4 постепенно сменяются темно-серыми, бурными лапиллиевыми туфами смешанного состава с обломками риолит-дацитовых порфиров, андезитовых и андезит-дацитовых порфиров, туффитов, туфоалевролитов, известняков. К кровле туфы постепенно переходят в псаммитовые плохо сортированные туффиты, а затем в известковистые туфоалевролиты (30 м). В юго-западном направлении туфы выклиниваются.

6. Розовые известняки, согласно перекрывающие туфы, с мало-мощными (первые сантиметры) ритмично повторяющимися прослоями буровато-вишневых известковистых туфоалевролитов (40—50 м).

7. Светло-, розовато-серые биостромные известняки. (Видимая мощность 200 м).

В слоях 6 и 7 другой комплекс органических остатков. Среди археоциат наряду с перешедшими из нижних слоев, а также нехарактерными видами появляются виды родов *Bicyathus*, *Protopharetra*, *Zoculicyathus*, *Archaeofungia* и др.; особенно характерен *Zoculicyathus irregularis* (Toll). В массовом количестве встречаются водоросли родов *Amganella*, *Proaulopora*, *Razumovskia*.

8. К крайней юго-восточной части профиля I—I, которая условно выделяется в качестве блока I, в изолированном обнажении выходят пятнистые (красновато-бурые, розовые, серые) органогенные известняки и известняковые брекчии, содержащие третий комплекс археоциат. Этот комплекс отличается широким развитием тумуловых и с усложненной внутренней стенкой форм, нередко неправильные археоциаты. Сравнительно редко встречаются представители родов *Aldanocyathus*, *Rotundocyathus*, *Robustocyathus*, *Ascocyathus*, широко развитые в слоях 1—4 и 6, 7. Из других организмов примерно в равных количествах присутствуют водоросли родов *Epiphyton* и *Proaulopora*, меньше развиты *Botominella*, *Amganella* и *Razumovskia*.

Согласно биостратиграфической схеме М. М. Язмира (1967, 1968), слои 1—4 охарактеризованы нижнеульдзуйтуйским комплексом органических остатков, 6—7 — верхнеульдзуйтуйским и 8 — сухореченским комплексами. Все слои четко палеонтологически охарактеризованы (см. табл. 1, 2). В данном разрезе, который известен как ульдзуйтуйский стратотип, отсутствуют подошва нижнеульдзуйтуйских и кровля верхнеульдзуйтуйских слоев. Более высокое стратиграфическое положение сухореченских слоев основано только на палеонтологических данных.

Северо-западнее профиль I—I пересекает три тектонических блока, разобщенных разломами северо-западного направления. Блок 4 представляет собой часть ядра Ульдзуйтуйской антиклинали, а блоки 3 и 5 — фрагменты сопряженных с ней синклиналиных складок.

Проведенная корреляция в юго-восточной части профиля I—I (Васильев и др., 1972₂) показывает (см. рис. 2), что, несмотря на фациальные различия, основные черты стратиграфического разреза отложений

¹ Определения археоциат выполнены М. М. Язмиром, других окаменелостей — М. М. Язмиром и И. К. Язмир. Полный видовой перечень археоциат приведен в табл. 1 (см. нижнеульдзуйтуйские слои).

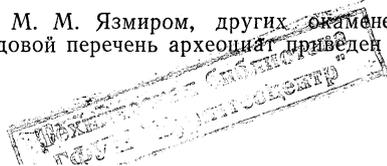


Таблица 1

Распределение археоциат в ольдининской свите Еравнинского рудного поля

Вид	р. Ульдзуйтуй			Уч. Октябрьский, скв. 138 (верхи разреза)	Уч. Октябрьский скв. 138 (низы разреза)	Уч. Озерный	Уч. Октябрьский С. 3. фланг	Р. Ульдзуйтуй, блок 5	Уч. Назаровский, профиль 7.4, 7.6	Уч-ки Звездный, Вос-точный	Уч. Таежный	Уч. Солечный	Уч. Туркул
	нижнеульдзуй-туйские слои	верхнеульдзуй-туйские слои	сухореченские слои										
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>Archaeolynthus sibiricus</i> (Toll)	●	●	●	●		●		●	●	●	●		
<i>A. cf. naliokini</i> (Vologd.)	●												
<i>A. enervatus</i> (Jazmir)		●				●		●		●			
<i>A. cf. unimurus</i> (Vologd.)								●					
<i>Tumuliolynthus tubexter-nus</i> (Vologd.)			●										
<i>T. osiptchuki</i> (Jazmir)	●	●	●										
<i>T. aff. karaklensis</i> (Zhur.)			●										
<i>Capsulocyathus</i> sp. 1						●							
<i>C. cf. kidrjassovens</i> (Vologd.)				●		●							
<i>C. cf. subcallosus</i> (Zhur.)						●							
<i>C. sp.</i>										●			
<i>Fransuasaecyathus novus</i> (Jazmir)			●										
<i>Aldanocyathus giganteus</i> (Jazmir)					●	●		●					
<i>A. amplus</i> (Vologd.)	●							●					
<i>A. polyseptatus</i> (Vologd.)						●		●			●		
<i>A. aff. giganteus</i> (Jazmir)								●					
<i>A. ex. gr. changaiensis</i> (Vologd.)	●							●					
<i>A. aff. thatschenkoi</i> (Vologd.)	●					●	●						
<i>A. aff. speranskii</i> (Vologd.)	●			●			●				●		
<i>A. uricus</i> (Vologd.)	●												
<i>A. grandis</i> (Vologd.)	●												

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>A. speranskii</i> (Vologd.)	●				●	●							
<i>A. sp. 1</i> (Nov.)	●												
<i>A. aff. ottychtaschensis</i> (Vologd.)	●												
<i>A. lobulatus</i> (Voronin)		●		●									
<i>A. aff. retis</i> (Voronin)			●										
<i>A. sp. 4</i>						●							
<i>A. sp. 5</i>					●	●							
<i>A. (?) aff. aculeatus</i> (Vologd.)						●							
<i>A. sp. 6</i>		●											
<i>Robustocyathus ex. gr. moori</i> (Vologd.)	●			●						●		●	
<i>R. ijizkii</i> (Toll)	●	●	●	●	●	●	●	●	●				
<i>R. vasilievskii</i> (Vologd.)				●									
<i>R. aff. robustus</i> (Vologd.)			●			●							
<i>R. ex. gr. dubius</i> (Voronin)										●			
<i>Robustocyathus sp. 1</i>			●					●					
<i>R. cf. parapseuodichus</i> (Voronin)	●												
<i>R. aff. artecaveatus</i> (Vologd.)	●												
<i>R. sp. 2.</i>													
<i>R. cf. flexus</i> (Vologd.)						●							
<i>Rotundocyathus novaspinosus</i> (Jazmir)					●								
<i>R. salebrosus</i> (Vologd.)		●		●	●	●		●					
<i>R. sp. 1</i>	●			●		●							
<i>R. proskurjakovi</i> (Toll)	●			●									
<i>R. aff. anthoideus</i> (Voronin)				●	●		●						
<i>R. solerocyathoides</i> (Jazmir)				●									
<i>R. sp. 2</i> (Nov.)	●					●		●					

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>R. (?) sp. 3</i>						●		●					
<i>R. ex. gr. levigatus</i> (Vologd.)	●							●					
<i>R. aff. proskurjakovi</i> (Toll)	●			●		●		●					
<i>R. cf. tennimurus</i> (Vologd.)	●	●											
<i>R. khemtschikensis</i> (Vologd.)	●	●					●		●				
<i>R. cf. monoporosus</i> (Vologd.)	●												
<i>R. ex. gr. khemtschikensis</i> (Vologd.)		●		●		●							
<i>R. sp. 4.</i>						●							
<i>R. cf. monokensis</i> (Vologd.)				●									
<i>Ascocyathus cf. arteintervallum</i> (Vologd.)						●							
<i>A. aff. pallidus</i> (Voronin)	●												
<i>A. sp.</i>	●												
<i>Sclerocyathus</i> er. gr. <i>scrofulosus</i> (Vologd.)		●				●	●						
<i>S. sp. 1</i>	●												
<i>Ajacicyathus (?) sp.</i>			●										
<i>Archaeofunqia</i> aff. <i>spinosa</i> (Jazmir)				●									
<i>A. sp. 1</i>		●		●									
<i>A. sp. 2</i>			●										
<i>A. sp.</i>						●							
<i>Loculicyathus irregularis</i> (Toll)				●		●							
<i>L. membranivestites</i> (Vologd.)		●	●				●						
<i>L. lectus</i> (Jazmir)	●												
<i>Loculifungia</i> gen. et. sp. (Nov.)						●							
<i>Cadniacyathus transbaikalicus</i> (Jazmir)	●												

Продолжение табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>Degeleticyathus dalmatovi</i> (Jazmir)	●		●										
<i>D. sp. 1</i> (Nov.)			●										
<i>D. uldruituicus</i> (Jazmir.)			●										
<i>D. sp. 2</i> (Nov.)			●										
<i>Leptosocyathus</i> ex. gr. <i>curviseptatus</i> (Vologd.)				●			●	●					
<i>Z. elegans</i> (Jazmir)	●												
<i>Zeptosocyathus</i> sp.						●							
<i>Memoriacyathus</i> cf. <i>burjaticus</i> (Jazmir)		●											
<i>Orbicyathus</i> (?) sp.								●					
<i>Cyclocyathellidae</i> gen. et. sp. (Nov.)							●						
<i>Gordonicyathus</i> aff. <i>gerassimovensis</i> (Vologd.)					●								
<i>G. soliclus</i> (Jazmir)			●										
<i>Taylorcyathus</i> sp. 1									●				
<i>T. sp.</i>	●	●											
<i>Compositocyathus</i> ? sp.		●											
<i>Baikalocyathus baikalicus</i> (Jazmir)			●										
<i>Ajiacyathus syssoevi</i> (Jazmir)			●										
<i>Ethmophyllum</i> sp. 2 (Nov.)			●										
<i>E. intercalarium</i> (Jazmir)						●							
<i>E. qurvunuricum</i> (Jazmir)					●		●						
<i>E. sp.</i>	●												
<i>Tumulocyathus pustulatus</i> (Vologd.)	●												
<i>Tumulocyathellus admirabilis</i> (Vologd.)			●										
<i>T. aff. admirabilis</i> (Vologd.)			●										
<i>Kijacyathus vassilievi</i> (Jazmir)				●									

Продолжение табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>Dupliporocyathus tumulosus</i> (Jazmir)			●										
<i>Nocheroicyathus</i> sp.	●	●	●	●									
<i>Thalamocyathus</i> sp.	●												
<i>Jakutocyathus papillatus</i> (Jazmir)			●										
<i>J. necopinatus</i> (Jazmir)		●		●									
<i>Geocyathus gundicus</i> (Jazmir)			●										
<i>Coscinocyathus dianthus</i> (Born.)	●	●	●	●		●		●		●			●
<i>C. conicus</i> (Vologd.)	●		●	●		●				●			
<i>C. sp. 1</i>				●				●					
<i>C. sp. 2</i>				●									
<i>C. osernensis</i> (Jazmir)						●							
<i>C. cuspinosus</i> (Zhur)	●												
<i>C. mollis</i> (Vologd.)	●		●										
<i>C. aff. elegans</i> (Vologd.)	●							●					
<i>C. flexibilis</i> (Vologd.)		●											
<i>C. cf. simplex</i> (Vologd.)		●											
<i>C. cf. cornucopia</i> (Born.)		●											
<i>Retecoscinus</i> sp. 1						●							
<i>Clathricoscinus</i> (?) sp.		●											
<i>Bicyathus ertaschkensis</i> (Vologd.)		●				●							
<i>B. angustus</i> (Vologd.)		●				●							
<i>B. sp.</i>			●										
<i>Dictyocyathus unicumus</i> (Jazmir)						●							
<i>D. gundicus</i> (Jazmir)						●							
<i>D. salairicus</i> (Vologd.)						●							
<i>D. yavorskii</i> (Vologd.)			●			●							
<i>D. sp.</i>	●												
<i>Rhiracyathus</i> (?) sp.		●											

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>Batchatocyathus</i> (?) sp.						●							
<i>Agastrocyathus</i> (?) sp.					●								
<i>Protopharetra</i> cf. <i>rofunda</i> (Rodionova)						●							
<i>P. polymorpha</i> (Born)			●										
<i>P. laxa</i> (Born)	●												

сохраняются в блоках 2—5. Самой нижней известной частью сводного разреза этих отложений являются пестроцветные известняки и перекрывающие их вулканогенно-осадочные породы, охарактеризованные нижнеульдзуйтуйским комплексом органических остатков. Сводный разрез завершается биостромными известняками, включающими окаменелости верхнеульдзуйтуйских слоев. Между палеонтологически охарактеризованными слоями в разрезе залегает невыдержанная по составу и мощности пачка «немых» пород: туфов, вулканогенно-осадочных и терригенных отложений. Фациальные изменения в «немых» отложениях выражаются в замещении по мере приближения к Гурвунурской площади известковистых туфоалевролитов, содержащих линзы известняковых брекчий и туфов, полифациальной пачкой алевросланцев и туфов с линзами песчаников и известняков. С увеличением сложности фациального состава «немых» отложений возрастает их мощность (от 30 м в блоке 2 до 110 м и более на северо-западе блока 5).

Таблица 2

Распределение водорослей и других органических остатков в олдындинской свите Еравнинского рудного поля

Ископаемые формы	р. Ульдзуйтуй			Уч. Октябрьский, скв. 158 (верхи разреза)	Уч. Октябрьский, скв. 158 (низи разреза)	Уч. Озерный	Уч. Октябрьский сз. фланг	р. Ульдзуйтуй, блок 5	Уч. Назаровский, профиль 7,4,7,6	Уч. Звездный, восточный
	Нижне-ульдзуйтуйские слои	Верхне-ульдзуйтуйские слои	Сухореченские слои							
Водоросли родов										
<i>Proaulopora</i>		●	●			●		?		
<i>Epiphyton</i>	●	●	●	●	●	●		●		●
<i>Amganella</i>	○	●	●	○		●	●	●		
<i>Razumovskia</i>	○	●	○			●		●		
<i>Botominella</i>		○	○			○		?		?
Детрит										
Трилобитов	●		○	●					●	
Хиолителлид	●			●					●	
Спикул губок	●			●	○				○	

● — обилие; ● — среднее количество; ○ — единичные формы.

Таким образом, сводный разрез по юго-восточной части профиля I—I (см. прил. 4) представляется в следующем виде (снизу).

I. Пестроцветные органогенные известняки. Видимая мощность 140 м.

II. Известковистые туфоалевролиты, туфопесчаники с линзами органогенных известняков и известняковых брекчий (50—80 м). Слои I и II охарактеризованы органическими остатками нижеульдзуйтуйского комплекса.

III. «Немые» туфы смешанного состава, туфоалевролиты, алевросланцы с линзами песчаников (30—110 м).

IV. Известковистые туфоалевролиты, туфопесчаники с линзами и прослоями известняков, известняковых брекчий, алевросланцев, углисто-карбонатных сланцев, колчеданной руды (40—165 м).

V. Светло-серые биостромные известняки с линзами туфоалевролитов и туфов смешанного состава. Видимая мощность 200 м.

Слои IV и V охарактеризованы окаменелостями верхнеульдзуйтуйского комплекса.

VI. Пестроцветные рифогенные известняки и известняковые брекчии с окаменелостями сухореченских слоев.

Участок Озерный

На участке отложения выходят в ядре и крыльях Озернинской синклинали. Наиболее полным является разрез по скв. 32 (см. прил. 5). Представление об изменении состава рудоносной толщи в латеральном направлении дает фрагмент разреза по линии II—II, на который спроектированы глубокие скважины 32 и 2 (см. прил. 3).

Скважиной 32 вскрыты (снизу):

I. Пачка эффузивов кислого состава с прослоями вулканогенно-осадочных пород (120 м).

1. Светло-серые плохо сортированные известковистые туффиты. Вскрытая мощность 20 м.

2. Зеленовато-серые рассланцованные и серицитизированные кислые эффузивы с обломками окремнелых туффитов (45 м).

3. Серые известковистые туффиты: вверху — с прослоями черных углистых туфоалевролитов, внизу — с их неокатанными обломками (25 м).

4. Желтовато-серые туфолавы риолит-дацитовых порфиров (30 м).

II. Пачка известковистых туффитов и туфоалевролитов (236 м).

1. Серые известковистые туффиты и туфоалевролиты с маломощными (доли сантиметра) слоями углистых туфоалевролитов. Слоистость прямая горизонтальная. Контакт с подстилающими породами отчетливый, с мелкими западинами на их поверхности (35 м).

2. Темно-серые тонкообломочные кремнистые туффиты с прослоями черных углистых туфоалевролитов. В отложениях широко развиты текстуры подводных оползней (55 м).

3. Темно-серые, серые известковистые туфоалевролиты; внизу — прослой полосчатой колчеданной руды, вверху — мелкие прослой черных углистых туфоалевролитов (134 м).

III. Пачка риолит-дацитовых порфиров и пестроцветных туфов (100 м).

1. Желтовато-серые риолит-дациловые порфиты. Контакт с подстилающими туфоалевролитами согласный (20 м).

2. Пестроцветные псаммитовые и гравийные туфы смешанного состава, содержащие обломки бурых ортофиров, сиреневых, черных андезитовых и трахиандезитовых порфиритов, желтых и розовых риолит-дацитовых порфиров (4 Ом).

3. Желтовато-серые риолит-дацитовые порфиры (40 м).

IV. Пачка известняков, туфоалевролитов, известняковых брекчий (113 м).

1. Светло-серые известняки с прослоями известковистых и углистых туфоалевролитов, иногда слабооруденелых. Контакт с подстилающими эффузивами проходит по зоне небольшого тектонического нарушения (51 м).

2. Светло-серые известняки с тонкими прослоями известковистых туфоалевролитов. Внизу (10 м) — прослой известняковых брекчий (62 м).

В юго-восточном крыле Озернинской синклинали (скв. 2) пачка согласно залегает на подстилающих туфах.

V. Пачка псаммитовых, гравийных туфов и вулканогенно-осадочных пород (видимая мощность 370—450 м).

1. Горизонт переходного состава (снизу) (73,5 м): а) псаммитовые туфы смешанного состава (35 м), в основании — известковистые туфоалевролиты, — залегающие с постепенным переходом на известняках (5 м); б) известковистые туфоалевролиты (25 м), вверху — прослой колчеданной руды (1 м); в) колчеданная руда с прослоями туфоалевролитов (13,5 м).

2. Горизонт темно-серых псаммитовых туфов риолит-дацит-андезитового состава (100 м). В основании залегают гравийные туфы с обломками порфиритов, риолит-дацитовых порфиров, известняков, в середине — прослой бедной колчеданной руды (3,5 м).

3. Горизонт темно-, зеленовато-серых тонкообломочных и псаммитовых туфов риолит-дацитовых порфиров (100 м), в середине — прослой лапиллиевых туфов (10 м).

4. Горизонт известковистых туфоалевролитов и тонкообломочных туффитов видимой мощностью выше 100—120 м. В основании залегают тонкие, ритмично перемежающиеся известняки и туфоалевролиты (25 м). Юго-западнее (скв. 2) эти отложения перекрываются туфами риолит-дацитовых порфиров. Далее стратиграфическая последовательность прерывается телами субвулканических интрузий автомагматических и эруптивных брекчий риолит-дацитовых и дацитовых порфиров. В эруптивных брекчиях содержатся ксенолиты туффитов и туфоалевролитов. Непосредственно за эруптивными брекчиями по скв. 32 и 2 (см. прил. 3) прослеживаются серые тонкообломочные известковистые туффиты и туфоалевролиты, вверху — с прослоями углистых туфоалевролитов (30—50 м).

В кровле горизонта наблюдается двучленный ритм: 1) мелкосреднеобломочные известняковые брекчии; 2) ритмично чередующиеся известковистые туфопесчаники и углистые туфоалевролиты (25 м).

VI. Пачка известняков, известняковых брекчий с линзами туфов, вулканогенно-осадочных отложений, колчеданной руды. (Видимая мощность 203 м).

1. Плохо сортированные известняковые брекчии с обломками известняков, реже яшмовидных пород и туфоалевролитов; в середине — прослой рифогенных известняков (18 м). В основании брекчий видимого несогласия не отмечается, но неокатанные обломки подстилающих углистых туфоалевролитов указывают на наличие локального перерыва (72 м).

2. Зеленовато-серые псаммитовые и гравийные туфы риолит-дацитового состава (23 м).

3. Полосчатая колчеданная руда, в основании — прослой оруденелой мелкообломочной известняковой брекчии (10 м).

4. Известняковые брекчии с прослоями рифогенных известняков, цемент брекчий обогащен сульфидным материалом (60 м).

5. Полосчатая колчеданная руда с прослоями мелкообломочных известняковых брекчий, туффитов и псаммитовых или гравийных туфов риолит-дацитовых порфиров (38 м).

Согласно схеме стратиграфии, выработанной при геологоразведочных работах (Тарасова и др., 1972), слои 1—3 входят в первый продуктивный горизонт, при этом слой 1 относится к нижней, а слои 2 и 3 — к верхней половине горизонта; слои 4—5 принадлежат второму продуктивному горизонту.

Видимая мощность отложений по скв. 32 превышает 1130 м.

Разрез пачки VI наращивается кристаллотуфовым горизонтом (см. прил. 5, скв. 74, 75, 133 и др.). В горизонте выделены (Тарасова и др., 1972) нижний и верхний подгорizontы. Нижний подгорizont сложен рифогенными известняками и известняковыми брекчиями (50—80 м), верхний — кристалло-, литокристаллокластическими туфами риолит-дацитовых порфиров (50—100 м). В осевой части Озернинской синклинали горизонт начинается ритмично чередующимися туфами, туфогравелитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами. На подстилающих отложениях кристаллотуфовый горизонт залегает с внутриформационным перерывом. В базальных слоях горизонта содержатся обломки подстилающих известняков, туфов, вулканогенно-осадочных пород и колчеданных руд.

Таким образом, пачка VI представляет собой груборитмичное чередование известняков и известняковых брекчий, залегающих в основании ритмов, с вулканогенно-осадочными, пирокластическими породами, пластами колчеданных руд, завершающими ритмы. Кровля шестой пачки на участке Озерном неизвестна. Видимая мощность пачки VI достигает 550 м. Общая мощность нижнекембрийских отложений на участке составляет 1400 м.

В известняках, известняковых брекчиях, туфоалевролитах пачки VI и двучленного ритма, завершающего пачку V, обнаружен богатый комплекс археоциат и водорослей (см. табл. 1, 2). Изучение окаменелостей позволило уверенно сопоставить этот комплекс с верхнеульдзуйтуйским (Язмир, 1972).

Залегающий в кровле пачки V двучленный ритм служит нижней границей развития в разрезе указанных окаменелостей и ограничивает снизу колчеданные залежи продуктивных горизонтов пачки VI. Верхняя часть ритма, сложенная чередующимися известковистыми и углистыми туфоалевролитами («углистая пачка»), выделялась Л. П. Хряниной в качестве маркирующего горизонта. Последующие исследования (Тарасова и др., 1972) показали, что прослой углистых туфоалевролитов выклиниваются в юго-восточном крыле Озернинской синклинали. В то же время указанный двучленный ритм прослеживается по всему участку и является маркирующим для кровли пачки V.

КРИТЕРИИ РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Собранные окаменелости позволили с разной степенью достоверности выделить на изученных участках¹ аналоги двух комплексов органических остатков: ниже- и верхнеульдзуйтуйского (см. прил. 4, 5). Аналоги первого из них встречены на участке Октябрьском (юго-восточный фланг) и в редуцированном объеме — на участках Звездном, Восточном и Назаровском. В разрезах участка Октябрьского (р. л. 65, 61, профиль 15,5) сообщества окаменелостей, относимые к нижнеульд-

¹ Полный перечень видов и родов археоциат и водорослей для участков приведен в табл. 1, 2.

зуйтуйскому комплексу, характеризуют нижнюю пачку известняков, на участке Восточном — нижнюю пачку известняков и вышележащие туфоалевролиты, на участке Назаровском (профиль 7,4—7,8) и Звездном — вторую снизу пачку известняков и перекрывающие ее туфоалевролиты.

Сообщества окаменелостей, близкие к верхнеульдзуйтуйскому комплексу, выявлены на участке Озерном (пачка VI, верхняя часть пачки V). На участке Октябрьском (северо-западный фланг) редуцированные аналоги этого комплекса встречены в рифогенных известняках и подстилающих их туфоалевролитах. Вероятно, к верхнеульдзуйтуйскому комплексу следует отнести археоциаты верхней пачки известняков и нижележащих туффитов по юго-восточной части разведочной линии (Язмир, 1972).

Литолого-стратиграфическая корреляция основана на достаточно четких и хорошо прослеживаемых признаках. В их число входят характерные ассоциации рифогенных пород, некоторые специфические отложения, подводно-оползневые текстуры и иногда — закономерности локализации карбонатных пород. Далее эти признаки рассматриваются при фациальной характеристике пород, поэтому здесь мы ограничимся лишь их перечислением и указанием о распределении их в разрезе и по площади (см. прил. 4):

а. Массивы монолитных биогермных известняков. Они характеризуют первые снизу пачки известняков по профилю I—I и участкам Октябрьскому (юго-восточный фланг), Восточному, пачку II известняков по профилю 7,4 и преобладают во второй снизу пачке известняков на участке Звездном и в нижней половине разреза на участке Туркул. Аналогичные массивы встречаются на участках Таежном и Перевальном. На Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади рассматриваемые известняки в большинстве легко диагностируются по пестроцветной окраске.

б. Маломощные дифференцированные массивы серых известняков и известняковых брекчий или пластовые тела (биостромы) органогенных известняков. Такие постройки локализуются в верхней части рудоносной толщи на участках Октябрьском (северо-западный фланг и р. л. 65 в юго-восточной части), Озерном, Солнечном и в пачке V на юго-востоке профиля I—I.

в. Подводно-оползневые текстуры. Следы подводных оползней свойственны окolorифовым отложениям на участках Звездном, Туркуле, Таежном, Перевальном, Озерном. Реже следы оползней фиксируются в алевросланцах и туфоалевролитах, перекрывающих рифогенные известняки на участках Туркул и Октябрьском (юго-восточный фланг).

г. Эффузивы, агломератовые и лапиллиевые туфы. Эти вулканиты концентрируются в базальной части рудоносной толщи на участке Звездном, Таежном, Туркуле, Перевальном, Озерном и по профилю 7,4.

д. Тонкообломочные и псаммитовые отложения отличают пачки туфов, туффитов и нормально-осадочных пород, завершающих разрез рудоносной толщи на участках Звездном, Восточном, Туркуле, Перевальном, Октябрьском (профиль 15,5) и по профилю 7,4. Те же отложения развиты на участках Озерном (пачки II, V), Солнечном, Октябрьском (северо-западный фланг) и на северо-западе профиля I—I. В редуцированном виде эти отложения встречены на юго-востоке профиля I—I и по р. л. 65.

е. Буровато-вишневые ритмично-горизонтально-слоистые вулканогенно-осадочные породы со следами местных перерывов. Указанные породы прослежены в основании пачек тонкозернистых и псаммитовых отложений на участках Звездном, Восточном, Назаровском (профили 7,4—7,6), на юго-востоке профиля I—I и местами на юго-восточном фланге участка Октябрьского.

ж. Черные, бурые псаммитовые туфы среднего или смешанного состава. Они характерны для нижней и средней частей названных пачек на участках Звездном, Восточном, Туркуле, Солнечном, Назаровском, Озерном и на северо-западе профиля I—I.

з. Особенности размещения карбонатных пород в пачках тонкозернистых и псаммитовых отложений. Как правило, карбонатные породы развиты в основании и кровле названных пачек и отсутствуют в их средней части.

Указанные признаки в сочетании с палеонтологическим материалом позволяют расчленить нижнекембрийские отложения Еравнинского рудного поля (см. прил. 5) на семь пачек (снизу):

Пачка I (видимая мощность 120 м). Лавы и туфолавы риолит-дацитовых порфиров, андезитовые и диабазовые порфириты, прослой и линзы туффитов и туфоалевролитов.

Пачка II (250—270 м). Известковистые туффиты, туфоалевролиты, мраморизованные известняки; прослой и линзы рифогенных известняков, известняковых брекчий, кремнистых туффитов, туфов кислого и смешанного состава, андезит-дацитовых и диабазовых порфиритов, прослой колчеданных, гематитовых и сульфидно-гематитовых руд.

Пачка III (125—300 м). Лавы и кластолавы андезит-дацитовых, андезитовых, реже — диабазовых порфиритов, лавы и туфолавы риолит-дацитовых порфиров, туфы смешанного состава, кремнистые туффиты. Прослой и линзы рифогенных и седиментационных известняков, известняковых брекчий, известковистых туффитов и туфоалевролитов, туфов кислого состава; маломощные прослой колчеданной руды.

Пачка IV (40—300 м). Рифогенные известняки, известняковые брекчии; седиментационные известняки, переслаивающиеся с известковистыми или углистыми туффитами, туфоалевролитами; редкие прослой туфов кислого и смешанного состава; маломощные прослой колчеданной руды. Органические остатки нижнеульдзуйтуйских слоев (40—300 м).

Пачка V (35—550 м). Переходный горизонт. Буровато-вишневые известковистые туффиты и туфоалевролиты; прослой и линзы рифогенных и седиментационных известняков, известняковых брекчий, алевросланцев, кремнистых туффитов, туфов кислого и смешанного состава, андезит-дацитовых порфиритов, маломощные прослой колчеданной руды. Фауна и флора нижнеульдзуйтуйских слоев (0—140 м).

Нижний горизонт. Туфы среднего и смешанного состава; прослой и линзы туффитов, туфопесчаников, известняков, туфов кислого состава; гранат-биотитовые, кварц-хлорит-биотитовые сланцы; прослой колчеданной руды (15—250 м).

Средний горизонт. Туфы кислых эффузивов; прослой и линзы туффитов, туфопесчаников, туфов смешанного состава, известняков; кварц-серицитовые сланцы (0—175 м).

Верхний горизонт. Известковистые, реже — углистые туффиты, туфоалевролиты, туфопесчаники; прослой и линзы рифогенных и седиментационных известняков, известняковых брекчий, туфов кислого состава, алевросланцев; маломощные прослой колчеданных и гематитовых руд. Фауна и флора верхнеульдзуйтуйского комплекса (20—250 м).

Пачка VI (видимая мощность 300—550 м). Светло-серые рифогенные известняки, известняковые брекчии, известковистые, реже — углистые туффиты и туфоалевролиты, седиментационные известняки, прослой и линзы туфов кислого и смешанного состава; пласты массивных и полосчатых колчеданных руд, пластообразные залежи брекчиевидных колчеданных руд. Органические остатки верхнеульдзуйтуйских слоев.

Пачка VII (видимая мощность 60 м). Пестроцветные рифогенные известняки, известняковые брекчии с археоциатами сухореченских слоев.

подсвете олдындинской свиты, представляющей собой толщу туфов с линзами и прослоями известняков, туффитов, лав кислого и среднего состава. Стратиграфически ниже в обоих случаях залегает толща эффузивов кислого состава с прослоями и линзами туфов и лав андезитодацитовых порфиритов. Меньшая часть этой толщи непосредственно подстилает нижнеульдзуйтуйские слои и отнесена к верхней подсвете, а большая — к нижней.

По руч. Хулудый стратиграфически выше верхнеульдзуйтуйских слоев расположена толща преимущественно карбонатного состава, охарактеризованная комплексом наиболее «высокой» фауны, встреченной в олдындинской свите. Эта часть разреза (хулудинские слои) относится к более верхним частям боградского горизонта, чем верхнеульдзуйтуйские и сухореченские слои. На основании приведенных данных ульдзуйтуйский стратотип и сводный разрез нижнекембрийских отложений Еравнинского рудного поля могут быть отнесены к средней и нижней частям верхней подсветы олдындинской свиты.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ПАЧЕК И ГОРИЗОНТОВ ПО ЛАТЕРАЛИ

Наиболее четко по простиранию прослеживаются пачки IV и VI.

Пачка IV развита по всему рудному полю, на западе выходы ее прослеживаются в северо-западном крыле Центральной синклинали через весь останец нижнекембрийских пород. На юго-востоке и востоке рудного поля данная пачка выходит в крыльях и местами в ядре Аришинской антиклинали, восточном крыле Магнетитовской и ядрах Ульдзуйтуйской антиклиналей.

Нижняя граница пачки отчетливо фиксируется на участках Назаровском, Звездном, Озерном, Перевальном и Таежном (см. прил. 1, 3, 5). На Назаровском (профиль 7,4) она проводится по подошве известняковых брекчий, согласно залегающих на кремнистых туффитах пачки III. На участках Озерном, Звездном она отмечается по согласному налеганию рифогенных или седиментационных известняков на известковистые туфоалевролиты. Западнее (участки Перевальный и Таежный) известняки пачки IV согласно сменяют нижележащие туфы. Исключение в этом отношении составляет юго-восточный фланг участка Туркул, где контакт между рифогенными известняками III и IV пачек проводится с некоторой долей условности.

За исключением упомянутого участка пачка IV отчетливо диагностируется. На Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади она сложена преимущественно монотонными рифогенными известняками. Кроме них отмечаются линзы туфоалевролитов, известняковых брекчий. Неравномерная примесь гематита придает породам пестроцветную окраску. Частичное или полное осветление пород, вероятно, связано с наложенными процессами мраморизации, анкеритизации и баритизации (участки Назаровский и Туркул). За исключением участка Туркул, где метаморфические преобразования обусловили плохую сохранность окаменелостей, на Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади пачка IV выделяется с учетом палеонтологических данных. При приближении к Гурвунурской площади рифогенные известняки сменяются по простиранию перемежающимися известняковыми брекчиями, туфоалевролитами, седиментационными известняками, характеризующимися широким развитием текстур подводных оползней. Одновременно видимая мощность пачки сокращается от 150—300 до 100—200 м.

На Гурвунурской площади в пачке (30—150 м) преобладают серые, темно-серые седиментационные известняки, монотонные или с прослоями известковистых и углистых туфоалевролитов. Рифогенные известняки

встречаются локально (участки Перевальный, Таежный) в виде мощных (120—150 м) монотонных толщ (см. прил. 3). Вмещающие их отложения характеризуются развитием подводно-оползневых текстур, присутствием линз известняковых брекчий. Вследствие плохой сохранности немногих уцелевших при метаморфических преобразованиях форм археоциат выделение пачки на Гурвунурской площади проводится преимущественно на основании литологических наблюдений.

Пачка VI развита в основном на западной половине рудного поля. На Гурвунурской площади она выходит в осевой части Центральной синклинали (в ядрах Солнечной, Озерной, Октябрьской и Ульдзуйтуйской синклиналей 2-го порядка). На Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади пачка слагает восточные крылья Магнетитовской и Ульдзуйтуйской антиклинальных структур. Небольшие выходы ее имеются в ядрах мелких синклиналей в районе профиля I—I и на участке Октябрьском (см. рис. 1,2).

Нижний контакт пачки VI всегда отчетливый и в большинстве случаев согласный. Согласное залегание известняков и известняковых брекчий пачки на туфоалевролитах, туффитах, чередующихся туфоалевролитах и известняках установлено на профиле I—I, участках Солнечном, Октябрьском. Иногда, как было показано при характеристике опорного разреза по участку Озерному, в основании пачки наблюдаются локальные внутриформационные перерывы.

Пачка VI уверенно отличается от подстилающих отложений, в пачке преобладают сероцветные известняки и известняковые брекчии. Образуемые ими постройки (биогермы, биостромы) неоднородны по строению и невелики по мощности.

На Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади развиты относительно мощные (150—200 м) толщи известняков, представляющие собой совокупность биостромов, сменяющих друг друга по стратиграфической вертикали и в латеральном направлении.

На Гурвунурской площади преобладают биогермы, сложенные известняками и известняковыми брекчиями. Мощность их обычно не превышает 25—80 м (см. прил. 3), лишь иногда (участок Солнечный) достигает 80—120 м; в этом случае в постройках возрастает роль рифогенных известняков (см. прил. 5). Известняки и известняковые брекчии обычно разобщены в разрезе прослоями туфов, туфоалевролитов и других пород. Подводно-оползневые текстуры во вмещающих биогермы отложениях развиты сравнительно слабо и отмечаются на участках Озерном (Бусленко, 1970) и Солнечном. Рифогенные известняки и известняковые брекчии тяготеют к восточной части Гурвунурской площади. В западном направлении они уменьшаются в мощности и по простиранию постепенно уступают место слоистым толщам. Наиболее характерен в этом отношении участок Солнечный.

Пачка VI вмещает основную массу колчеданных залежей Еравнинского рудного поля (участок Озерный). Оруденение представлено пластинами массивных и полосчатых руд среди вулканогенно-осадочных отложений и пластообразными залежами брекчиевидных колчеданных руд среди рифогенных известняков.

Расчленение пачки осуществлено только на участке Озерном, где, как упоминалось выше, при геологоразведочных работах были выделены два продуктивных и один кристаллотуфовый горизонты.

Кровля пачки VI на рудном поле неизвестна. Стратиграфический разрез пачки завершается кристаллотуфовым горизонтом, выходящим в ядре Озернинской синклинали. Видимая мощность пачки на Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади не превышает 200 м, а на Гурвунурской достигает 550 м.

Пачки IV и VI отличаются друг от друга литологическими особенностями и разновозрастными комплексами окаменелостей. В разрезе

они четко выделяются среди смежных стратиграфических подразделений и имеют широкое латеральное развитие. Наличие их позволяет установить стратиграфическую принадлежность отложений в разрезе олдындинской свиты почти на всей изученной территории. В связи с этим указанные пачки выделяются в качестве основных маркирующих горизонтов рудоносной толщи.

Прослеживание по простиранию I, II, III пачек затруднено фациальной изменчивостью пород, значительными расстояниями между их выходами и отсутствием органических остатков.

I пачка на рудном поле развита незначительно. К ней отнесены метаморфизованные риолит-дацитовые порфиры, выходящие в ядре Магнетитовской антиклинали (см. прил. 1), кислые эффузивы с прослоями туффитов, вскрытые скв. 32 (участок Озерный), а также андезит-дацитовые и диабазовые порфириты участка Туркул (см. прил. 5). Основание пачки неизвестно.

II пачка выходит в ядре Ульдзуйтуйско-Перевальнинской антиклинали, восточном крыле Магнетитовской антиклинали, вскрывается в ядре и северо-западном крыле Аришинской антиклинали, а также в основании толщи, выполняющей Озерную синклинали. Согласно залегает она на подстилающих эффузивах участков Озерного и Туркула.

На Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади II пачка преимущественно сложена монотонными известняками. По мере приближения к Гурвунурской площади (участок Звездный) в ней появляются известковистые туффиты и туфоалевролиты с прослоями колчеданных, сульфидно-гематитовых руд и кремнисто-гематитовых отложений. В основании пачки на участках Магнетитовом и Аришинском развиты стратиформные залежи магнетитовых и сульфидно-магнетитовых руд. На Гурвунурской площади в пачке II, как это видно из опорного разреза на участке Озерном и выходов в ядре Ульдзуйтуйско-Перевальнинской антиклинали, преобладают известковистые туффиты и туфоалевролиты. Местами появляются линзы диабазовых и андезито-дацитовых порфиритов (участок Туркул), туфов риолит-дацитовых порфиров и колчеданной руды (скв. 32).

Пачка III на Гурвунурской площади выходит в крыльях Ульдзуйтуйско-Перевальнинской антиклинали и вскрывается скважинами в ядре и северо-западном крыле Центральной синклинали (участки Туркул, Озерный, Перевальный). На Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади пачка обнаружена в восточном крыле Магнетитовской и ядре Аришинской антиклинали.

Нижний контакт пачки прослежен в осевой части Гурвунурской площади (участки Озерный, Туркул) и на востоке рудного поля (участки Звездный, Магнетитовый). Во всех случаях пачка согласно перекрывает подстилающие известняки или туфоалевролиты.

В пачке отчетливо преобладают вулканогенные породы, что особенно заметно на Гурвунурской площади. Здесь в основании ее обычно располагаются эффузивы, в верхней половине — туфы и местами — туффиты, туфоалевролиты с прослоями известняков. Такое строение пачка имеет на участках Озерном (скв. 2), Перевальном, Таежном (см. прил. 3). В пределах Озернинской синклинали эффузивы представлены лавами и туфолавами риолит-дацитового состава; южнее среди эффузивов преобладают диабазовые порфириты (участок Туркул), а на западе рудного поля — кластолавы андезит-дацитовых порфиритов. Основная масса пирокластолитов локализована на западе Гурвунурской площади, где их мощность достигает 75—100 м и широко развиты агломератовые туфы. Восточнее мощность туфовой толщи снижается, а агломератовые туфы сменяются гравийными и псаммитовыми. При совмещении в частных разрезах различных по основности

вулканитов (северо-запад участка Туркул) по стратиграфической вертикали диабазовые порфириды сменяются андезит-дацитовыми, а затем — эффузивами кислого состава (см. прил. 5).

На Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади III пачка сложена кремнистыми туффитами с редкими линзами известняков. На границе с Гурвунурской площадью (Звездный, юго-восток участка Туркул) преобладают известковистые туффиты с линзами рифогенных известняков, риолит-дацитовых порфиров, диабазовых порфиритов. В туффитах встречены обломки известняков и отмечаются текстуры подводных оползней.

С прослоями туффитов и туфоалевролитов на Гурвунурской площади (участок Озерный) связаны мелкие линзы колчеданной руды.

Мощность III пачки возрастает в северо-западном направлении и на западе рудного поля превышает 300 м.

V пачка на Гурвунурской площади обнажается в крыльях Центральной синклинали. В северо-западном крыле пачка прослеживается вдоль всего рудного поля. В восточном крыле синклинали выходы пачки прерываются пластообразным телом субвулканической интрузии риолит-дацитовых порфиров или обрываются Аришинской и Туркул-Гундуйской зонами разломов. На Гурвунурской площади в составе пачки выделяются все четыре горизонта, а ее мощность достигает 550 м.

На Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади пачка V выходит в восточном крыле Магнетитовской антиклинали и в ядре Звёздной синклинали. Мощность пачки здесь составляет 200—320 м, а входящие в нее горизонты иногда выклиниваются или сменяются по простиранию нерасчлененной толщей алевросланцев. В редуцированном виде пачка прослеживается по западной окраине площади — в северо-западном крыле Аришинской антиклинали. В частности, в разрезе по юго-восточной части р. л. 65 в пачке выделяются только верхний и нижний горизонты, а ее мощность не превышает 35 м. Верхний горизонт включает плохо сортированные туффиты с прослоями алевросланцев, нижний — пестроцветные пирокласто-осадочные брекчии с обломками андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов.

Переходный горизонт V пачки на Гурвунурской площади согласно перекрывает известняки IV; четкие согласные контакты установлены на участках Перевальном и Озерном. На западе площади горизонт сложен преимущественно вулканогенными породами, среди которых находятся пестроцветные гравийные туфы с литокластами андезитовых и трахиандезитовых порфиритов, риолит-дацитовых порфиров, ортофиров, кластолавы андезит-дацитового состава, кристаллокластические туфы (см. прил. 3, скв. 731—734, 691). Здесь встречены также линзы известняковых брекчий и кремнистых туффитов (скв. 686, 687, 691).

По мере приближения к осевой части Гурвунурской площади рассмотренные эффузивы, туфы и кремнистые туффиты сменяются по простиранию известковистыми туффитами и туфоалевролитами с линзами туфов смешанного состава и колчеданной руды. Одновременно сокращается (до 70—75 м) мощность горизонта; на северо-западе профиля I—I он выклинивается (см. рис. 2, прил. 5).

На Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади переходный горизонт сложен известковистыми туфоалевролитами, туфопесчаниками с линзами известняковых брекчий, туфов смешанного состава или слоистыми известняками. На западной окраине площади горизонт иногда выклинивается. Восточнее (профиль 7,4) мощность горизонта достигает 170 м. На участках Восточном, Звездном, иногда Октябрьском, Назаровском и по профилю I—I горизонт начинается буровато-вишневыми известковистыми туфоалевролитами, туфопесчаниками с ритмично повторяющимися прослоями известняков или известняковых брекчий. Эти отложения, в которых видны следы многочисленных локальных перерывов, фиксируют нижний контакт V пачки. Рассмотренные породы на

участке Назаровском и местами по профилю I—I залегают согласно на известняках пачки IV, но на западе Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади в их основании имеются местные перерывы осадконакопления.

В нижнем горизонте V пачки преобладают темноокрашенные псаммитовые и тонкообломочные туфы среднего и смешанного состава. Гравийные и лапиллиевые туфы локализованы преимущественно в основании горизонта.

Согласное налегание туфов нижнего горизонта на туффиты, туфоалевролиты переходного горизонта устанавливается на участках Озерном, Перевальном, Звездном, Восточном и Назаровском. Смена пород здесь отчетливая, резкая. В ульдзуйтуйском стратотипе туфы постепенно сменяют нижележащие известняковые брекчии переходного горизонта. На юго-востоке участка Октябрьского (скв. 158), где переходный горизонт выпадает из разреза, туффиты нижнего горизонта сокрыты стратиграфическим несогласием перекрывают известняки IV пачки.

Нижний горизонт прослеживается почти по всей изученной территории и большей частью хорошо диагностируется. В связи с этим В. А. Варламов выделил его в качестве основного маркирующего горизонта рудоносной толщи. Вместе с тем этот горизонт иногда выклинивается (тектонические блоки 3, 4 на разрезе по линии I—I; профиль 15.5 на участке Октябрьском), подвержен метаморфическим преобразованиям, меняющим облик туфов (участок Туркул), или имеет сходный облик с вышележащим горизонтом туфов риолит-дацитовых порфиров (участок Озерный). Поэтому, на наш взгляд, он заслуживает выделения только в качестве второстепенного маркирующего горизонта. Мощность нижнего горизонта колеблется в широких пределах (15—250 м) и уменьшается в юго-восточном направлении. С горизонтом связаны маломощные прослой колчеданных руд.

Средний горизонт пачки V развит преимущественно на Гурвунурской площади, где его мощность достигает 100—175 м. На Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади он отмечен в районе участка Назаровского, а на остальной территории отсутствует. На всех изученных участках согласно залегают туфы риолит-дацитовых порфиров, входящих в горизонт, на подстилающих пирокластолитах смешанного и среднего состава.

Верхний горизонт прослеживается по всему рудному полю. В осевой части Гурвунурской площади в его составе преобладают известковистые туфоалевролиты и тонкообломочные туффиты, обогащающиеся вверх по разрезу углистым материалом. Мощность горизонта здесь 200—250 м. Западнее среди туффитов появляются линзы туфов риолит-дацитовых порфиров. На Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади мощность горизонта резко сокращается (иногда до 20 м), а среди туфоалевролитов широко развиты линзы известняков и известняковых брекчий. Горизонт вмещает прослой и линзы колчеданных (участки Озерный, Ульдзуйтуй-I и II) и гематитовых (участки Восточный и Октябрьский) руд. Имеющиеся литолого-стратиграфические разрезы показывают согласное залегание верхнего горизонта на подстилающих туфах.

Пачка VII развита локально на юго-восточной оконечности профиля I—I.

Сводный разрез рудоносной толщи имеет ритмичное строение с сочетанием макро-, мезо- и микроритмов. Выделяются два главных (основных) макроритма. Один из них включает пачки I—IV, второй — V—VI. Каждый из основных макроритмов представляет собой трансгрессивный ряд, в котором вверх по разрезу вулканогенные породы сменяются карбонатными и отчетливо падает гранулометрический уровень туфов и вулканогенно-осадочных пород. Каждый главный макроритм охарактеризован специфическим комплексом органических

остатков. Переходный горизонт в основании второго макроритма отражает преемственность в цикличности. Вероятно, существовал и третий ритм такого же порядка, частью которого могут быть сухореченские слои.

Первый основной макроритм включает два второстепенных макроритма, нижний из которых объединяет пачки I и II, верхний — пачки III и IV. Второй основной макроритм содержит ряд мезоритмов мощностью от 0,5—1 до 100 м, проявленных преимущественно в кровле V и в VI пачке. Упомянутые особенности главных макроритмов сохраняются и для более мелких, вплоть до микроритмов.

Комплексное применение литолого-стратиграфического и биостратиграфического методов позволило внести ряд поправок в предшествующие схемы стратиграфии. Наиболее существенные из них: а) известняки и подстилающие их вулканогенно-осадочные породы Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади, ранее относившиеся к верхней части рудоносной толщи, включены в низы верхней подсвиты (II—IV пачки); б) туфы, туффиты, алевросланцы, перекрывающие указанные известняки на участках Назаровском, Восточном, Звездном и ранее относимые к среднекембрийской химгильдинской свите, включены в среднюю часть рудоносной толщи (пачка V); в) стратиформные рудные тела Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади синхронизированы с рудными залежами, вскрытыми на участке Озерном в нижней и средней частях толщи (пачки II и V); г) образования, выделенные А. С. Мартосом на юго-востоке рудного поля в гундинскую свиту, отнесены частично к пачке V рудоносной толщи, а частью — к субвулканической интрузии андезито-базальтовых порфиритов; д) проведены отчетливое разграничение и литолого-стратиграфическая привязка верхне- и нижнеульдзуйтуйских слоев, отсутствовавшие в предыдущих схемах.

В результате исследований установлены также литолого-стратиграфический и биостратиграфический контроль стратиформного оруденения. Основная масса колчеданных руд приурочена (участки Озерный, Ульдзуйтуй-I и II) к VI пачке и верхнему горизонту V и практически не выходит за пределы верхнеульдзуйтуйских слоев. Наряду с этим нижнекембрийские отложения содержат маломощные прослои колчеданных руд, большей частью развитые в нижнем и переходном горизонтах V и во II пачке (участки Звездный, Перевальный, Озерный). Прослои гематитовых, сульфидно-гематитовых руд находятся в верхнем горизонте V и во II пачке (участки Восточный, Звездный, Октябрьский). Залежи магнетитовых и сульфидно-магнетитовых руд тяготеют преимущественно к основанию разреза нижнекембрийской толщи — к I и II пачкам (участки Магнетитовый и Аришинский); гораздо реже они встречаются в более высоких частях разреза (кровля V пачки на участке Солнечном).

Обобщая изложенное, отметим основные вопросы, разрешенные комплексным применением литолого-стратиграфического и биостратиграфического методов при расчленении нижнекембрийских отложений рудного поля:

1) рудоносная толща расчленена на 7 пачек, 4 горизонта. Все подразделения четко охарактеризованы литологически, а пачки IV—VII, кроме того, и биостратиграфически;

2) выделенные подразделения прослежены по простиранию, выяснен характер изменения их состава в латеральном направлении. Установлена стратиграфическая принадлежность практически всех выходов олдындинской свиты в рудном поле;

3) построен сводный разрез рудоносной толщи для всей изученной территории и показаны основные закономерности его строения;

4) установлен литолого-стратиграфический и биостратиграфический контроль стратиформного оруденения.

Эти исследования, несмотря на неблагоприятные объективные факторы (слабая обнаженность района, разобщенность выходов коррелируемых пород), позволили создать необходимую стратиграфическую основу для проведения фациального анализа отложений, осуществления палеофациальных и палеогеографических реконструкций основных периодов накопления рудоносной толщи и вулканогенно-осадочного рудообразования.

Глава III.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ФАЦИИ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Вопросы фациального анализа нижнекембрийских отложений Еравнинского рудного поля являются ключевыми при понимании геотектонического развития района в нижнем кембрии и воссоздании условий вулканогенно-осадочного рудоотложения.

При выделении в рудоносной толще генетических комплексов разного порядка автор придерживался классификации Г. Ф. Крашенинникова (1962), рассматривающего в порядке соподчинения следующие градации: формация — генетический тип — фация — вид отложений.

Литолого-фациальный облик нижнекембрийской рудоносной толщи определяется наличием четырех генетических типов пород: вулканогенных, вулканогенно-осадочных, нормально-осадочных и рифогенных. Каждый из них формировался под преобладающим влиянием какого-либо одного ведущего процесса: вулканической деятельности, смешивания в водной среде продуктов извержений с другими компонентами, нормально-осадочной седиментации, жизнедеятельности рифостроителей. С этих позиций указанные образования соответствуют генетическим типам пород, в понимании Г. Ф. Крашенинникова. Генетические типы связаны общностью формирования в области активного вулканизма. Первые три соответствуют трем группам отложений, выделенным Л. Н. Ботвинкиной (1974) для областей активного вулканизма. Наряду с четырьмя генетическими типами в рудоносной толще выделена группа эксгальционно-осадочных фаций, образование которой обусловлено преимущественно вулканогенно-осадочным рудным процессом. Некоторые разновидности этой группы, как, например, брекчиевидные колчеданные руды, возникли под влиянием двух в равной мере существенных процессов (вулканогенно-осадочного рудного и рифообразующего) и могут быть отнесены к образованиям сложного генезиса.

При рассмотрении генетических типов пород и особенностей их размещения в рудном поле использована количественная характеристика отложений, основанная на подсчетах в опорных разрезах площади сечения слоев. Это дает более точные результаты, чем подсчеты по выходам пород на дневную поверхность, которые допускают значительные погрешности как из-за широкого развития покрова четвертичных отложений, так и из-за относительно пологого залегания рудоносной толщи.

ПЕРВЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Этот генетический тип включает эффузивные и пирокластические фации. В отличие от «Классификации вулканогенных обломочных горных пород» (1962) и классификаций Е. Ф. Малеева (1963), В. С. Коптева-Дворникова и др. (1967) осадочно-пирокластические отложения исклю-

чаются нами из этого генетического типа и рассматриваются среди вулканогенно-осадочных пород. Такое толкование близко точке зрения И. В. Лучицкого (1971) и Л. Н. Ботвинкиной (1974), включающих в вулканогенные породы материал, возникший при вулканических извержениях, либо совсем не переотложенный, либо переотложенный в рыхлом состоянии, и четко разделяющих вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования (группы отложений, по Л. Н. Ботвинкиной). Градация туфов по величине обломков проводится нами в соответствии с классификацией Е. Ф. Малеева (1963). При характеристике текстур и структур вулканитов, наряду с другими пособиями, использовались атласы структур вулканогенных пород (Лапин, 1965, 1972).

Эффузивные фации

Среди эффузивных фаций различаются: кластолавы андезитовых, андезит-дацитовых порфиритов, андезитовые и андезит-дацитовые порфириты; риолит-дацитовые порфиры и их туфолавы; диабазовые порфириты.

а. Кластолавы андезитовых, андезит-дацитовых порфиритов и находящиеся в подчиненном количестве андезитовые и андезит-дацитовые порфириты слагают мощное (свыше 250 м) линзообразное тело, фиксируемое на площади около 30 км² на западе рудного поля (см. прил. 1 и 3), а также мелкие линзы среди различных вулканогенных пород.

Андезитовым порфиритам свойственны массивная, реже — флюидальная (флюктуационная) текстуры, порфировая, сериально-порфирная структуры с пилотакситовой, апогиалопилитовой, микролепидогранобластовой основной массой. Среди фенокристаллов преобладает плагиоклаз (андезин), замещаемый соссюритом, а также зернистыми агрегатами калишпата и альбита. Реже встречаются псевдоморфозы магнетита, биотита, хлорита или кальцита по амфиболу или пироксену. В основной массе находятся мелкие лейсты серицитизированного или альбитизированного плагиоклаза, погруженные в девитрифицированное стекло, замещенное хлоритом, лимонитом, иногда эпидотом и биотитом.

Андезит-дацитовые порфириты отличаются присутствием среди вкраплений олигоклаза, пилотакситовой или микролитовой криптозернистой структурами основной массы, в которой вместе с плагиоклазом находится калиевый полевой шпат.

Кластолавам андезит-дацитового и андезитового состава свойственны эвтакситовые с полосовидным распределением обломков или брекчиевидно-такситовые текстуры. Обломки отличаются от цемента по количеству вкраплений или структурам основной массы. Иногда обломки представлены андезитовыми порфиритами, а цемент — дацитовыми порфирами. Обломки нечетко выражены, размер их колеблется от 1×3 до 5×8 см. Цементирующая масса нередко замещена гранобластовыми или микрогранобластовыми кварц-полевошпатовыми агрегатами.

Акцессорные минералы в эффузивах андезитового и андезит-дацитового состава представлены сфеном, магнетитом, пиритом, апатитом, цирконом.

Рассмотренные эффузивы могут быть отнесены к лавовым и кластолавовым фациям потоков склонов вулканического конуса.

б. Риолит-дацитовые порфиры и их туфолавы слагают покровы лавовые, туфолавовые и смешанные (20—150 м), расположенные среди известняков, туффитов и туфов. В смешанных покровах мощность отдельных потоков варьирует от 10 до 70 м. Площадь лавовых покровов достигает 10—15 км², туфолавовых и смешанных — 25 км².

Риолит-дацитовые порфиры обладают сланцеватой, массивной текстурами, олигофировой, порфировой, микропорфировой структурами

с микрофельзитовой, микросферолитовой, микролепидогранобластовой, микропойкилобластовой с реликтами микропойкилитовой основной массой; среди фенокристаллов преобладает плагиоклаз (альбит-олигоклаз, олигоклаз), замещаемый серицитом, альбитом и калиевым полевым шпатом; реже встречаются вкрапленники кварца и калиевого полевого шпата.

Туфолавы риолит-дацитовых порфиров отличаются реликтовой флюидалной текстурой, туфолоавовой и линофировой структурами. В количестве 10—20% присутствуют вытянутые согласно флюидалности или округлые обломки кислых эффузивов, хлоритизированного стекла, плагиоклаза, кварца. Кристаллокласты плагиоклаза отличаются от вкраплений в цементе наличием сосюрита и зернистого кальцита среди вторичных продуктов, иногда реликтовой зональностью. Размер обломков не превышает 1 см. Обломки обтекаются и корродируются интенсивно серицитизированной связующей массой.

Эффузивы риолит-дацитового состава относятся к фациям лав и туфолав потоков подводной части склона вулканического конуса. Крупные потоки кислых эффузивов, как известно, встречаются крайне редко (Луцицкий, 1971). Широкое латеральное развитие эффузивов риолит-дацитового состава в рудном поле, вероятно, вызвано, как это предполагается Ю. С. Каретиным (1970_{1,2}) для Среднего Урала, значительной перегретостью и подвижностью потоков.

в. Диабазовые порфириты развиты на юге рудного поля (участок Туркул) на площади около 4 км². Они образуют линзы (35—70 м), расположенные друг над другом на трех стратиграфических уровнях (пачки I—III) и разделенные в разрезе прослоями вулканогенно-осадочных отложений и вулканитов кислого или среднего составов.

Порфиритам свойственны миндалекаменная, сланцеватая, иногда флюидалная (флюктуационная) текстуры. Многочисленные миндалины и каверны, выполненные кальцитом, баритом и анкеритом, придают им своеобразный пятнистый облик. Структура их порфировая с blastогранулитом-офитовой основной массой, сложенной лейстами плагиоклаза длиной 0,3—0,5 мм, промежутки между которыми выполнены хлоритом, магнетитом, кальцитом, иногда эпидотом и альбитом. Диабазовые порфириты рассматриваются в качестве лавовой фации потоков склона вулканического конуса.

Пирокластические фации

К пирокластическим фациям относятся: туфы смешанного (риолит-дацит-андезитового) состава, туфы андезитовых и андезит-дацитовых порфиритов; туфы риолит-дацитового состава; пестроцветные туфы смешанного состава.

а. Туфы смешанного (риолит-дацит-андезитового) состава и менее развитые туфы андезитовых и андезит-дацитовых порфиритов слагают нижний горизонт V пачки, развитый почти по всему рудному полю, а также разновеликие по мощности (1—70 м) прослои и линзы с небольшим латеральным распространением.

Туфы андезитовых и андезит-дацитовых порфиритов представляют собой черные, бурые, темно-зеленые массивные породы. Среди них преобладают псаммитовые и тонкообломочные разновидности (82,6%); в подчиненном количестве находятся гравийные и лапиллиевые туфы. Преобладающий среди кристаллокластов плагиоклаз аналогичен плагиоклазу фенокристаллов в андезитовых и андезит-дацитовых порфиритах. Ксеногенные обломки нехарактерны и встречены только в основании крупных прослоев. Слабая окатанность обломков указывает на некоторое перетложение туфов в водной среде (табл. 3).

Туфы смешанного (риолит-дацит-андезитового) состава подразделены на тонкообломочные литокристаллокластические, псаммитовые литокристаллокластические, псаммитовые и гравийные кристаллолитокластические, лапиллиевые и агломератовые (см. табл. 3).

Тонкообломочные, псаммитовые и гравийные туфы связаны взаимопереходами. Тонкообломочные и псаммитовые хорошо сортированные литокристаллокластические туфы преобладают в нижнем горизонте V пачки, в большинстве прослоев и линз. Псаммитовые и гравийные плохо сортированные кристаллолитокластические туфы приурочены обычно к основаниям горизонта, ряда прослоев и линз. Туфы обладают массивной однородной текстурой. В основании упомянутого горизонта и во многих прослоях встречены туфы слоисто-такситовых текстур: линзовидной, горизонтальной, прерывисто-горизонтальной, обусловленных линзочками гравийного пирокластического или ксеногенного материала, прослоями туфопесчаников, колчеданной руды. Состав обломочного материала в отличие от туфов андезитовых порфиритов более разнообразен. Среди кристаллокластов наряду с андезитом и олигоклазом встречены альбит-олигоклаз, кварц, амфибол и в подчиненном количестве — калиевый полевой шпат. Преобладающие среди литокластов порфириты сходны с охарактеризованными выше эффузивами. Ксеногенные обломки приурочены большей частью к основанию нижнего горизонта V пачки. Для литокластов характерны следы окатанности, особенно заметные у обломков известняков. В цементе постоянно присутствуют микрофельзитовые агрегаты, в которых нередко встречаются реликты пепловых частиц и хлорит. Участками микрофельзит перекристаллизован в микролепидогранобластовые серицит-кварц-полевоспатовые агрегаты.

Агломератовые и лапиллиевые туфы слагают мощную (70 м) линзу, развитую на площади около 7 км² на западе рудного поля (см. прил. 3), а также мелкие линзы, встречающиеся преимущественно на Гурвунурской площади. Рассматриваемые туфы обладают атакситовой текстурой с хаотичным распределением обломков, псефито-псаммитовой, агломератовой, кристаллолитокластической структурами. Размер плохо сортированных обломков колеблется от долей миллиметра до 10—30 см. Состав обломков разнообразен (см. табл. 3) и не выдержан по простиранию.

Возникновение туфов смешанного состава обусловлено, по Л. П. Хряниной (1967₂), взламыванием застывших лавовых потоков преимущественно андезитового состава при эксплозиях последующих порций более вязкой кислой магмы.

Накопление туфов среднего и смешанного состава проходило в субмаринных условиях, что подтверждается: 1) выдержанностью по простиранию нижнего горизонта V пачки и многих прослоев туфов; 2) падением гранулометрического уровня пирокластов к кровле прослоев и горизонта; 3) хорошей сортировкой кластического материала в тонкообломочных и большей части псаммитовых туфов; 4) слоистыми текстурами и элементами окатанности вулканокластов; 5) присутствием в туфах полуокатанных обломков известняков; 6) ассоциацией с мелководными морскими, в том числе рифогенными образованиями. Эти признаки указывают также на переотложение тефрового материала в водной среде, широкое развитие «переотложенных» туфов (термин употребляется в понимании Г. С. Дзоценидзе, 1969).

Туфы среднего и смешанного состава близки к выделенным Е. Ф. Малеевым (1963) автохтонным и аллохтонным туфовым фациям удаленной и промежуточной зон подводной области распространения вулканогенных пород. Агломератовые и лапиллиевые туфы, отличающиеся плохой сортировкой и невыдержанностью по простиранию состава обломочного материала, широким развитием ксеногенных лито-

Вещественная характеристика туфов андезитовых, андезит-дацитовых

Туфы		Обломочный материал					
		Кристаллокласты				Лито	
		плаггиоклаз	кварц	калишпат	амфибол	вулканогенные	
						содержание	вещественный состав
1	2	3	4	5	6	7	8
Андезитовых и андезит-дацитовых порфиритов	Тонкообломочные литокристаллокластические (по 7 шлифам)	70—90	—	—	5	5—25	Хлоритизированное стекло среднего (?) состава, плаггиоклазовые порфириты
	Псаммитовые и гравийные кристаллолитокластические (по 6 шлифам)	30	+	+	5	60	Андезитовые порфириты, хлоритизированное стекло, диабазы, андезит-дацитовые порфириты
Смешанного состава	Тонкообломочные литокристаллокластические (4 шлифа)	80	20	+	+	+	Хлоритизированное стекло
	Псаммитовые литокристаллокластические (по 17 шлифам)	73	12	+	2	13	Плаггиоклазовые порфириты, риолит-дацитовые порфиры, хлоритизированное стекло
	Псаммитовые и гравийные кристаллолитокластические (по 14 шлифам)	15	3	+	2	73—80	Порфириты, риолит-дацитовые порфиры, хлоритизированное стекло, туфы
	Лапиллиевые и агломератовые кристаллолитокластические (по 10 шлифам)	10	2	+	+	30—60 20 3—23	Порфириты Риолит-дацитовые порфиры. Туфы

кластов, образовались, вероятно, на латеральном продолжении толщ лахаровых брекчий, возникших в условиях островного вулканизма.

б. Туфы риолит-дацитового состава включают литокристаллокластические, кристаллолитокластические и кристаллокластические разновидности.

Литокристаллокластические и кристаллолитокластические туфы составляют главную массу (68%) туфов кислого состава. Они слагают средний горизонт V пачки, ряд линз и прослоев, встречающихся по всему разрезу рудоносной толщи. Текстура туфов массивная, в основании упомянутого горизонта и некоторых прослоев — слоисто-эвтаксовая.

Таблица 3

порфиритов и смешанного (риолит-дацит-андезитового) состава, %						
(в сумме 100 %)		Цемент			Аксессуары	Вторичные продукты
Клады		тип	содержание в породе	вещественный состав		
ксеногенные						
содержание	вещественный состав					
9	10	11	12	13	14	15
—		Базальный	50—80	Хлорит, микролиты плагиоклаза, кварца; карбонат	Апатит, магнетит, сфен	Хлорит, кальцит, эпидот, биотит, альбит, сосюрит, калишпат
1—2	Вулканогенно-осадочные породы	Базальный, порово-пленочный	20—40	То же		
—		Базальный	80—90	Хлорит, гидрокислы железа, микролиты плагиоклаза, кварца; серицит, сульфидный материал, микрофельзитовые агрегаты	Сфен, циркон, апатит, магнетит	Хлорит, кальцит, эпидот, биотит, альбит, калишпат, сосюрит, серицит, пелит
+		Базальный	70	Микрофельзитовые агрегаты, хлорит, биотит-подобная масса		
0—7	Известняки, вулканогенно-осадочные породы	Порово-пленочный, соприкосновения	10—20	Микрофельзитовые агрегаты, хлорит, серицит, альбит, сульфидный материал, кальцит		
5—30	Известняки, вулканогенно-осадочные породы	Базальный, соприкосновения	10—50	Хлорит, серицит, альбит, кальцит		

Различаются (табл. 4): 1) тонкообломочные и псаммитовые литокристаллокластические; 2) псаммитовые кристаллолитокластические; 3) гравийные и лапиллиевые кристаллолитокластические; 4) спекшиеся туфы. Преобладают (91%) пирокластолиты первых двух групп, в резко подчиненном количестве встречены спекшиеся туфы.

Будучи сходными по качественному составу компонентов, выделенные группы отличаются по соотношению цемента и обломков, литокластов и кристаллокластов среди обломочного материала и по содержанию ксеногенных литокластов. Во всех туфах среди кристаллокластов преобладает плагиоклаз (олигоклаз, изредка — андезин-олигоклаз).

Вещественный состав туфов

Туфы	Обломочный материал					
	Кристаллокласты				Лито	
	плаггио- клаз	кварц	кальцит	амфибол	вулканогенные	
					содержание	вещественный состав
Тонкообломочные и псаммитовые литокристаллокластические (по 9 шлифам)	50—70	20—40	5	+	5	Риолит-дацитовые порфиры, хлоритизированное стекло, реликты пепловых частиц
Псаммитовые кристаллолитокластические (по 13 шлифам)	25	5	+	+	70	Риолит-дацитовые порфиры, их туфы, хлоритизированное стекло, порфириты
Гравийные и лапиллиевые кристаллолитокластические (по 10 шлифам)	16	4	+	+	74—80	То же
Спекшиеся (по 4 шлифам)	65	25	+	+	10	«Фьямме», порфириты, риолит-дацитовые порфиры, реликты пепловых частиц
Кристаллокластические (по 15 шлифам)	83—95	2—6	+	+	2—4	Андезитовые порфириты, риолит-дацитовые порфиры, альбитофиры, реликты пепловых частиц

Соотношение кварца и плаггиоклаза меняется в них от 1:5 до 4:5. Все литокласты, находящиеся в туфах, близки по составу породам, встречаемым в рудном поле. Окатанность и сортировка обломков плохие, но несколько улучшаются в основании прослоев. Цемент сложен продуктами раскристаллизации и метаморфических преобразований кислого вулканического стекла.

Спекшиеся туфы, выделенные в рудном поле Л. П. Хряниной, образуют маломощные (первые метры) линзы и прослои среди вулканогенно-осадочных отложений шестой пачки на участке Озерном. Эти туфы выделяются четкими эвтакситовыми текстурами, подчеркнутыми ориентацией обломков, обтекаемых массой серицита и пелита с микролитами кварца и полевых шпатов. От других туфов они отличаются также линзовидными обломками спекшегося материала («фьямме»), сложенными девитрифицированным, превращенным в фельзосферолитовый или микросферолитовый агрегат кислым вулканическим стеклом. Гораздо чаще, чем в других туфах кислого состава, встречаются участки с аповитрокластической структурой и реликты пепловых частиц.

Кристаллокластические туфы образуют множество разновеликих прослоев и линз по всему разрезу рудоносной толщи. Самая крупная линза, мощность которой достигает 80 м, а латеральное развитие — 2 км², находится в кристаллотуфовом горизонте VI пачки. Туфы ассоциируют

Таблица 4

риолит-дацитовых порфиров, %					Аксессуары	Вторичные продукты
(в сумме 100%)		Цемент				
класты		тип	содержание в породе	вещественный состав		
ксеногенные						
содержание	вещественный состав					
+	Известняки	Базальный	40—80	Микрофельзитовые агрегаты, серицит, карбонат; микролепидогранобластовые серицит-кварц-полевошпатовые агрегаты, тонкодисперсный сульфидный материал	Циркон, сфен, магнетит, турмалин	Серицит, кальцит, альбит, калишпат, эпидот, лейкоксен, пирит, анкерит, пелиг, мусковит
+	Известняки, туффиты, вторичные кварциты	То же	60			
0—6*	То же	Порово-плечный	20			
+	Известняки	Базальный, порово-плечный	30—40			
1—2	Известняки, колчеданные руды	Порово-плечный, сопркосновения	10—20	Агрегаты шестоватых зерен кварца, карбоната, мусковита, микролепидогранобластовый серицит-кварц-полевошпатовый агрегат		

с различными пирокластолитами, вулканогенно-осадочными и рифогенными породами. Доля кристаллокластических туфов среди пирокластолитов кислого состава равна 32%.

Кристаллокластические туфы обладают зеленоватой окраской, своеобразным мелкопятнистым обликом. Текстура их массивная, в основании линз и прослоев — слоисто-эвтакситовая (линзовидная, прерывисто-горизонтальная, ритмично-горизонтальная, градиционная). Слоистость обусловлена изменением гранулометрического состава туфов или ритмично повторяющимися прослоями вулканогенно-осадочных пород. Структура туфов — туфопсаммитовая кристаллокластическая, реже — псефито-псаммитовая литокристаллокластическая или алевропсаммитовая. Псаммитовые и алевропсаммитовые туфы отличаются хорошей сортировкой обломочного материала. Следы окатанности отмечены преимущественно у ксеногенных литокластов. Оскольчатость и трещиноватость вулканокластов показывают высокую взрывную силу извержений. Состав туфов исключительно выдержан (см. табл. 4). Среди обломков резко преобладает плагиоклаз (олигоклаз, олигоклаз-андезин, иногда андезин). Соотношение кристаллокластов кварца и плагиоклаза не превышает 1:13. Из ксеногенных литокластов специфическими являются колчеданные руды, оруденелые породы, встреченные в основании кристаллотуфового горизонта.

Таблица 5

Химический состав нижнекембрийских вулканогенных пород Еравнинского рудного поля, %

Окисел	Туф риолитового состава		Туф кислого состава		Лава кислого состава		Карбонатизированный риолитовый порфир		Туфолав кислого эффузива		Риолит-дацитовый порфир		Туфолав кислого состава		Эффузив кислого состава		Микрокварцевый порфир									
	2-723		32-680		32-700		299/210		32-686		1042		764-1/124		2-1164		32-1092		2-1084		31-1110		32-1200		32-1096	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15											
SiO ₂	63,60	59,52	58,0	69,04	54,72	70,96	75,28	73,58	74,97	71,3	71,33	68,61	69,08	68,46												
TiO ₂	0,39	0,67	0,97	0,31	0,51	0,23	0,20	0,25	0,20	0,096	0,26	0,28	0,28	0,19												
Al ₂ O ₃	12,75	13,87	13,88	10,25	14,92	12,86	12,65	11,93	11,62	11,73	13,63	13,28	14,32	12,25												
Fe ₂ O ₃	1,60	2,72	2,78	2,30	4,56	1,24	2,23	1,82	0,68	0,52	1,08	1,65	1,56	0,13												
FeO	2,73	3,68	4,2	2,81	2,87	1,17	0,64	1,89	1,05	1,75	0,69	0,99	0,93	2,95												
MnO	0,16	0,41	0,35	0,34	0,24	0,16	0,02	0,15	0,07	0,12	0,20	0,17	0,06	0,14												
MgO	1,25	1,8	2,12	5,11	1,57	0,40	0,40	0,20	1,47	2,79	1,31	1,23	1,47	1,11												
CaO	4,88	4,55	5,12	2,28	6,34	3,33	1,11	2,22	1,97	2,96	2,60	3,30	1,93	5,07												
Na ₂ O	1,89	2,17	2,50	4,40	1,74	2,65	1,04	3,86	3,95	1,77	2,55	3,00	3,20	3,78												
K ₂ O	3,58	4,55	3,67	0,65	4,96	3,05	3,96	1,44	1,90	3,04	2,90	3,25	3,62	1,61												
H ₂ O	n/o	—	—	—	—	—	—	—	0,05	—	—	0,05	0,02	—												
P ₂ O ₅	0,09	0,1	0,21	0,09	0,20	0,05	0,05	0,05	0,01	0,05	0,02	0,03	0,03	0,11												
SO ₃	1,49	0,43	—	—	0,56	—	—	—	0,16	0,19	0,13	0,17	0,29	0,38												
П. п. п.	3,38	5,33	6,08	—	6,64	—	—	—	2,67	3,78	3,52	4,06	3,28	3,50												
Сумма	99,89	99,94	99,96	—	99,83	—	—	—	100,17	100,1	100,22	100,07	100,09	99,68												

Числовые характеристики, по А. П. Заварицкому

<i>a</i>	10,147	12,053	11,20	10,0	12,131	10,5	7,6	10,5	10,924	9,83	8,293	9,8	11,4	12,3	10,6
<i>a'</i>	3,975	3,813	4,1	1,5	4,929	3,5	1,3	2,6	2,724	2,43	3,598	3,13	3,4	2,4	2,8
<i>e</i>	8,928	11,872	13,5	13,9	14,037	3,8	9,1	3,8	4,152	4,58	7,132	6,05	5,4	6,8	8,2
<i>S</i>	76,948	72,260	71,2	74,6	69,902	82,2	81,8	83,1	82,198	83,19	80,974	81,02	79,8	78,5	78,1
<i>b'</i>	48,868	55,485	52,0	3,3	53,759	63,0	27,1	87,7	40,914	34,78	31,120	30,34	46,0	34,0	48,8
<i>m'</i>	25,129	27,202	28,6	58,8	20,842	18,5	7,2	8,8	49,256	53,62	66,136	35,96	40,0	36,0	22,8
<i>c'</i>	26,002	17,312	19,0	7,9	25,397	18,5	—	—	9,829	—	—	—	14,0	—	40,1
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	65,7	3,5	—	11,59	2,742	33,71	—	30	—
<i>n</i>	45,798	42,023	51	46,1	34,774	57,0	29,1	8,0	100,0	62,97	46,946	56,94	58,6	58	78,1
<i>Q</i>	29,626	16,599	15,9	27,8	8,612	39,9	47,3	42,6	39,823	44,34	41,763	39,31	33,4	30,0	29,6
<i>a/c</i>	2,552	3,160	2,7	6,7	2,460	3,0	5,9	4,05	4,010	4,11	2,304	3,13	3,3	5,1	3,7
<i>f</i>	162,41	20,755	1,84	13,0	30,567	27,8	20,0	38,6	12,132	11,59	6,224	15,73	25,6	20	1,3
<i>t</i>	0,459	0,839	1,2	0,04	0,698	0,25	0,2	0,3	0,097	0,24	0,101	0,67	0,35	0,35	0,20

Продолжение табл. 5

Окисел	Фельзит	Туфолана кислых эффузивов	Пестроцветный туф смешанного состава										Агломератовый туф риолит-дацит-андезитового состава			Туф риолит-дацит-андезитового состава																						
			Номер пробы										792-10			163-558			163-627			32-800			733-52			163-690,5			163-557							
142-200		32-1116		687-195		798-170		32-832		32-1118		32-1124		32-868		32-8696		792-10			163-558			163-627			32-800			733-52			163-690,5			163-557		
16		17		18		19		20		21		22		23		24		25			26			27			28			29			30			31		
SiO ₂	63,04	68,54	50,28	71,6	53,87	64,94	62,46	51,0	44,54	66,00	63,64	61,42	61,52	68,3	58,74	58,88																						
TiO ₂	0,60	0,42	0,69	0,36	0,93	0,51	0,98	0,97	0,97	0,39	0,80	1,40	1,05	0,58	0,75	0,75																						
Al ₂ O ₃	16,30	14,3	19,11	10,72	13,83	14,07	14,29	16,22	16,58	13,04	14,74	13,24	13,51	16,17	15,56	14,54																						

Продолжение табл. 5

	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
Fe ₂ O ₃	2,30	1,51	2,31	10	0,82	1,24	1,76	0,38	2,85	0,97	1,41	2,04	1,71	1,74	2,71	3,19
FeO	2,25	1,02	2,01	2,45	6,07	1,8	2,59	7,98	5,57	2,79	2,58	3,38	5,31	1,29	5,32	4,17
MnO	0,15	0,07	0,07	0,09	0,34	0,09	0,09	0,46	0,44	0,16	0,14	0,20	0,56	0,07	0,19	0,16
MgO	1,95	1,31	1,8	0,9	1,92	0,82	0,68	2,25	0,90	1,83	1,82	2,06	1,6	0,9	1,41	1,81
CaO	3,10	3,23	0,57	2,87	7,38	5,1	6,56	6,43	8,66	4,14	3,48	4,13	2,4	2,16	3,98	4,10
Na ₂ O	5,37	3,55	2,39	4,04	1,03	3,65	2,77	3,86	2,31	3,25	1,55	2,55	3,5	2,47	2,78	1,74
K ₂ O	2,30	2,70	2,66	5,45	5,75	9	2,57	2,22	5,35	1,67	5,70	4,30	3,38	1,91	3,55	4,84
H ₂ O	—	—	—	—	0,09	—	—	—	—	—	0,24	—	0,01	—	—	—
P ₂ O ₅	—	0,02	0,18	0,18	0,28	0,14	0,13	0,4	0,38	0,09	0,21	0,35	0,22	0,09	0,26	0,26
SO ₃	0,58	0,13	0,02	0,86	1,43	0,09	0,27	0,59	1,3	—	0,54	0,22	0,31	0,06	0,62	0,43
П.п.п.	2,40	3,52	9,56	3,12	6,47	4,28	4,96	8,06	9,52	5,82	3,44	4,60	5,14	3,78	4,24	4,72
Сумма	100,42	100,22	100,65	100,64	100,11	99,92	99,51	100,82	99,77	100,2	100,09	99,89	100,01	99,52	100,11	99,59

Числовые характеристики, по А. Н. Заврицкому

a	15,3	11,94	10,6	13,4	11,5	13,0	10,42	12,954	15,1	9,9	12,24	12,31	12,5	8,0	11,261	11,629
c	3,3	3,75	9,6	9,2	4,33	3,1	4,914	5,526	5,5	4,0	4,13	2,97	3,6	2,5	5,119	4,621
e	8,0	4,72	12,1	6,9	16,36	7,5	9,071	16,564	18,7	8,0	7,47	11,11	10,2	12,3	10,706	11,350
S	73,1	81,02	67,5	79,2	67,81	76,2	75,593	64,955	60,6	77,9	76,20	73,61	73,7	77,0	72,111	72,398
b'	53,1	50,34	37,9	33,4	44,74	38,7	47,367	55,713	48,8	46,3	53,30	46,0	70,2	22,2	75,52	64,634
m'	41,3	35,96	29,2	45,3	21,46	18,8	13,458	25,419	9,5	39,5	42,80	32,0	27,4	12,1	23,865	28,944
c'	5,5	—	32,7	45,3	33,79	42,3	39,173	18,866	36,8	14,0	3,81	20,0	—	—	0,613	6,420

Продолжение табл. 5

	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
Na ₂ O	0,70	3,0	3,16	4,40	2,45	3,12	4,92	1,62	0,84	3,8	2,17	4,03	2,31	0,13
K ₂ O	7,15	4,0	1,29	1,29	3,55	2,01	0,06	6,00	1,82	1,86	3,44	0,60	0,64	4,44
H ₂ O	—	0,09	—	—	0,01	—	—	—	1,56	0,02	0,01	—	—	—
P ₂ O ₅	0,18	0,33	0,37	0,34	0,23	0,27	0,13	Сл.	0,21	0,08	0,03	0,11	0,16	—
SO ₃	—	0,62	0,99	0,15	0,36	1,17	—	—	—	0,46	1,43	—	1,05	—
П. п. п.	5,63	4,54	9,74	4,04	5,54	5,68	—	—	—	6,0	5,65	—	1,88	2,31
Сумма	100,02	100,20	100,94	99,25	100,10	99,7	—	—	—	100,14	100,2	—	99,78	99,12

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

a	13,2	12,80	9,808	12,012	10,67	10,858	10,7	12,3	4,54	11,7	10,4	11,1	5,750	6,4
c	3,02	3,17	6,198	4,173	2,47	7,319	2,3	2,4	6,9	4,4	3,1	5,8	0,779	0,8
e	9,35	12,26	13,756	13,030	14,61	16,755	20,5	20,2	18,6	9,9	16,6	19,7	19,851	21,7
S	74,51	71,77	70,236	70,784	71,98	65,066	66,8	65,4	69,2	73,8	69,7	64,6	73,618	70,9
b'	48,4	47,4	33,038	54,782	59,13	46,337	51,3	34,2	55,2	50,5	57,6	46,5	60,141	55,2
m'	31,5	35,8	38,141	36,718	22,6	30,274	27,1	10,1	42,2	25,0	22,0	33,4	5,950	12,3
c'	17,8	27,2	28,850	—	—	23,388	—	—	2,6	24,4	20,2	20,1	—	—
a'	—	—	—	8,498	18,27	—	21,6	55,7	—	—	—	—	33,907	32,4
n	12,7	53,4	78,826	83,828	52,63	70,230	99,5	28,8	42,5	75,6	48,9	91,8	84,581	4,2
Q	19,52	14,77	14,657	13,371	19,88	16,755	10,2	30,9	27,8	19,8	15,2	3,0	34,957	28,1
a/c	4,37	4,04	1,582	2,878	3,89	2,483	5,35	6,0	6,7	2,6	3,2	1,7	7,376	7,8
f	24,2	12,7	5,453	11,656	10,58	12,852	15,0	36,1	20,1	13,9	31,0	27,9	12,883	11,1
t	1,12	1,4	0,864	1,053	1,07	0,378	0,9	0,7	1,4	0,51	0,39	1,2	0,49	0,3

Примечание. Пробы 2-723, 163-557, 992-220, 32-686, 163-690, 5, 32-1124, 2-1164, 2-1084, 5-159, 2, 32-773, 32-868, 32-869, 5, 32-680, 32-1118, 163-58, 4, 686-11, 6, 773-52, 708-170 приводятся по нашим данным (анализы хим. лаборатории ГИ БФ СО АН СССР, анализы А. А. Царева, Ж. В. Плугинцева), Пробы 227/321, 299/210, 310, 559-0/50, 764-1/124, 1042, 32, 1140 — В. А. Барламов и др.; пробы 329, 159, 142-220 — Г. С. Румянцев и др.; пробы 154-143, 2, 32-797, 163-558, 32-832, 163-693, 163-627, 32-1092, 32-1116, 32-1186 — Р. С. Тарасовой и др.; пробы 792-10, 737-350, 798-200, 32-700, 32-800, 32-1110, 32-1200 — А. С. Маргоса и др.

Выдержанность гранулометрического и вещественного состава кристаллокластических туфов по простиранию обусловлена, вероятно, участием процессов воздушной сегрегации, сортировавших выпадающий из пепловых туч пирокластический материал.

За исключением спекшихся туфов, все пирокластолиты риолит-дацитового состава накапливались в водной среде, на что указывают прослой вулканогенно-осадочных отложений и полуокатанные обломки известняков, а также тесная ассоциация с мелководными морскими образованиями. Эти пирокластолиты близки автохтонным, в меньшей мере — аллохтонным туфовым фациям промежуточной и удаленной зон областей вулканизма. Спекшиеся туфы отлагались, вероятно, в пределах небольших островков и могут быть отнесены, согласно классификации, предложенной Е. Ф. Малеевым (1963), к игнимбритовой фации наземной области распространения вулканогенных пород.

в. Пестроцветные туфы смешанного состава (псаммитовые, гравийные и лапиллиевые) образуют разрозненные линзы среди вулканогенных пород; наиболее мощные (30—70 м) линзы, латеральное развитие которых достигает 1—2 км², встречены в пачке III и переходном горизонте пачки V. По структурно-текстурным особенностям, степени окатанности кластического материала и составу цемента эти туфы сходны с туфами смешанного состава, охарактеризованными выше. От других пирокластолитов олдындинской свиты пестроцветные туфы отличаются присутствием среди обломков (15—20%) пестроокрашенных литокластов трахиандезитовых порфиритов, трахитовых порфиров и ортофиров. Указанные литокласты ассоциируют в рассматриваемых туфах с обломками вулканитов кислого и среднего состава, обычными для нижнего кембрия рудного поля.

Петрографические и петрохимические особенности вулканогенных образований позволяют выделить среди них четыре неравноценные по объему группы пород: 1) андезитового и смешанного (риолит-дацит-андезитового, андезит-дацитового) состава; 2) вулканиты риолит-дацитового состава; 3) пестроцветные туфы смешанного состава (андезитовых, трахиандезитовых порфиритов, риолит-дацитовых порфиров, ортофиров (?); 4) диабазовые порфириты. В рудном поле преобладают породы первой группы (53,5%), менее развиты риолит-дацитовые разновидности (29%), в подчиненном количестве встречены остальные две группы.

Для характеристики химического состава вулканитов из 128 анализов (56 — по нашим, 72 — по данным различных авторов) отобрано 45 анализов преимущественно из пород, отличающихся наименьшим развитием вторичных изменений. Тем не менее в некоторых из выбранных анализов (табл. 5, рис. 4) наличие неравномерно наложенных процессов окварцевания, серицитизации, хлоритизации, калишпатизации и альбитизации петрохимически отражается в значительном разбросе векторов на обеих плоскостях диаграммы А. Н. Заварицкого и параметра «ε» на плоскости SAB, а также в других отклонениях. Все разновидности пород образуют непрерывный ряд от риолитов до андезитов и андезито-базальтов, располагаясь на диаграмме в поле щелочноземельных пород. В туфах риолит-дацит-андезитового состава характерен значительный разброс параметра «ε», обусловленный, кроме наложенных изменений, смешением обломочного материала кислых и средних эффузивов в различных пропорциях. Пониженным содержанием кремнекислоты по сравнению с кислыми эффузивами выделяются некоторые литокристаллокластические (пробы 2, 3, 5) и кристаллокластические туфы (пробы 34 и 37). Это отличие, вероятно, вызвано преобладанием в них обломков плагиоклаза (олигоклаз-андезина, андезина) из фенокристаллов риолит-дацитовых и дацитовых порфиров.

Средняя линия пород близка к линии Электрик-Пик. Отклонения от нее выражаются в несколько большем сдвиге векторов вправо на

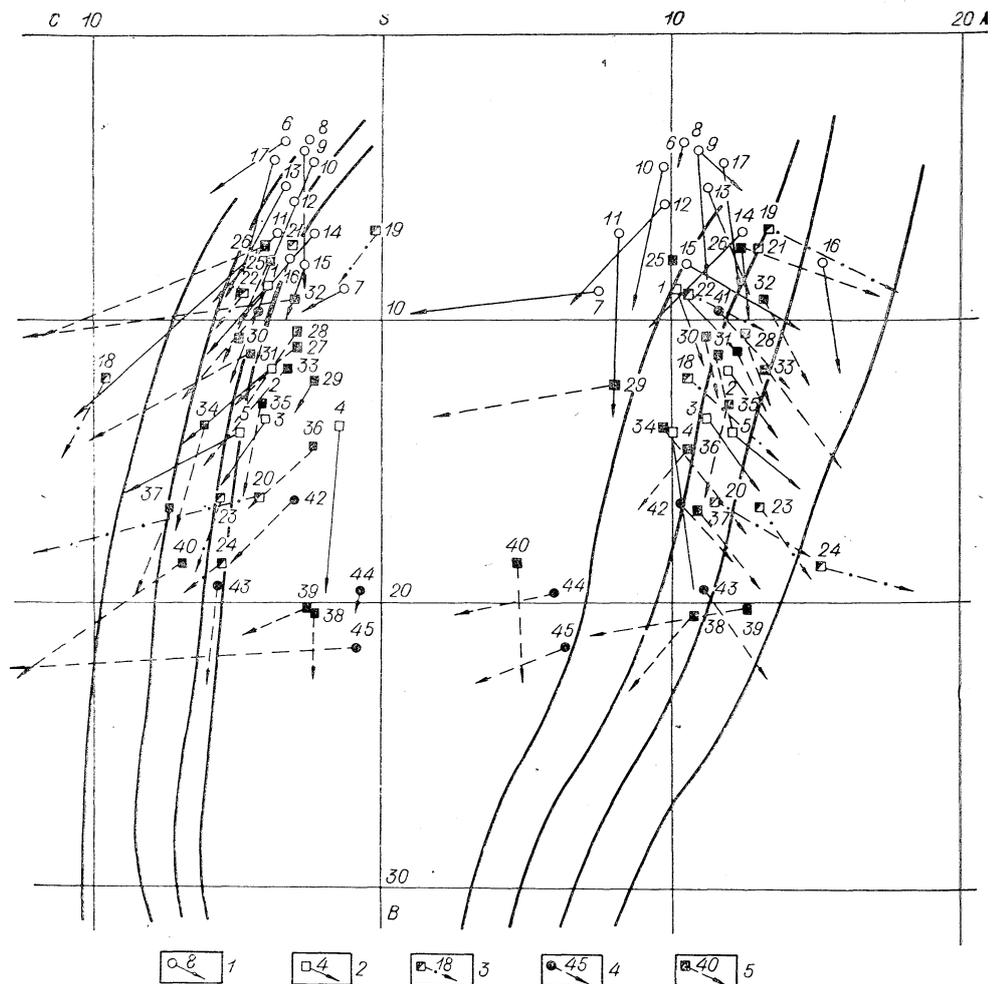


Рис. 4. Диаграмма химических составов вулканогенных пород рудоносной толщи. Вулканогенные породы риолит-дацитового состава: 1 — эффузивы; 2 — туфы; 3 — пестроцветные туфы смешанного состава; породы риолит-дацит-андезитового состава: 4 — эффузивы; 5 — туфы. Цифры на диаграмме соответствуют порядковым номерам проб в табл. 5.

плоскости *SAB* (особенно отчетливым для пестроцветных туфов смешанного состава), повышенной щелочностью андезит-дацитовых разностей и пологим положением ряда векторов на плоскости *SCB*. Два последних отличия, вероятнее всего, являются результатом калиевого метасоматоза. В целом рассматриваемые породы отвечают производным калинатровой серии магматических образований.

ВТОРОЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП. ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В этот генетический тип нами включены пирокласто-осадочные и осадочно-пирокластические отложения¹. Разграничение тех и других в рудном поле не всегда осуществимо из-за неустойчивого по простиранию и в разрезе содержания пирокластического материала, среднее содержание которого в вулканогенно-осадочных породах является промежуточным между указанными разновидностями (30—70%).

¹ Состав пирокласто-осадочных и осадочно-пирокластических отложений понимается в соответствии с «Классификацией...» (1962).

Ведущим процессом при накоплении вулканогенно-осадочных отложений явилось смешивание выпадавшего в водную среду или попадавшего в нее при подводных извержениях и частично переотлагавшегося тефрового материала с другими компонентами. Указанный процесс происходил в морском бассейне на путях перемещения пирокластики от центра извержений к зонам осадконакопления и при выпадении веществ в осадок. В рассматриваемых отложениях пирокластический материал в различных пропорциях смешан с хемогенным (известковистый и кремнистый материал), биогенным (углистое вещество, остатки планктонных водорослей, продукты разрушения рифогенных построек) компонентами или с продуктами эксгаляций. Различные гидродинамические условия в бассейне седиментации обусловили наличие в рассматриваемом генетическом типе двух неравноценных по объему групп фаций: 1) фаций открытого мелководного морского бассейна, примыкающего к зоне вулканизма; 2) фаций бассейнов с застойным гидродинамическим режимом. Главную массу (90,8%) вулканогенно-осадочных образований составляют фации первой группы. В указанных группах разнообразие фаций и видов отложений, отличающихся по содержанию пирокластики и характеру смешанного с ней материала, обусловлено различной удаленностью зон осадконакопления от очага извержений и меняющейся интенсивностью вулканических процессов.

Фации открытого мелководного морского бассейна, примыкающего к зоне вулканизма

Рассматриваемая группа фаций объединяет известковистые и кремнистые вулканогенно-осадочные отложения.

Известковистые вулканогенно-осадочные отложения образуют мощные (150—250 м) пачки и горизонты со значительным (50—150 км²) латеральным развитием или мелкие прослои и линзы среди известняков, известняковых брекчий и переотложенных туфов.

Рассматриваемые отложения обладают преимущественно серой окраской. Примесь тонкодисперсного гематита в отложениях Ульдзуй-Туйско-Октябрьской площади обуславливает наличие розовых, красных, буровато-вишневых разновидностей. В известковистых вулканогенно-осадочных отложениях широко развиты слоистые текстуры, в той или иной мере затушеванные сланцеватостью. Слоистость обусловлена чередованием прослоев, различающихся размером обломочного материала, или наличием слоев кремнистых и углистых туффитов, туфоалевролитов, колчеданной руды, известняков, известняковых брекчий, туфов. Различаются ритмичная, прямая горизонтальная, горизонтально-волнистая, линзовидная, пологая косая, прерывисто-горизонтальная, градиентная слоистости. Мощность слоев и прослоев варьирует в широких пределах (доли миллиметров — десятки сантиметров). Распространены текстуры атектонических деформаций — подводно-оползневые, смещений просадки, турбидиды. Наиболее характерны ритмично-слоистые текстуры.

Структуры пород в зависимости от содержания пирокластики приближаются к структурам туфов или нормально-осадочных отложений. По гранулометрическому составу различаются: туфоалевролиты и тонкообломочные туффиты (0,01—0,1 мм), туфопесчаники и псаммитовые туффиты (0,1—1 мм), туфогравелиты и гравийные туффиты (1—10 мм), лапиллиевые туффиты и мелкообломочные пирокласто-осадочные брекчии (10—30 мм), агломератовые туффиты и средне-крупнообломочные пирокласто-осадочные брекчии (30—100 мм). Разновидности с размером обломков свыше 10 мм тяготеют к участкам вулканических построек или рифогенным постройкам. По мере удаления от этих участ-

ков улучшается сортировка и окатанность обломочного материала.

Количество обломочного материала постоянно (20—30%) в туфоалевролитах и тонкообломочных туффитах и варьирует от 20 до 70% в псаммитовых, гравийных и грубообломочных породах. В туфоалевролитах обломки представлены кристаллокластами кислого плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, к которым на Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади примешиваются фрагменты щитков трилобитов, спикул губок, раковинок брахиопод. В породах с размером обломков свыше 0,1 мм преобладают литокласты вулканитов кислого состава и туффитов или рифогенных известняков. Встречены обломки колчеданной руды и кремнисто-гематитовых яшмовидных пород. В цементе находятся пелитоморфные или гранобластовые агрегаты кальцита (30—80%), слабодвупреломляющая кремнистая масса (до 10%), тонкодисперсный сульфидный материал, чешуйки хлорита, биотита. Аксессуары представлены цирконом, сфеном, магнетитом, турмалином.

Состав обломков, цемента и аксессуаров показывает, что рассмотренные известковистые вулканогенно-осадочные отложения возникли при смешении в водной среде продуктов разрушения рифогенных построек и пирокластики кислого состава. Литокласты вулканитов андезитового и андезит-дацитового состава отмечаются в указанных породах сравнительно редко и содержатся преимущественно в пестроцветных псаммитовых и гравийных известковистых туффитах.

Пестроцветные туффиты встречены в третьей пачке на участке Перевальном, где они образуют незначительные по мощности (5—10, редко — до 15 м) и латеральному развитию (0,5—1,5 км²) линзы. В основаниях линз, залегающих на эффузивах андезит-дацитового состава и туфах андезитовых порфиритов, прослеживаются локальные перерывы осадконакопления. Вещественный состав туффитов свидетельствует о том, что они возникли главным образом за счет размыва и перетолжения подстилающих вулканогенных пород. Неокатанные и плохо сортированные литокласты упомянутых пород преобладают в обломочной части туффитов, где ассоциируют с редкими обломками туфов и эффузивов риолит-дацитового состава, кристаллокластами кварца и полевого шпата, детритом. В цементе пестроцветных туффитов наряду с известковистыми и кремнистыми агрегатами значительную роль играют скопления хлорита и биотита.

Кремнистые вулканогенно-осадочные отложения образуют мелкие прослои среди вулканитов, реже — мощные (до 150 м) толщи, встреченные преимущественно во II, III и основании V пачки. Им свойственны линзовидная, прямая горизонтальная, ритмичная слоистые текстуры. Преобладают тонкообломочные туффиты и туфоалевролиты, редкие псаммитовые и гравийные туффиты, туфопесчаники, туфогравелиты. Обломочный материал включает кристаллокласты кварца, кислого плагиоклаза, а в псаммитовых и гравийных разновидностях — обломки риолит-дацитовых порфиритов и их туфов. В цементе находится микрофельзитовая масса с реликтами пепловых частиц и примесью пелитоморфного кальцита (5—10%) и сульфидов. В составе мощных пачек кремнистых отложений нередко встречаются разновеликие прослои и линзы, сложенные преимущественно микролепидогранобластовым серицит-полевошпатово-кварцевым материалом, в котором обособляются линзовидные скопления микрогранобластовых агрегатов кварца. В этих породах также содержится вкрапленность сульфидов, но отсутствуют реликты вулканического пепла.

Рассмотренные известковистые и кремнистые отложения близки соответственно к выделенным Е. Ф. Малеевым (1963) туфоизвестковистой и туфокремнистой аллохтонным фациям удаленной и в меньшей мере промежуточной зон подводной области распространения продуктов извержений.

Фаши бассейнов с застойным гидродинамическим режимом

К этой группе фаций относятся известковистые и кремнистые углистые туфоалевролиты, тонкообломочные туффиты и незначительно развитые туфопесчаники на углисто-карбонатном цементе. Они образуют мелкие (0,01—1 м) прослои в ритмично построенных вулканогенно-осадочных толщах (пачки II, VI, кровля пачки V); слои углистых туфоалевролитов находятся также в седиментационных известняках пачки IV (см. прил. 3). Углистые отложения отличаются черной окраской, обусловленной небольшой (0,5—1,5%) примесью углистого вещества. В прослоях углистое вещество тонко рассеяно или образует примазки и тонкие (0,1—1 мм) слои. Слои нарушены подводными оползнями. Непременными компонентами углистых прослоев являются слои, линзочки или вкрапленность сульфидов. Эти отложения близки туфоуглистой фации удаленной зоны подводной области развития продуктов извержений, в понимании Е. Ф. Малеева (1963).

ТРЕТИЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП. НОРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫЕ МЕЛКОВОДНЫЕ МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОБЛАСТИ АКТИВНОГО ВУЛКАНИЗМА

Среди нормально-осадочных отложений резко преобладают фации открытого мелководного морского бассейна — известняки, терригенные породы, в подчиненном количестве находятся фации бассейнов с застойным режимом седиментации — углисто-карбонатные сланцы, доломитистые известняки.

Фаши открытого мелководного морского бассейна

Седиментационные известняки обычно ассоциируют с туфоалевролитами, образуя ритмично построенные толщи с широким латеральным развитием. Реже встречаются мощные (40—250 м) пачки монотонных известняков, в которых прослеживаются слоистые текстуры: слабо-волнистая, прямая горизонтальная, ритмичная, линзовидная, пологая висячая, а также текстуры подводных оползней. Среди седиментационных известняков различаются хемогенные и органогенные (фитогенные). Фитогенные известняки состоят из остатков планктонных водорослей *Ammanella* и *Proaulopora*, промежутки между которыми выполнены алевритовыми частицами кварца, полевых шпатов, зернами кальцита. Количество кальцита в седиментационных известняках колеблется от 51 до 70% (табл. 6, 7, пробы 14, 15). По содержанию доломита они относятся к чистым или слабодоломитистым, по содержанию кремнезема — к слабокремнистым или кремнистым. Наличие тонких (1—2 мм) слоев, сложенных микролепидогранобластовыми серицит-кварц-полевшпатовыми агрегатами (по алевритовому терригенному или пирокластическому материалу), обуславливает высокое (21,65—32,74%) количество нерастворимого остатка. В этих же агрегатах развиты нефен, апатит, пирит, магнетит. Из вторичных продуктов отмечены кварц, гипс и сидерит.

Метаморфизованные терригенные породы (алевросланцы, песчаники) образуют мощные (до 300 м) локально развитые линзы (участки Октябрьский, Ульдзуйтуй-II). В восточном направлении их мощность возрастает, в западном — они сменяются по простиранию вулканогенно-осадочными отложениями. Окраска пород зеленовато-серая, вызванная примесью хлорита, текстура сланцеватая. Редкие прослои известняков и линзы плохо сортированных песчаников обуславливают спорадически

Таблица 6

Химический состав рифогенных (1—13) седиментационных (14—16) известняков Еравнинского рудного поля, %

Окисел	Номер пробы															
	2014	138-13	2027	2013	2011	823-69	13-15	823-30	13-8	1	158-250	2028-1	2029-5	32-1020	2-773	734-84
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	1,23	0,57	1,52	3,61	3,88	0,64	0,69	2,29	0,47	3,75	2,2	2,22	2,21	17,84	28,26	8,46
TiO ₂	0,07	0,07	0,06	0,05	0,05	0,09	0,08	0,08	0,08	0,87	0,09	0,17	0,09	0,11	0,11	0,20
Al ₂ O ₃	0,08	0,16	0,37	0,1	0,28	0,33	н. о.	0,68	0,44	0,22	1,15	0,56	0,35	2,04	2,68	2,81
Fe ₂ O ₃	н/о.	0,3	н/о.	н/о.	н/о.	0,01	0,52	0,17	0,61	0,14	0,16	0,14	0,16	0,87	0,60	0,35
FeO	0,14	0,29	0,14	0,14	0,36	0,22	0,29	0,36	0,14	0,14	0,22	0,22	0,14	0,50	4,45	0,65
MnO	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,05	0,03	0,04	0,02	0,05	0,13	0,33	0,08
MgO	0,03	0,06	0,08	0,06	0,08	0,03	0,04	0,05	0,04	н. о.	0,13	0,68	0,19	0,65	1,31	3,94
CaO	53,19	53,78	54,05	52,87	52,63	54,19	52,8	53,08	54,28	52,91	52,36	51,22	52,97	40,47	30,45	41,31
Na ₂ O	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
K ₂ O	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	0,73	0,85	1,05
H ₂ O-	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06	0,06	0,03	0,06	0,01	0,04	0,02	0,04	0,06	0,04	н. о.	0,04
P ₂ O ₅	0,01	0,006	0,01	0,045	0,01	0,005	0,01	0,007	0,07	0,03	0,03	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01
SO ₃	0,07	0,16	0,01	0,11	0,04	0,06	0,13	0,07	0,12	0,06	0,09	0,06	0,055	1,85	0,83	1,02
CO ₂	41,90	42,86	42,32	41,67	41,08	42,69	42,07	41,86	42,61	41,22	41,42	41,12	41,88	31,68	28,63	37,42
П.п.п.	0,66	0,60	0,44	0,19	0,10	0,51	2,25	0,35	0,55	0,20	0,55	3,66	0,15	1,92	0,53	1,28
Сумма	97,44	98,92	99,06	98,94	98,57	98,88	98,93	99,08	99,57	99,61	98,47	100,3	98,33	93,84	99,04	99,51

Минералогический состав известняков Еравнинского рудного поля (в % на высушенное при 110°С вещество)

№ п/п	Номер пробы	Порода	Кварц	Полевые шпаты	Мусковит (серпикт)	Хлорит	Сфен	Апатит	Пирит	Углистое вещество	Магнетит	Гематит	Кальцит	Доломит	Сидерит	Родохризит	Стронцианит	Гипс	Нерастворимый остаток*
1	2014	Серый биостромный известняк	1,11	—	0,20	—	0,21	0,02	0,06	—	—	—	98,01	0,14	0,23	0,03	—	—	1,59
2	138-13	Серый биогермный известняк	0,32	—	0,43	—	0,19	0,13	0,11	—	0,43	—	97,22	0,27	0,23	0,03	0,53	—	0,72
3	2027	Серый биостромный известняк	1,10	—	0,96	—	0,16	0,02	0,02	—	—	—	96,95	0,36	0,30	0,03	—	—	1,72
4	2013	То же	3,49	—	0,24	—	0,13	0,09	0,08	—	—	—	95,41	0,27	0,20	0,07	—	—	3,71
5	2011	»	3,69	—	0,10	0,76	0,13	0,02	—	—	—	—	94,85	0,35	—	0,03	—	0,07	4,11
6	823-69	Чёрный биогермный известняк	0,21	—	0,72	0,20	0,23	—	0,06	0,36	0,02	—	97,80	0,15	0,20	0,05	—	—	2,01
7	13-15	То же	0,70	—	—	—	0,20	0,02	0,09	0,91	0,77	—	96,24	0,14	0,02	0,03	0,88	—	1,90
8	823-30	»	1,50	—	1,51	0,32	0,23	—	0,06	0,11	0,24	—	95,63	0,23	0,26	0,03	—	—	3,50
9	13-8	Пятнистый (бу- рый, чёрный) био- гермный известняк	0,01	—	0,91	0,31	0,22	0,15	0,09	0,38	—	0,61	97,04	0,20	—	0,08	—	—	1,65
10	1	Буровато-вишне- вый биогермный известняк	2,85	—	0,58	—	2,14	0,07	0,04	—	—	0,14	93,87	—	0,26	0,05	—	—	4,10
11	158-250	То же	0,78	—	2,70	—	0,23	0,07	0,06	—	—	0,16	94,93	0,60	0,40	0,06	—	—	3,72
12	2028-1	»	1,47	—	1,50	—	0,44	0,02	—	0,72	—	0,14	91,87	3,20	0,48	0,03	—	0,13	3,30
13	2029-5	»	1,76	—	0,83	—	0,27	0,08	—	—	—	0,16	95,60	0,86	0,31	0,07	—	0,11	3,01
14	32-1020	Седиментацион- ный известняк с прослоями туфо- алевролита	15,25	0,96	4,96	—	0,27	0,02	0,20	—	1,28	—	70,33	3,07	—	0,21	—	3,43	21,65
15	2-773	То же	24,92	2,20	4,10	2,44	0,29	0,02	0,62	—	0,88	—	51,73	6,15	6,10	0,55	—	—	32,74
16	784-84	Доломитистый известняк	4,15	1,91	6,57	—	0,50	0,02	—	—	0,51	—	64,71	18,33	0,13	0,13	—	2,14	14,04

* В итог не входит.

появляющиеся горизонтально-, линзовидно-, прерывисто-горизонтально-слоистую текстуры. Отмечены реликты подводных оползней. Преобладают алевросланцы с бластоалевропелитовой и бластоалевритовой структурами. Прослои и линзы песчаников невелики по мощности (0,1—10 м). Различаются песчаники мелко- и среднезернистые, хорошо сортированные, и средне-, крупнозернистые плохо сортированные. Количество обломочного материала в алевросланцах составляет 20—30%, в песчаниках — 50—70%. Среди обломков находятся полукатаные зерна кварца (60%), полевых шпатов (35%), кислых эффузивов и хлоритизированного стекла (5%). Цемент сложен микролепидогранобластовым серицит-хлорит-кварц-полевошпатовым агрегатом с примесью мелких зерен кальцита или доломита.

Фаши бассейнов с застойным гидродинамическим режимом

Угристо-карбонатные сланцы образуют прослои мощностью до 2—3 м, встреченные преимущественно среди алевросланцев. Эти образования, близкие к туфоуглистой фации удаленной и промежуточной зон, сложены пелитоморфным известковым материалом (80%), в массе которого обособляются слойки мощностью до 1 мм, обогащенные углистым веществом (1—2%), чешуйками серицита, тонкодисперсным сульфидным материалом (2—3%), алевролитовыми частицами кварца и полевых шпатов (16%).

Доломитистые известняки слагают маломощные (первые метры) прослои с ограниченным латеральным развитием. От охарактеризованных выше известняков они отличаются повышенным содержанием доломита (см. табл. 6, 7, проба 16), меньшим — нерастворимого остатка.

ЧЕТВЕРТЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП. РИФОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Существует мнение, высказанное, в частности, И. К. Королюк (1968), о том, что рифогенные образования нижнего палеозоя юга Восточной Сибири представлены маломощными (первые метры) биогермами. Это положение, справедливое для платформенных областей, не подтверждается на примере геосинклинальных зон. В последнее время крупные рифогенные сооружения выявлены в нижнем кембрии Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна (Беззубцов и др., 1970), Еравнинского рудного поля (Васильев и др., 1972₁), известны они и в верхнем протерозое Северного Прибайкалья (Крапивин, 1972).

На рудном поле небольшие рифогенные постройки были впервые обнаружены М. М. Язмиром и Б. А. Далматовым (1961 г.). В дальнейшем при разведке и опосковании рудного поля были выявлены разновеликие массивы органогенных известняков и известняковых брекчий. М. М. Язмир (1972), Р. С. Тарасова (Тарасова и др., 1972) высказывали предположение об их рифогенном происхождении.

Среди рифогенных образований рудного поля различаются крупные сооружения, относящиеся, вероятно, к ископаемым рифам, разновеликие биогермы, а также биолинзы¹ и биостромы.

Крупные сооружения включают фации: а) остовов рифов; б) рифового склона; в) рифового гребня, г) рифовой лагуны. Эти значительные по мощности (до 300 м) и латеральному развитию (1—8 км²) сооружения встречены в IV и низах V пачки на западной окраине Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади (см. рис. 2, 5).

¹ Термин употребляется в понимании М. М. Язмира (1961).

Фации рифовых остовов, преобладающие (64%) в крупных сооружениях, представлены главным образом рифогенными известняками; в подчиненном количестве находятся известняковые брекчии, образующие линзо- и карманообразные залежи на периферии остовов.

Фации рифового склона составляют около четверти всей массы крупных построек. Три четверти этого количества приходится на долю известняковых брекчий; кроме них, присутствуют седиментационные, в том числе фитогенные, известняки, известковистые туфоалевролиты, туфопесчаники. Вблизи остовов рифов располагаются преимущественно плохо сортированные глыбовые и крупнообломочные известняковые брекчии; по мере удаления от них брекчии становятся средне- и мелкообломочными и постепенно уступают место перемежающимся туфоалевролитам и известнякам, которые в той или иной степени замусорены детритом. В отложениях рифового склона широко выражены подводнооползневые текстуры и линзовидная слоистость.

Фации рифового гребня, являющиеся отличительной чертой ископаемых рифов, широко развиты в крупных постройках Еравнинского рудного поля. Мощность отложений гребня варьирует от первых до нескольких десятков метров, среднее содержание их в крупных сооружениях составляет 11%.

Наибольшее распространение образования рифового гребня получили в постройках западной окраины Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади, где их мощность достигает иногда 80—100 м. Стратиграфический интервал их развития ограничен преимущественно переходным горизонтом V пачки. Рассматриваемая группа фаций включает плохо сортированные известняковые брекчии, известковистые туфографелиты и туфопесчаники, связанные взаимопереходами. Для этих отложений характерны невыдержанность состава по простиранию, крутая линзовидная и косая слоистость.

Образования рифовой лагуны представлены седиментационными известняками, содержащими прослой хорошо сортированных известковистых туфоалевролитов. Для них характерны тонкая горизонтальная слоистость, наличие мелких микроритмов. Доля этих образований в рифовых комплексах не превышает 1%.

Биогермы Еравнинского рудного поля весьма неоднородны по размерам, но все они уступают рассмотренным выше сооружениям по мощности (30—120 м) и латеральному развитию (1—3 км²) и, кроме того, отличаются от них отсутствием фаций рифовой лагуны и крайне незначительным распространением образований рифового гребня. В группе фаций биогермных склонов в отличие от соответствующей группы фаций ископаемых рифов перемежающиеся известняки и туфоалевролиты несколько преобладают над известняковыми брекчиями, а подводнооползневые текстуры встречаются намного реже. Эти данные указывают на относительно небольшую крутизну склонов биогермов и меньшее по сравнению с рифами превышение над прилегающим морским дном. Примерами биогермов служат массивы на участках Таежном (пачка IV), Озерном и Октябрьском (пачка VI).

Биостромы и биолинзы, сосредоточенные в V и VI пачках, являются монофациальными постройками (рис. 5). Биостромы (пластовые тела органогенных известняков) обладают небольшой (0,3—0,6 м) мощностью при относительно широком (0,2—1 км²) латеральном развитии. Сменяющие друг друга в разрезе биостромы слагают мощные (до 200 м) толщи на юго-востоке профиля I—I и северо-восточнее профиля 7.4 (см. прил. 1, рис. 2). Биолинзы представляют собой маломощные (1—2 м) линзовидные тела органогенных известняков. Они залегают среди биостромных или седиментационных известняков.

Рифоидные постройки Еравнинского рудного поля возникли преимущественно в результате жизнедеятельности и роста рифостроителей

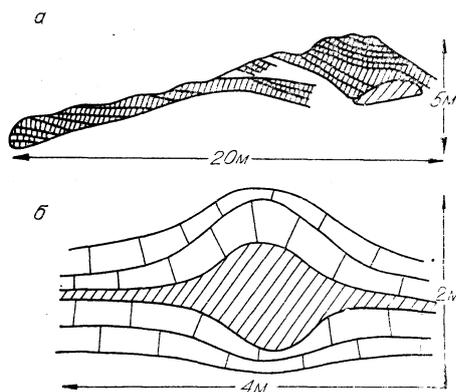


Рис. 5. Мало мощные рифогенные постройки Еравнинского рудного поля (Язмир, 1961). а — биостромы, справа с биолинзой, б — биолинза в седиментационных известняках.

и в меньшей мере — за счет тафогермных скоплений рифолюбов и планктонных водорослей.

Морфологическая характеристика биогермов и ископаемых рифов (?), особенности их размещения в стратиграфическом разрезе и по латерали приведены в гл. IV и V, где они позволяют полнее раскрыть специфику процесса рифообразования в рудном поле и показать отличительные черты тех или иных периодов накопления рудоносной толщи. В данном разделе мы ограничимся описанием вещественного состава рифогенных известняков и известняковых брекчий, которые в совокупности составляют глав-

ную массу (около 75%) рифоидных образований района.

Рифогенные известняки обладают преимущественно светло-серой окраской, которая меняется до черной из-за примеси углистого вещества или пестрой из-за присутствия тонкодисперсного гематита. Слоистость в них обусловлена нарастанием тел организмов. Им свойственны брекчиевидный облик, инкрустации, примазки и гнезда слюдисто-кремнисто-карбонатного материала. Неравномерное наложение процессов перекристаллизации обуславливает присутствие наряду с пелитоморфным карбонатом гранобластовых агрегатов кальцита.

Результаты химических анализов (см. табл. 6) и пересчетов¹ химических составов на нормативные минералогические (см. табл. 7) показывают существенные отличия рифогенных известняков от седиментационных по содержанию нерастворимого остатка и характеру карбонатной части. Количество нерастворимого остатка (0,72—4,11%) в рифогенных известняках близко к величинам, полученным В. П. Шуйским и В. П. Мухиной (1968) для девонских рифовых известняков Урала (0,28—4,11%) и И. Т. Журавлевой (1960) для археоциатовых известняков Сибирской платформы (6—8%). Карбонатная часть в рифогенных известняках почти полностью состоит из кальцита, содержание которого в породах достигает 89,96—98,01%. Количество доломита, сидерита и родохрозита невелико и вполне соответствует допустимым нормам для рифогенных известняков. Минералогический состав известняков различных рифогенных построек также несколько различается. В светло-серых биогермных и биостромных известняках (пробы 1—5) повышено содержание (94,85—98,01%) кальцита. В черных биогермных известняках (пробы 6—8) присутствует углистое вещество. В пестроцветных известняках Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади (пробы 10—13) стабильно высока (3,01—4,1%) величина нерастворимого остатка, отмечается примесь гематита.

Известняковые брекчи Еравнинского рудного поля по составу и генетическим признакам разделяются на два типа.

Известняковые брекчи I типа широко развиты среди рифогенных образований рудного поля. Они образуют разновеликие прослой и линзы в ассоциации с седиментационными известняками, туфоалевролитами, туфопесчаниками. По размеру обломочного материала различаются

¹ Пересчет проводился по соответствующим справочным руководствам и контролировался петрографическим и термовесовым анализами. Не проводилось определение BaO, в связи с чем остаток SO₃ пересчитывался на гипс.

глыбовые (10—20 см), средне-, крупно- (3—10 см) и мелкообломочные (1—3 см) брекчии. При ритмичном чередовании с туфопесчаниками наблюдается падение гранулометрического уровня брекчий вверх по разрезу в пределах каждого ритма. В латеральном направлении градация обломочного материала по размеру обусловлена сменой глыбовых известняковых брекчий, развитых возле остовов построек, средне-, крупно- и мелкообломочными по мере удаления от них.

Среди обломочного материала резко преобладают (90—98%) рифогенные известняки, в подчиненном количестве встречены туффиты, туфоалевролиты, туфы, кремнисто-гематитовые яшмовидные породы, колчеданные руды. Количество некарбонатных обломков возрастает по мере удаления от остовов построек. Вытянутые обломки обычно ориентированы параллельно слоистости в прослоях известняков и туфоалевролитов. Элементы окатанности проявлены слабо, преимущественно в обломках некарбонатных пород. Сортировка брекчий обычно плохая в центральных частях построек, но улучшается к их периферии. Количество цемента в брекчиях рифового гребня не превышает 10—20% и колеблется от 10 до 80% в брекчиях склоновых фаций. В цементе преобладает кальцит; в брекчиях, расположенных возле остовов построек, его содержание достигает 90%, а в брекчиях удаленной части рифового шлейфа опускается до 50—60%. Некарбонатная часть цемента представлена микролепидогранобластовыми серицит-кварц-полевошпатовыми агрегатами, сгустками слабодвупреломляющей кремнистой массы, кристаллокластами кварца и полевых шпатов, чешуйками хлорита, небольшой (до 0,5%) примесью тонковкрапленных сульфидов. На Ульзуйтуйско-Октябрьской площади отмечена примесь гематита.

Брекчии I типа генетически связаны с процессами рифообразования и разрушения построек под воздействием гравитаций и абразионной деятельности.

Известняковые брекчии II типа или брекчиевидные колчеданные руды сосредоточены в зонах пространственного совмещения наиболее мощных колчеданных залежей и рифогенных построек. Широкое развитие в этих брекчиях колчеданного оруденения позволяет рассмотреть их совместно с эксгальационно-осадочными фациями.

ГРУППА ЭКСГАЛЯЦИОННО-ОСАДОЧНЫХ ФАЦИЙ

В составе группы различаются фации: колчеданых свинцово-цинковых, колчеданно-сидеритовых и сидеритовых, сульфидно-гематитовых и гематитовых руд. Широко развиты в рудном поле также продукты размыва и переотложения рудных залежей.

Эксгальационно-осадочное происхождение стратиформных колчеданых залежей на участке Озерном обосновано в работах В. С. Кормилицына (1966, 1968), В. В. Демидова (1969), К. Р. Ковалева и др. (1971), А. И. Бусленко (1970), Э. Г. Дистанова (1972), Р. С. Тарасовой и др. (1972), Н. С. Скрипченко (1972), П. Я. Яроша (1973). Аналогичное происхождение доказывается для колчеданно-сидеритовых ритмитов (Скрипченко, 1972) и предполагается для части сидеритов, развитых на участке Озерном (Дистанов и др., 1972; Тарасова и др., 1972).

Данная группа, включающая только оруденелые фации осадков, рассматривается как часть генетического типа эксгальационно-осадочных образований, среди которых, как известно из многочисленных публикаций, наряду с рудными компонентами в значительных количествах находится нерудный материал (кремнекислота, соли натрия, калия и другие соединения). Выделение этого генетического типа в полном объеме в Еравнинском рудном поле не представляется возможным на дан-

ном этапе исследований. Отсутствие достаточно надежных критериев не позволяет выделить все нерудные продукты эксгальций из общей массы метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложений. В первую очередь это положение касается кремнекислоты, отнесение которой к эксгальционному образованию корректно только в сульфидно-гематитовых, гематитовых и других рудах, где она в виде свободного кремнезема тесно ассоциирует с рудным веществом. Может быть высказано лишь предположение о том, что часть пород, включенных в кремнистые вулканогенно-осадочные образования, в значительной мере сформирована под влиянием эксгальционно-осадочной деятельности. К таким породам следует отнести тонкозернистые кремнистые отложения, содержащие многочисленные линзовидные обособления, сложенные микрогранобластовыми агрегатами кварца.

Формирование выделяемой группы эксгальционно-осадочных фаций обусловлено процессом, который известен в литературе как процесс вулканогенно-осадочного (Страхов, 1965; Скрипченко, 1966) и гидротермально-осадочного рудообразования (Иванов, 1968), гидротермально-осадочного рудоотложения или эксгальционно-осадочная деятельность. Процесс гидротермально-осадочного рудообразования в Еравнинском рудном поле проявился в тесном взаимодействии с другими процессами, происходившими при накоплении рудоносной толщи. Наиболее ярким примером такого взаимодействия являлось циклическое чередование проявлений эксгальционно-осадочной деятельности и рифообразования при формировании многоэтажных залежей брекчиевидных колчеданных руд.

При количественной характеристике рудоносной толщи рассматриваемые эксгальционно-осадочные фации включены в вулканогенные образования, исходя из предполагаемого гипогенного источника исходного материала.

Фации колчеданных руд

Различаются: фация массивных, полосчатых, вкрапленных руд и фации брекчиевидных колчеданных руд (известняковых брекчий II типа).

Наиболее мощные рудные тела (VI пачка на участке Озерном) образуют серию расположенных друг над другом пластовых и пластообразных залежей, разделенных безрудными слоями; они имеют значительную протяженность, согласное с вмещающими породами залегание, резко уступающую длине мощность, варьирующую от долей до нескольких десятков метров (Тарасова и др., 1972). Гораздо чаще, практически по всему разрезу нижнекембрийской толщи, встречаются маломощные (первые миллиметры — первые метры) прослой и линзы полосчатых и вкрапленных колчеданных руд.

Фация массивных, полосчатых и вкрапленных колчеданных руд. На участке Озерном эти руды обладают первично-осадочными текстурами: горизонтально-, ритмично-, линзовидно-, градационно- и косослоистыми, а тектонических деформаций (смещения просадки, подводно-оползневые); слоистые текстуры обусловлены чередованием пиритных и свинцово-цинковых, карбонатно-сфалеритовых и пиритных, а также рудных и нерудных слоев (Бусленко, 1970; Дистанов, и др., 1972; Скрипченко, 1972; Дистанов, Ковалев, 1975). Структуры руд в основном колломорфные с широким развитием смешанных галенит-сфалерит-пиритовых метаколлоидных агрегатов (Дистанов, 1972). Главными рудными минералами являются пирит, сфалерит, второстепенными — галенит, магнетит. Главная масса руд сложена тонкозернистым метаколлоидным (0,03—1 мм) пиритом, реже колломорфным и глобулярным; сфалерит и галенит выполняют межзерновые промежутки (Бабкин,

1971). Содержание пирита достигает 90%, количество нерудного материала (кремнезема, пирокластики, карбонатов, углистого вещества) обычно невелико.

Колчеданные руды мелких прослоев и линз других частей рудного поля отличаются от руд описанных выше залежей большей примесью нерудного материала и меньшими содержаниями галенита и сфалерита. Колчеданные руды обычно ритмично чередуются с вулканогенно-осадочными отложениями, переотложенными туфами и известняковыми брекчиями. Ритмы имеют трансгрессивный облик. В мелких ритмах сульфиды ассоциируют с вулканогенно-осадочными породами, более мощные (1—5 м) ритмы начинаются туфами или известняковыми брекчиями. В основании ритмов отмечаются перерывы с западинами на поверхности тонкослоистых оруденелых пород (рис. 6). Выше поверхностей перерывов встречаются неокатанные обломки подстилающих оруденелых пород. На контакте с туфопесчаниками наблюдается взмучивание рудных слоев.

Брекчиевидные колчеданные руды или известняковые брекчии II типа, отличающиеся от брекчий I типа значительным содержанием сульфидов в цементе, образуют пластообразные залежи в нижних частях продуктивных горизонтов участка Озерного и в основании VI пачки на участке Октябрьском. Данные руды включают две разновидности, которые могут рассматриваться в ранге фаций. В первой, содержащей обломки известняков, яшмовидных пород, туффитов, колчеданных руд, ус-

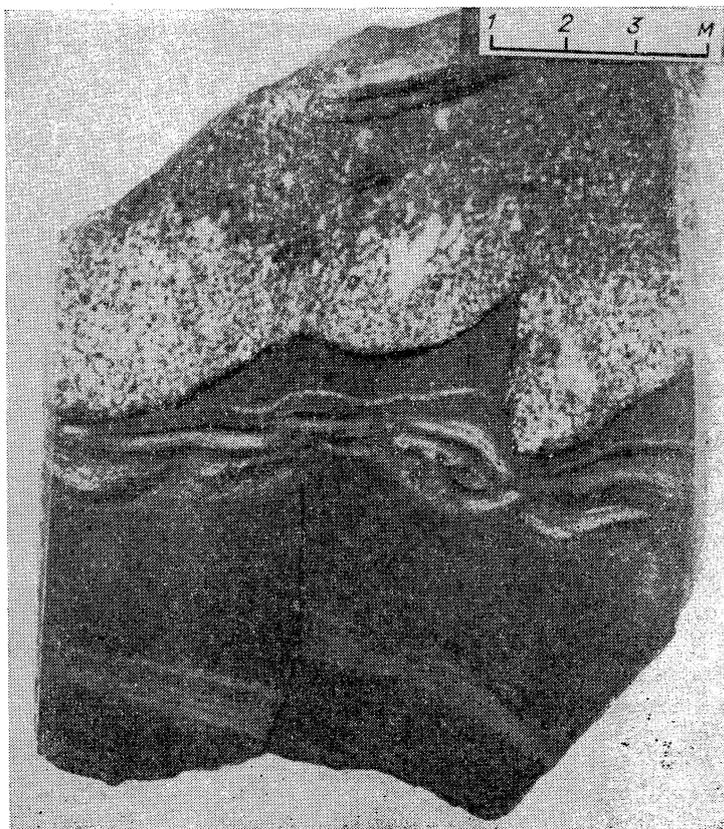


Рис. 6. Основание кристаллотуфового горизонта, участок Озерный. Плохо сортированный туфопесчаник залегает с перерывом на колчеданной руде. В рудном прослое видны реликты подводных оползней.

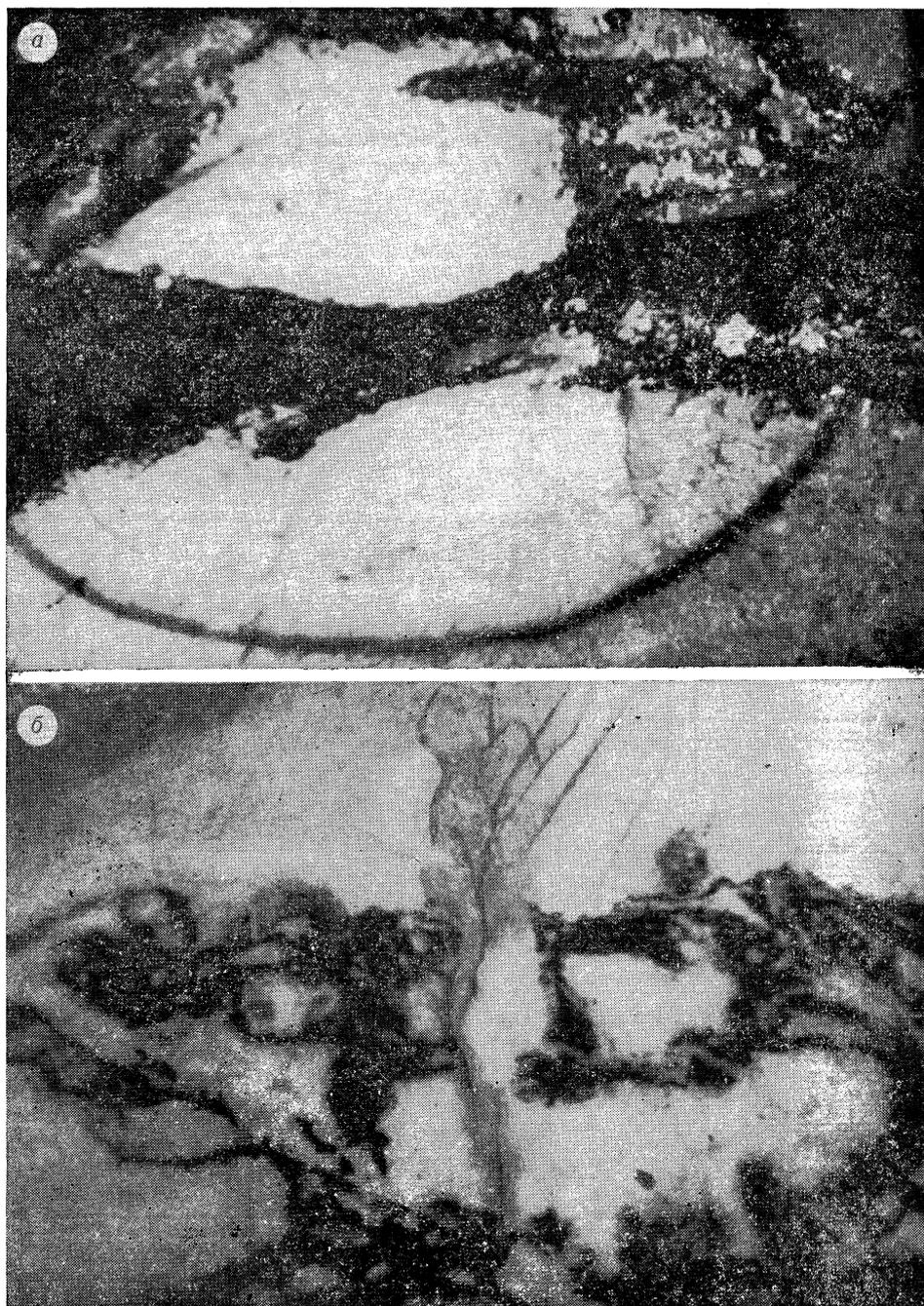


Рис. 7. Брекчиевидные колчеданные руды. Форма обломков известняков.
a — «обломок» известняка в колчеданной руде. Шлиф. Увел. 6; *б* — причудливая форма «обломков». Шлиф. Увел. 6.

тановлены (Дистанов и др., 1972) седиментационно-брекчиевые текстуры. Эти брекчии, развитые в удаленных от остовов биогермов частях рифового шлейфа, являются, вероятно, результатом механического смешивания в водной среде обломков указанных выше пород с известковистым илом и продуктами эксгальций.

Вторая разновидность брекчиевидных руд образует залежи, тяготеющие к остовам биогермов и содержащие маломощные останцы ри-

рифогенных известняков. Эти руды не обнаруживают пространственной связи с фациями рифового склона. В них отсутствуют прослои вулканогенно-осадочных пород. «Обломки» в данных брекчиях сложены только рифогенными известняками и имеют неправильную, причудливую форму (рис. 7а, б); отмечаются следы распадаения крупных «обломков» на мелкие. Отсутствуют сортировка и какие-либо признаки окатанности. По их периферии часто видны каемки из зерен пирита или галенита, иногда зональные. «Обломки» корродированы цементом и имеют нечеткие, расплывчатые очертания (рис. 8, а, б). «Обломки» черных известняков осветлены по краям. Преобладают удлиненные «обломки», ориентированные перпендикулярно слоистости в смежных с пластами брекчий прослоях вулканогенно-осадочных пород. Такая ориентировка совпадает с направлением роста организмов в рифогенных постройках. Иногда контуры «обломков» только намечаются по цепочкам зерен сульфидов, окаймляющих удлиненные участки в известняках (рис. 9).

Цемент в брекчиях (не выше 10—20%) включает кальцит с примесью сидерита и доломита, колчеданную руду и в подчиненных количествах кремнистый материал, углистое вещество, микролепидограно-пластовые серицит-кварц-полевошпатовые агрегаты, хлорит и клинолепидит. Карбонатный материал цемента по размеру зерен (0,01—0,2 мм) отвечает кальциту в «обломках». Сульфиды представлены сплошными массами глобулярного или метакolloидного пирита с примесью галенита и сфалерита или отдельными метакристаллами. Совместно с тонкозернистым карбонатом они образуют иногда хлопьевидные скопления (рис. 10). От гнезд колчеданной руды в цемент, а часто и в «обломки» отходят тонкие рудные прожилки. Иногда цемент обособляется в виде тонкой сетки хлопьевидного сульфидно-карбонатного материала, в ячейках которой располагаются реликты известняков. Отмечаются гнезда и прожилковидные обособления автигенного (?) кальцита.

По нашему мнению, образование этой разновидности брекчиевидных руд вызвано совмещением в пространстве и времени процессов рифообразования и эксгаляционной деятельности и обусловлено взаимодействием рудных растворов с известняками рифогенных построек.

Фации колчеданно-сидеритовых и сидеритовых руд

Колчеданно-сидеритовые руды локализуются на участке Озерном (VI пачка) в зоне «пространственного совмещения сульфидного и сидеритового оруденения» (Тарасова и др., 1972). По мнению Н. С. Скрипченко (1972), эти руды, охарактеризованные им как колчеданно-сидеритовые ритмиты, служат одним из доказательств хемогенно-осадочного механизма накопления слоистых колчеданных руд участка Озерного.

Залежи сидеритовых руд выходят в юго-восточных крыльях Озеринской и Октябрьской синклиналей. На участке Озерном сидериты образуют «единое геологическое тело сложной пластообразной формы» (Тарасова и др., 1972), а также находятся в брекчиевидных колчеданных рудах, замещающая «обломки» известняков.

Фации сульфидно-гематитовых и гематитовых руд

Сульфидно-гематитовые руды встречены преимущественно среди вулканогенно-осадочных отложений II пачки на участке Звездном. Обычно они образуют серии маломощных (2—6 см), выдержанных по

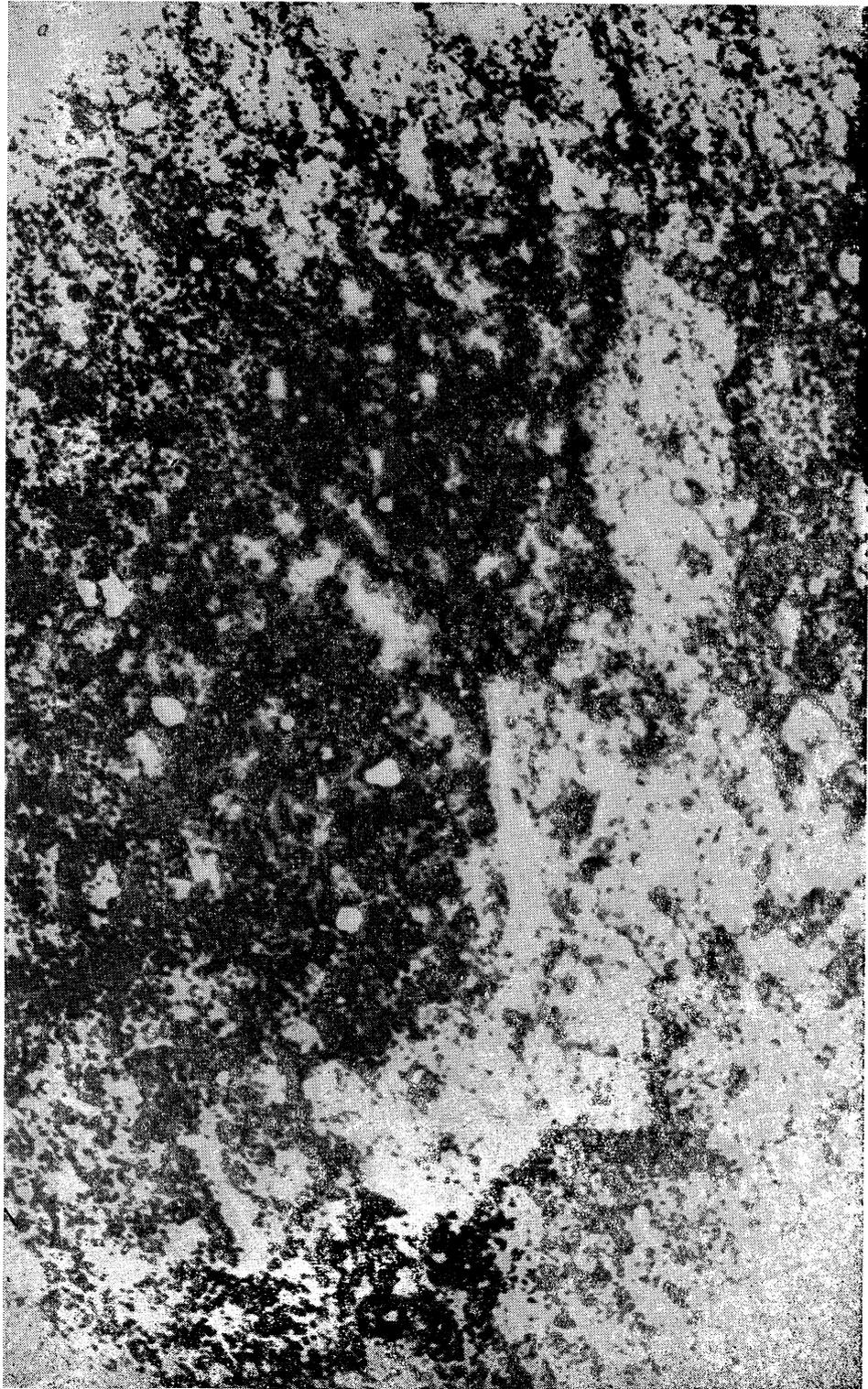
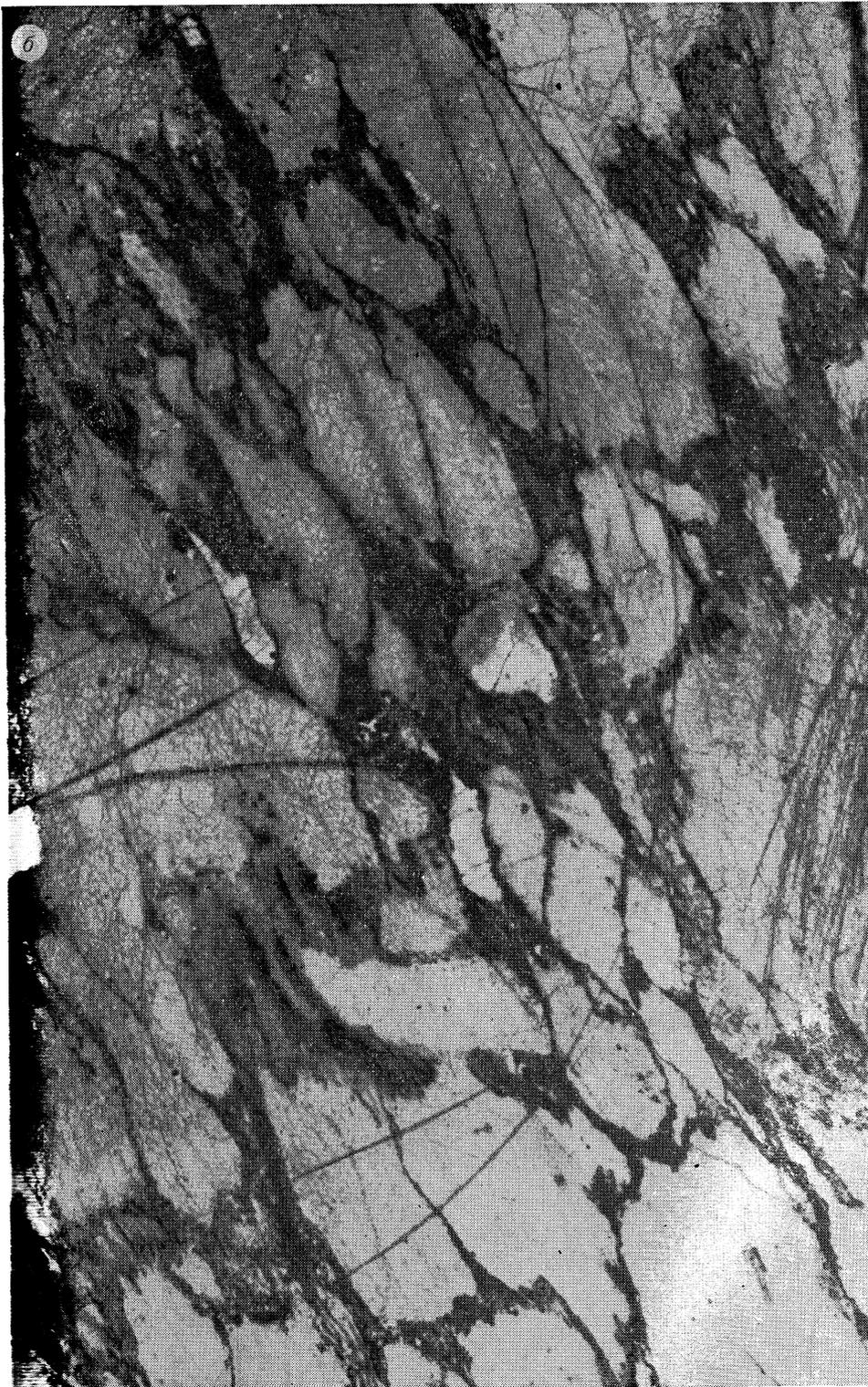


Рис. 8. Брежчиевидные колчеданные руды. Характер
а — «обломок» известняка (справа) корродирован цементом. Шлиф. Увел. 8; *б* — нечеткие расплывча
Косое освеще



ВЗАИМООТНОШЕНИЙ «ОБЛОМКОВ» И ЦЕМЕНТА
— очертания «обломков» известняка, корродированных сульфидно-карбонатным цементом. Образец,
№ 1. Увел. 2.

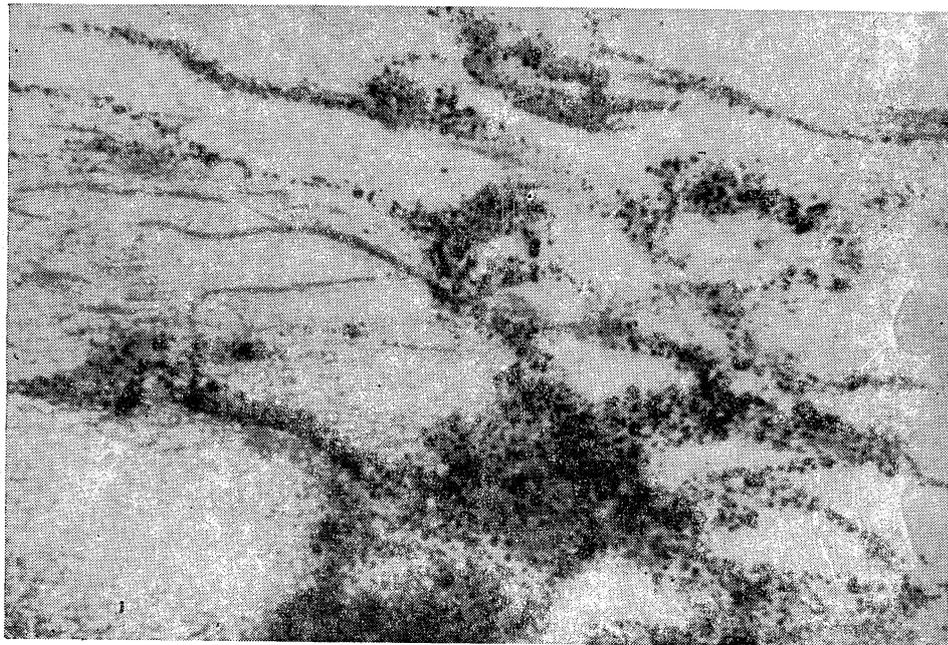


Рис. 9. Брекчиевидные колчеданные руды. Цепочки зерен сульфидов оконтуривают удлиненной формы участки в известняке. Шлиф. Увел. 5.

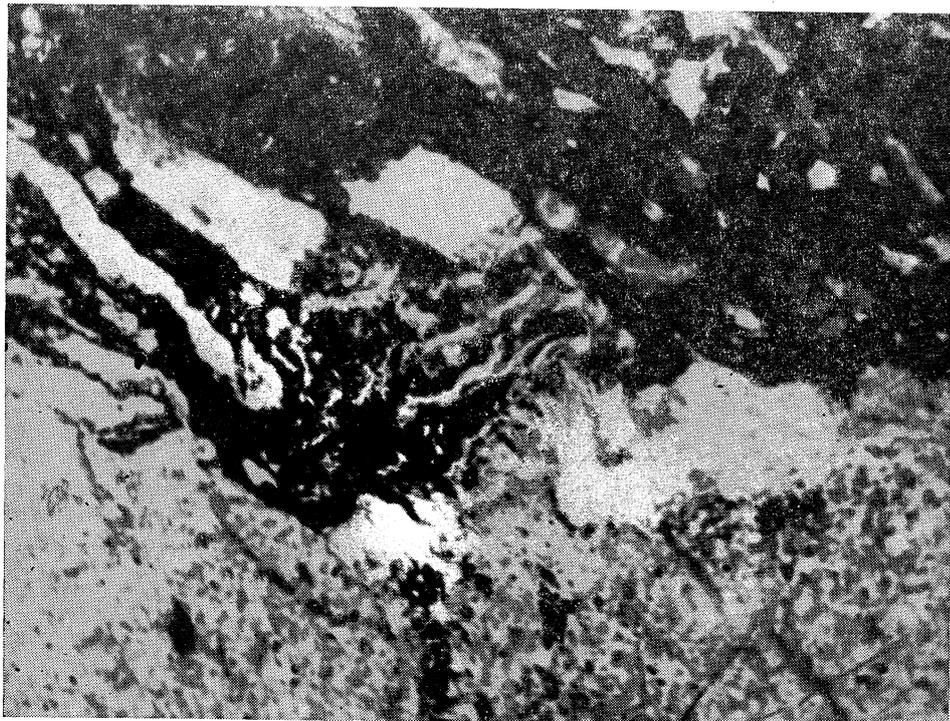


Рис. 10. Брекчиевидные колчеданные руды. Хлопьевидные скопления сульфидов и известковоподобные скопления в цементе. Шлиф. Увел. 16.

простирацию прослоев. В них слойки сульфидов и сульфидно-гематитового состава разделены слойками известковистых или кремнистых туфоалевролитов. Мощность всех слойков варьирует от 0,1—0,3 до 2—3 мм. В сульфидно-гематитовых слойках преобладает вкрапленный пирит. В подошве вкрапленность густая, к кровле содержание пирита уменьшается, и несколько преобладает кремнисто-гематитовый туффит. В других случаях резко преобладают кремнисто-гематитовые прослои мощностью 2—5 мм, разделенные прослоями туфоалевролитов. В рудных прослоях гематит образует сплошные массы, хлопьевидные скопления или сетчатые агрегаты. С ним ассоциируют многочисленные (до 30%) зерна магнетита размером 0,01—0,3 мм. В разных количествах, обычно преобладая над гематитом, присутствует кремнистый материал в виде скоплений слабодвупреломляющих масс или мелких (0,02—0,03 мм) сферолитов. Кремнистые агрегаты располагаются в ячейках сетчатых скоплений гематита или обособляются в тонкие полоски, параллельные контактам прослоев. В подчиненных количествах находятся микролепидогранобластовые серицит-кварц-полевошпатовые агрегаты, мелкие зерна карбоната и тонкообломочная пирокластикка. Кремнисто-гематитовые прослои нередко содержат вкрапленность пирита, густота которой уменьшается к кровле. В подошве иногда располагаются тонкие (0,2—0,3 мм) пиритные слойки. Их контакты с подстилающими туфоалевролитами отчетливые, резкие, а с вышележащими кремнисто-гематитовыми породами — постепенные.

Гематитовые руды развиты на Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади. Гематит локализуется в прослоях (пачки II и III на участках Восточном, Октябрьском, Звездном) или образует тонкодисперсную примесь, распространенную на большей части упомянутой площади.

Прослои гематитовых руд маломощны, но обладают значительным (первые квадратные километры) латеральным развитием. Прослои чередуются с вулканогенно-осадочными отложениями. По составу и текстурно-структурным особенностям они близки кремнисто-гематитовым слойкам в сульфидно-гематитовых рудах, отличаясь от них отсутствием сульфидов.

Тонкодисперсная примесь гематита пользуется широким латеральным развитием на Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади. В количестве 0,14—0,16% (см. табл. 7) гематит постоянно присутствует в известняках и известняковых брекчиях рифогенных построек, вулканогенно-осадочных отложениях пачек II, IV и V. В рифогенных известняках гематит образует также примазки, гнезда или неравномерно обогащает слойки туфоалевролитов и туфопесчаников, выполняющих полости и каверны. Наличие этой примеси обуславливает красноцветность пород Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади.

РУДОКЛАСТЫ

Среди многочисленных и разнородных по составу обломков, находящихся в вулканогенных, вулканогенно-осадочных и рифогенных породах Еравнинского рудного поля рудокласты занимают довольно скромное место как по объему, так и по латеральному развитию. Тем не менее они заслуживают особого рассмотрения, как ещё одно доказательство вулканогенно-осадочного генезиса стратиформных рудных залежей.

К рудокластам относятся обломки красных кремнисто-гематитовых яшмовидных пород и колчеданных руд.

Обломки яшмовидных пород встречены в пачках II—V на Ульдзуйтуйско-Октябрьской и пачках IV—VI на Гурвунурской площади. В разрезе рудоносной толщи основная масса обломков располагается на одном уровне с прослоями кремнисто-гематитового состава или вы-

ше них (см. табл. 9). Обломки яшмовидных пород присутствуют в количестве до 2—3% в известняковых и пирокласто-осадочных брекчиях, плохо сортированных туфогравелитах и туфопесчаниках. Размер их варьирует от 0,1 мм до 10—12 см; преобладают неокатанные остроугольные неправильно вытянутые обломки. По составу они аналогичны кремнисто-гематитовым отложениям участков Звездного, Восточного и Октябрьского. Текстура пород в обломках массивная, реже полосчатая. Полосчатость срезается контурами обломков.

Специфические образования колчеданных руд в виде галек и угловатых обломков, характерные для многих колчеданных месторождений, широко развиты в отложениях Еравнинского рудного поля. Их отмечали Р. С. Тарасова и др. (1972), Э. Г. Дистанов и др. (1972) и др.

Главная часть сульфидных обломков сосредоточена на участке Озёрном — в гравийных туфах, туффитах, туфогравелитах кристаллотуфового горизонта VI пачки, перекрывающих со стратиграфическим несогласием второй продуктивный горизонт. Рудокласты ассоциируют с обломками известняков, порфиринов, риолит-дацитовых порфиров и составляют доли процента, реже 4—5% объема пород. Отложения, содержащие рудокласты, прослеживаются в основании кристаллотуфового горизонта в виде прослоев и линз мощностью 2—8 м, согласно перекрытых ритмичным чередованием псаммитовых кристаллокластических туфов и туфоалевритов, не содержащих сульфидных обособлений.

В продуктивных горизонтах рудокласты встречаются реже. Они отмечены в туфопесчаниках и известняковых брекчиях, причем в тех интервалах, где эти отложения обогащены обломками туффитов, туфов, лав, яшмовидных пород. Небольшие количества рудокластов найдены во второй пачке и переходном горизонте пятой пачки на участках Звездном, Перевальном, Озерном.

По величине (0,1×0,2—3×8 см) и форме (овальной, уплощенной, изометричной, лепешковидной, неправильно удлиненной) рудокласты аналогичны нерудным обломкам. Независимо от конфигурации сульфидные обособления имеют резкие границы. На контакте с нерудной массой отсутствуют какие-либо изменения и рудные проводники. Нередко обособления вдавливаются в обломки органогенных известняков (рис. 11) или в подстилающие прослои туфоалевролитов. Окатанность рудокластов, как и нерудных обломков, в целом плохая.

Сульфидные обособления сложены сплошными рудами, оруденелыми известняковыми брекчиями, известняками, туффитами. Для оруденелых пород характерны вкрапленные, микробрекчиевидные, пятнисто-, вкрапленно-, ритмично-полосчатые и пятнистые текстуры. По вещественному составу сульфидные обособления близки колчеданным залежам (Бабкин и др., 1972). Руда обособлений обычно отличается от оруденения в цементирующем материале текстурным рисунком и иногда — структурами и вещественным составом.

В обособлениях сплошных руд пириту свойственна гипидиоморфно-бластическая структура с первичной зональностью роста. В лепешковидных обломках появляется ориентированная гипидиоморфно-бластическая структура с расположением уплощенных зерен согласно удлинению обломка. В большинстве зерен сохраняются лишь реликты зонального ядра, в отдельных — слабо проявлена спайность. Эти признаки указывают на ориентированное давление при метаморфизме обломочной породы.

В рудокластах с полосчатой и вкрапленно-полосчатой текстурами вкрапленники пирита группируются в отдельные полосы мощностью от 0,2 до 1—2 мм. Для ритмически полосчатых разностей характерно повторение слоев известняка (туффита) и пирита. Иногда полосча-

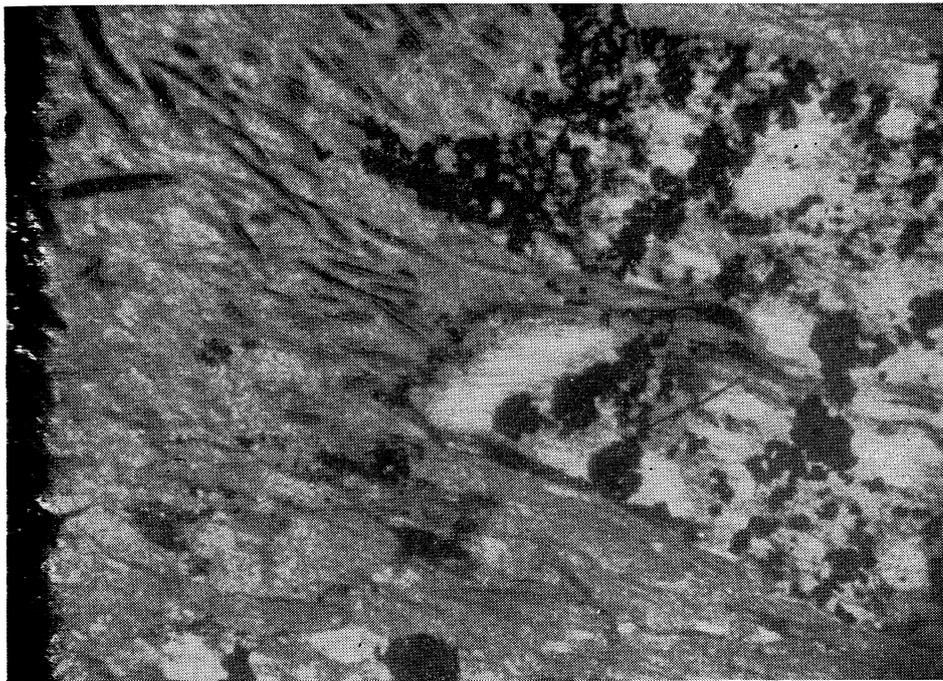


Рис. 11. Сульфидное обособление с вкрапленно-полосчатой текстурой вдавлено в обломок водорослевого известняка (слева). Шлиф. Увел. 20.

ность обусловлена чередованием полос с различной густотой рудной вкрапленности. Независимо от характера полосчатости она резко обрывается контурами обособлений (рис. 12а). В отдельных рудокластах сохраняются реликты колломорфной структуры в виде почковидных образований пирита с концентрическим расположением зон, которые в краю обособления срезаются его контурами.

Рудные обособления микробрекчиевидной текстуры сложены угловатыми обломками известняка, яшмовидных пород и кварца размером 0,2—2,0 мм, сцементированными мелкозернистым сфалерит-галенит-пирит-кальцитовым материалом (см. рис. 12, б). Эти обособления по составу и текстурно-структурным особенностям аналогичны брекчиевидным колчеданным рудам продуктивных горизонтов.

В обломках с вкрапленной текстурой руд пирит представлен идиоморфными кристаллами, неправильными зернами (0,01—0,3 мм) и агрегатами гипидиоморфно-бластической структуры. При травлении в зернах выявляется округлое или кристаллически-зональное ядро и внешняя однородная оболочка. Изредка вкрапленники пирита представлены микросфероидами¹ (0,002—0,05 мм), состоящими из мельчайших (0,0005—0,001 мм) шестиугольных или округлых частиц (глобул). Иногда по периферии обломков наблюдается кайма шириной 1—2 мм, отличающаяся от центральной части густотой рудной вкрапленности. Такое перераспределение рудного вещества вызвано, вероятно, эпигенетическими и метаморфическими преобразованиями рудокластов.

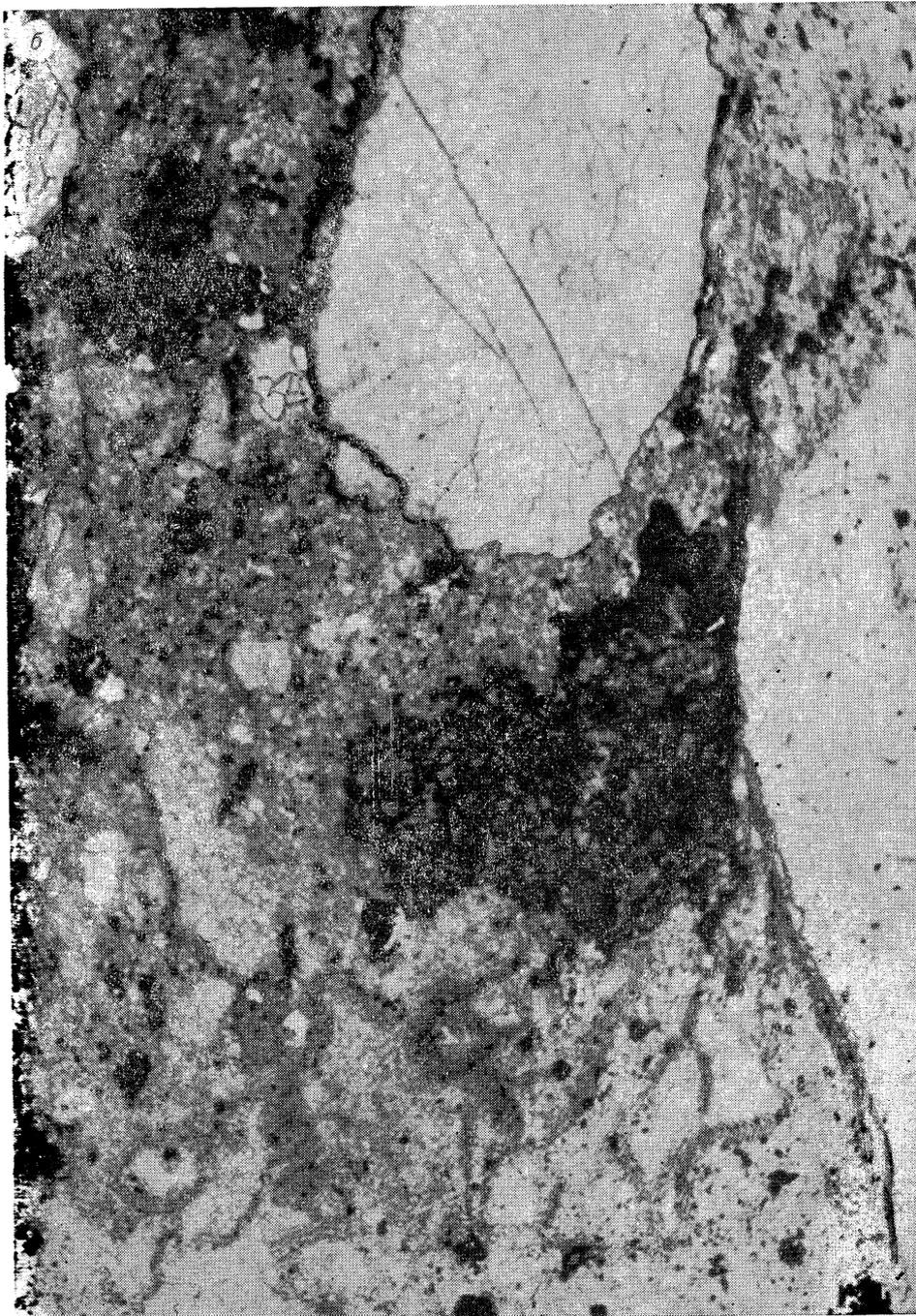
Генезис обломковидных сульфидных обособлений, как один из критериев выяснения условий формирования колчеданных месторождений, дискусионен. Многие исследователи (Логоинов, 1956; Ленных, 1959; Смирнов, Гончарова, 1959; Скрипиль, 1961; Рокачев, 1965, 1966;

¹ Термин употребляется в понимании Г. С. Голдырева (1972).



Рис. 12. Рудокласты в пирокласто-
а — мелкообломочная брекчия, справа — обломок туфоалевролита с пиритными слойками, слойки
щй мелкие частицы известняка, сцементированные

Иванов, Рокачёв, 1966; В. И. Смирнов, 1968; Прахова, Рокачёв, 1969; Котляр, Сейранян, 1971) считают их рудокластами, возникшими при размыве залежей колчеданных руд. С. Г. Грешнер (1970_{1,2}) видит в них продукты эксплозий. М. Б. Бородаевская и Э. Я. Прушинская (1962) связывают образование данных обособлений с гелевым метасомато-



осадочных брекчиях.
презаются гранью обломка. Шлиф. Увел. 4; б — обломок микробрекчиевидной текстуры, содержа-
колчеданной рудой. Шлиф. Увел. 6.

зом, а Н. В. Петровская (1961_{1,2}) — с тектоническим дроблением и из-
бирательным замещением рудой обломков пород.

Большинство сульфидных обособлений Еравнинского рудного поля
может быть уверенно отнесено к продуктам размыва и переотложения
колчеданных руд, иногда слабо диагенезированных. В пользу этого

свидетельствуют: а) приуроченность рудных галек к обломочным породам в основании ритмов различного порядка, залегающим часто с размывом на подстилающих отложениях, в том числе и на колчеданных рудах. Отложения, содержащие рудокласты, состоят из обломков пород, вмещающих рудные залежи; б) одинаковый вещественный состав и текстурно-структурные особенности колчеданных руд в обломках и залежах. В рудокластах представлены почти все типы колчеданных руд; в) резкие границы рудных галек, отсутствие рудных проводников и гидротермальных изменений на контакте с нерудной массой; г) соответствие размера, формы, окатанности и ориентации рудных включений и нерудных обломков; вдавливание рудокластов в обломки известняков; д) полосчатые текстуры, колломорфные структуры руд и прожилки кальцита в рудокластах срезаются их контурами; е) в лепешковидных обособлениях сплюснутые зерна пирита ориентированы согласно удлинению обломков; ж) в каждом конкретном случае рудокласты отличаются от рудной вкрапленности в цементе вмещающих пород по текстурно-структурным особенностям и иногда — по вещественному составу; з) близко расположенные рудные обломки часто имеют различные текстуры, структуры и состав;

Проведенный литолого-фациальный анализ верхней подсвиты олдындинской свиты позволяет отметить следующие положения.

1. Обзор вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований показывает, что во время накопления рудоносной толщи Еравнинское рудное поле охватывало промежуточную (склон вулканического конуса) и отдаленную зоны области активного вулканизма. Высокий динамизм условий осадконакопления в этой области подчеркивается широким развитием разнообразных туфов, в том числе агломератовых, эффузивов, а также такими особенностями, как невыдержанность по простираанию гранулометрического и вещественного состава пород, преобладание плохо сортированных отложений, локальные перерывы седиментации, ритмичность различных порядков.

2. Рудоносная толща представляет собой совокупность образований, сформировавшихся в условиях морского мелководного бассейна с неоднородной фациальной обстановкой. Наряду с преобладающими фациями открытого морского мелководья рудоносная толща включает отложения участков с застойным гидродинамическим режимом и в резко подчиненном количестве — туфы, возникшие в пределах мелких островков вулканического происхождения.

3. Разнообразие группы эксгаляционно-осадочных фаций, выражающееся в значительных вариациях ее состава по профилю окислительно-восстановительного потенциала и в наличии колчеданно-сидеритовых, сидеритовых и брекчиевидных колчеданных руд, в значительной мере обусловлено неоднородностью палеофациальной обстановки среды осадконакопления.

Результаты литолого-фациального анализа рудоносной олдындинской свиты являются необходимой основой для проведения предусмотренных палеогеографических и палеотектонических построений, реконструкций основных процессов формирования рудоносной толщи, выяснения ее формационной принадлежности. Таким образом, выполненные литолого-фациальные исследования позволяют осуществить редкую для древних рудоносных толщ возможность реконструировать процессы формирования пород и руд, происходившие в условиях морского мелководья.

Глава IV

РЕКОНСТРУКЦИИ УСЛОВИЙ НАКОПЛЕНИЯ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ. ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ КАРТЫ

Сингенетичность стратиформных рудных залежей с вмещающими отложениями позволяет применить литолого-фациальные и палеогеографические реконструкции для характеристики процесса гидротермально-осадочного рудообразования. Реконструкции дают возможность проследить становление и развитие конседиментационных структур позднеолдындинского времени⁵ и их роль в локализации оруденения.

Первые палеофациальные реконструкции нижнего кембрия рудного поля были проведены В. А. Варламовым с соавторами (ЦНИГРИ), составившими палеофациальные схемы м-ба 1:100 000 для некоторых периодов накопления рудоносной толщи. На схемах, показавших ряд конседиментационных блоков с разным характером осадконакопления отражены лишь некоторые черты палеофациальной обстановки. Это говорит о необходимости детальных реконструкций возможно большего числа периодов.

Литолого-палеогеографические карты нами выполнены для периодов накопления II—VI пачек, выдержанных по простиранию и отличающихся друг от друга литологически (мощностью от 35 до 550 м).

Сложный литолого-фациальный состав рудоносной толщи, приуроченность рудного поля к локальной тектонической структуре предполагают построение только крупномасштабных литолого-палеогеографических карт («Основы...», 1971). Выбранный нами масштаб 1:50 000 отвечает этому требованию и соответствует масштабу геологической карты (см. рис. 1). Предлагаемые карты представляют собой упрощенный вариант литолого-палеогеографических карт масштаба 1:25 000, составленных нами ранее (Васильев, 1974).

Средняя насыщенность карт точками, представляющими разрезы, колеблется от 8,8 до 22,4 на 1 дм² карт, что соответствует требованиям, предъявляемым к литолого-палеогеографическим картам (Михайлова, 1973). На участках детальных геологоразведочных работ количество указанных точек варьирует от 25—30 до сотен на 1 дм². В менее изученных частях рудного поля это количество местами не превышает 8—10, а иногда 4—6. При редкой сети точек состав литолого-фациальных комплексов и палеогеографическая обстановка наносились соответствующими знаками как предполагаемые. Насыщенность карт фактическим материалом не всегда отвечает существующим требованиям («Основы...», 1971) для крупномасштабных литолого-палеогеографических карт рудоносных зон. Вместе с тем поставленная нами цель — реконструкция условий накопления значительных по мощности пачек — вполне обеспечивается имеющимся фактическим материалом.

В соответствии с характером получаемой информации среди точек, представляющих разрезы, различаются: 1) точки по глубоким скважинам; 2) точки по картировочному бурению и поверхностным горным выработкам; 3) точки по данным маршрутной геологической съемки.

Литолого-палеогеографические карты составлялись в соответствии с руководствами «Условные обозначения...» (1962), «Основы...» (1971), а также в соответствии с методическими указаниями (Лучицкий

⁵ Для обозначения времени формирования рудоносных отложений верхней подсвиты олдындинской свиты нами принято местное геохронологическое подразделение — «Созднеолдындинское время», представляющее собой совокупность периодов накопления пачек рудоносной толщи.

и др., 1964; Лучицкий, 1971). На первом этапе реконструкций составлялись литолого-фациальные колонки м-ба 1:500 по отдельным скважинам и горным выработкам. На их основе были отстроены колонки м-ба 1:2000, коррелировавшиеся в пределах участков геологоразведочных работ. Схемы корреляции использовались для построения литолого-стратиграфических разрезов в м-бе от 1:1000 до 1:10000. Для участков со сложным геологическим строением составлялись рабочие литолого-фациальные карты м-ба 1:2000, 1:5000 и 1:10000. На заключительном этапе полученный материал выносился на литолого-палеогеографические карты. Следует оговориться, что указанные карты содержат неизбежные погрешности, обусловленные как неполнотой фактического

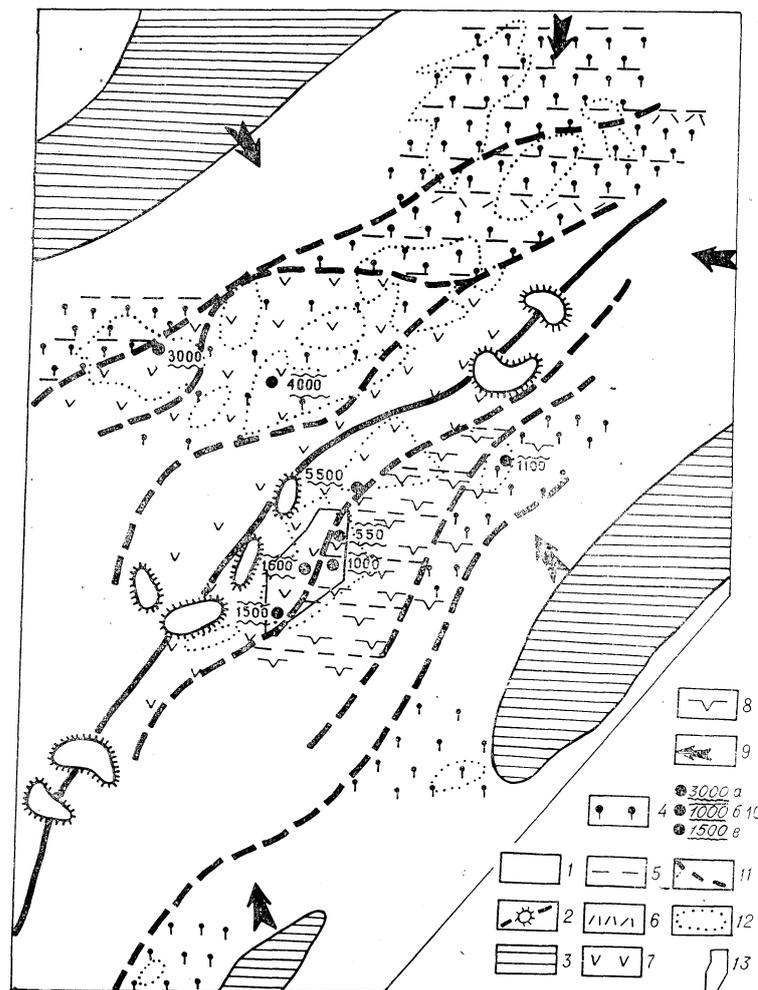


Рис. 13. Литолого-палеогеографическая схема юго-западной части Витимского плоскогорья. Ранний кембрий. Олдындинское время (по Ю. П. Бутову с дополнением автора).

1 — море; 2 — островные дуги с островами вулканического происхождения; 3 — область размываемой суши; 4 — пески аркозовые, кварцевые, реже полимиктовые; 5 — алевриты; 6 — эффузивы кислого состава; 7 — вулканогенные породы смешанного (кислого, среднего) состава с линзами рифогенных образований; 8 — рифогенные образования с линзами вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород; 9 — направления сноса терригенного материала с областей размываемой суши; 10 — мощность отложений, неполная за счет отсутствия данных: по нижней (а), верхней (б), нижней и верхней (в) частям разреза; 11 — границы литологических комплексов; 12 — контуры современного распространения нижнекембрийских отложений; 13 — контур Еравнинского рудного поля.

материала, так и отсутствием данных о размерах рудного поля и его отдельных частей в нижнем кембрии.

Предлагаемые карты отражают преимущественно литолого-фациальную характеристику выбранных пачек. Фациальный состав отложений наносился в соответствии с унифицированными условными обозначениями (см. прил. 1). При изображении на картах литолого-фациальных комплексов ширина полосы, соответствующая пачке, принималась, независимо от ее мощности, равной 1,25 см (в прил. 6 она шириной 0,75 мм). Для пачек, состоящих из горизонтов, эта полоса делилась на интервалы. Ширина интервалов, отвечающих горизонтам, варьировалась в зависимости от их мощности. При этом интервал 1,25 мм соответствовал 10% общей мощности пачки. Отступления от принятой количественной градации допускались при большом фациальном разнообразии комплексов. Из-за значительных вариаций мощности отложений изопахиты проводилась с интервалом 50 м, а на участках со значительной нагрузкой фактическим материалом — через 100 м. Иногда наряду с мощностью пачки показывалась мощность отдельных горизонтов. Палеогеографические условия на картах характеризуют моменты завершения рассматриваемых периодов. При характеристике глубин морского бассейна учитывались органические остатки, характер биогенных построек, пестроцветность осадков, локальные перерывы седиментации, степень сортировки отложений. Перегибы подводного рельефа выделялись по развитию текстур подводных оползней.

Построенные карты относятся к общему типу. Они дополнены в соответствии с имеющимися руководствами (Михайлова, 1973; Калугина, Калугин, 1966) специальными литолого-фациальными схемами, характеризующими отдельные генетические типы пород.

Условия осадконакопления в раннем кембрии на более обширной территории (юго-западная часть Витимского плоскогорья) отражены на литолого-палеогеографической схеме (рис. 13), составленной Ю. П. Бутовым и дополненной нами.

ПЕРИОД НАКОПЛЕНИЯ II ПАЧКИ

В этот период преимущественно отлагались вулканогенно-осадочные образования (см. прил. 6). На Гурвунурской площади накапливались известковистые туффиты и туфоалевролиты. В осевой части площади с ними ассоциировали углистые туфоалевролиты. На западе Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади вулканогенно-осадочные отложения обогащались продуктами разрушения рифогенных построек, а восточнее уступали место седиментационным известнякам.

Среди вулканогенных пород преобладали переотложенные туфы кислого и смешанного состава, близкие аллохтонным туфовым фациям промежуточной и удаленной зон подводной области распространения продуктов извержений. На юго-западе рудного поля локализовались лавовые и кластолавовые фации потоков промежуточной зоны (диабазовые порфириты и кластолавы андезит-дацитового состава). Характер латерального размещения вулканитов показывает, что центр извержений располагался к западу от рудного поля. По мере удаления от него содержание вулканитов в литологических комплексах падает. Зона латерального выклинивания переотложенных туфов на западе Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади иногда подчеркивается развитием кремнистых туффитов.

Рифогенные образования (небольшие биогермы, линзы известняковых брекчий) отмечались на западе Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади. Вероятно, восточнее существовали крупные рифогенные постройки, о чем говорят увеличение размера обломков известняков в вулканогенных отложениях.

генно-осадочных породах и возрастание мощности линз известняковых брекчий в восточном направлении.

В период накопления пачки существовал сравнительно мелководный морской бассейн. Пестроцветность пород и биогермы показывают, что на большей части Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади его глубина не превышала 50—100 м. На западной окраине площади по широкому развитию реликтов подводных оползней прослеживается перегиб подводного рельефа. Западнее перегиба глубина моря возрастала. Возможно выделение участков с глубиной свыше 100 м по осевой части Гурвунурской и иногда на окраине Ульдзуйтуйско-Октябрьской площадей. Здесь располагались конседиментационные впадины. Погружение их компенсировалось накоплением вулканогенно-осадочных отложений, в меньшей мере — известняков. Во впадине по осевой части Гурвунурской площади сформировалась 250-метровая толща вулканогенно-осадочных отложений. Склоны впадины, судя по многочисленным реликтам подводных оползней, были крутыми. Во впадине периодически устанавливались условия застойного водообмена, способствовавшие осаждению углистого материала.

Из эксгальационно-осадочных отложений отметим колчеданные, сульфидно-гематитовые руды и кремнисто-гематитовые осадки. Колчеданные руды преимущественно накапливались в конседиментационной впадине на Гурвунурской площади, чему способствовали условия застойного гидродинамического режима. На западе Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади в обстановке мелководной среды и периодических колебаний окислительно-восстановительного потенциала отлагались то колчеданные, то сульфидно-гематитовые руды. В восточном направлении по мере уменьшения глубины морского бассейна колчеданные и сульфидно-гематитовые руды уступали место кремнисто-гематитовым осадкам. Заслуживает внимания приуроченность стратиформных залежей магнетитовых и сульфидно-магнетитовых руд проблематичного генезиса к зоне накопления сульфидно-гематитовых осадков.

ПЕРИОД НАКОПЛЕНИЯ III ПАЧКИ

Период отличался высокой активностью вулканических процессов. Некоторое ослабление ее в конце периода привело к развитию вулканогенно-осадочных и рифогенных пород. Тесная ассоциация вулканитов с мелководными, в том числе рифогенными образованиями, указывает на накопление продуктов извержений в водной среде.

Вулканический центр располагался западнее рудного поля, в непосредственной близости от него, о чем свидетельствуют характер латерального размещения различных фаций вулканогенных пород, изменения по латерали содержания вулканитов в литологических комплексах, распределения суммарных мощностей эффузивов и туфов. Рассмотрим подробнее перечисленные особенности.

На западе и юго-западе рудного поля концентрировались лавовые, кластолавовые и туфолоавовые фации промежуточной зоны (склона вулканической постройки). К ним относятся лавы и кластолавы андезитовых, андезитовых, диабазовых порфиритов, лавы и туфолоавы риолит-дацитовых порфиритов (см. прил. 7). На западе рудного поля локализовались агломератовые туфы. Они возникли в мелководной среде, вероятно, на латеральном продолжении толщ лахаровых брекчий, отлагавшихся в условиях островного вулканизма. В восточном, юго- и северо-восточном направлениях эти туфы постепенно сменялись лапиллевыми, гравийными, а далее — псаммитовыми и тонкообломочными пирокластолитами автохтонных и аллохтонных туфовых фаций промежуточной и удаленной зон (рис. 14).

Область резкого преобладания (80—100%) вулканогенных пород в литологических комплексах охватывает западную и местами осевую части Гурвунурской площади. На восточной окраине площади содержание вулканитов снижается (25—70%). Минимальные содержания их (10—40%) фиксируются на западе Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади. С востока область развития вулканогенных пород обрамляется областью отложения кремнистых туффитов удаленной зоны (см. рис. 14).

Максимальные суммарные мощности вулканитов (220—270 м) фиксируются в районе развития агломератовых туфов и эффузивов среднего состава — на западе Гурвунурской площади.

Значительная роль в транспортировке тефрового материала от очага извержений и распределении его в бассейне седиментации принадлежала подводным течениям.

Последовательность формирования вулканитов наиболее четко выражена на западе и юго-западе Гурвунурской площади. Она отражает более раннее образование разновидностей основного и среднего состава по сравнению с кислыми. Эта последовательность обусловила, вероятно, некоторую латеральную автономность вулканитов различной основности. Сформировавшиеся в первой половине рассматриваемого периода мощные (до 200 м) толщи средних и основных эффузивов образовали подводные возвышенности на западе (Таежный и Перевальный) и юге (Туркул) рудного поля. Возникшие позднее туфы, туфолавы, лавы риолит-дацитового состава выполнили отрицательные формы подводного рельефа между указанными возвышенностями по осевой части Гурвунурской площади. Площадь покровов риолит-дацитовых порфиров 10—15 км². На их восточном латеральном выклинивании располагались более обширные (до 25 км²) покровы туфолав.

Вулканогенно-осадочные отложения на западе рудного поля были представлены автохтонными и аллохтонными туффитовыми фациями промежуточной зоны — известковистыми, в том числе пестроцветными, туффитами. В зоне выклинивания вулканогенных толщ (на северо-востоке Гурвунурской и западе Ульдзуйтуйско-Октябрьской площадей) формировались аллохтонные туфоизвестковистая и туфокремнистая фации удаленной зоны: известковистые и кремнистые туффиты и туфоалевролиты. Локальное развитие (осевая часть Гурвунурской площади) имела туфоуглистая фация (углистые туфоалевролиты и туффиты).

Рифогенные образования (небольшие биогермы) формировались

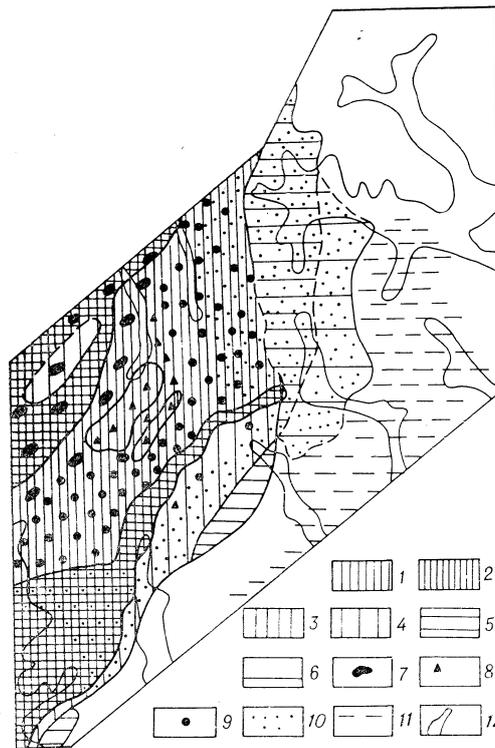


Рис. 14. Схема латеральной зональности III пачки по содержанию вулканогенных пород литологических комплексов и гранулометрическому составу пирокластов.

1—6 — градация содержаний вулканитов в литологических комплексах (пропорционально мощности в разрезах), %: 1—100, 2—90—95, 3—80—90, 4—70—50, 5—40—20, 6—10; 7—10 — градация туфов по гранулометрическому составу: 7 — агломератовые, 3—20 см, 8 — лапиллиевые, 1—3 см, 9 — гравийные, 0,1—1 см, 10 — псаммитовые, 0,01—0,1 см; 11 — область накопления кремнистых туффитов удаленной зоны; 12 — контуры четвертичных отложений.

в местах перегибов подводного рельефа: на западе Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади и вдоль мелких впадин на склоне вулканического поднятия.

В конце рассматриваемого периода на большей части рудного поля установились условия стабильного мелководья. Особенности латерального размещения рифогенных построек в начале следующего периода показывают, что зоны мелководья с глубиной менее 100 м были на склоне вулканического поднятия и почти по всей Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади. В этих районах условия стабильного мелководья существовали со второй половины периода накопления III пачки, на что указывают биогермы этой пачки. Судя по развитию на западе рудного поля образований типа лахаровых брекчий, здесь существовали небольшие островки вулканического происхождения. Увеличение глубины морского бассейна, вероятно, до 100 и более метров имело место по осевой части Гурвунурской площади и в районе участка Магнетитового на Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади.

На западе рудного поля вследствие накопления вулканогенных толщ сформировалось псевдоантиклинальное поднятие. Во второй половине периода на склоне поднятия возникли мелкие впадины, заполнившиеся туффитами и переотложенными туфами. Мощность отложений во впадинах варьировала от 30 до 75 м. Плохая сортировка отложений, косая слоистость, мелкие перерывы седиментации, рифогенные образования указывают на беспокойную среду морского мелководья, установившуюся на склоне поднятия.

Значительная часть Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади представляла собой сравнительно мелководную область, незначительное погружение которой компенсировалось ростом биогермов; впадины заполнялись кремнистыми туффитами удаленной зоны.

Осевая часть Гурвунурской площади испытывала устойчивое погружение. Вдоль нее располагались конседиментационные впадины, погружение которых частично компенсировалось накоплением вулканогенно-осадочных, в том числе углистых, отложений и, как упоминалось ранее, вулканитов кислого состава. Мощность отложений здесь превышала 150 м. Наличие во впадинах прослоев углистых туффитов и туфоалевролитов отражает застойный режим осадконакопления.

Эксталяционно-осадочные фации были представлены маломощными прослоями колчеданных руд, отложившимися главным образом во впадине осевой части Гурвунурской площади, где руды ассоциировали с углистыми туфоалевролитами и туффитами. На склонах вулканического поднятия оруденение было незначительным, что объяснимо, вероятно, беспокойной мелководной средой седиментации.

ПЕРИОД НАКОПЛЕНИЯ IV ПАЧКИ

Период отразил ослабление и частичное прекращение вулканической деятельности и характеризовался широким развитием рифогенных построек и седиментационных известняков (см. прил. 8).

В это время сформировались крупные рифогенные сооружения. Среди них преобладали остовы органогенных известняков, менее развиты были фации рифового склона (известняковые брекчии, известковистые туфоалевролиты, седиментационные известняки). Главная часть построек находилась на Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади. Здесь рифогенные известняки и известняковые брекчии резко преобладали в литологических комплексах (рис. 15). В неширокой полосе на западе площади литологические комплексы состоят только из указанных пород. Еще западнее, на Гурвунурской площади, роль рифогенных образований резко сокращается. Названная полоса включала наиболее крупные

рифогенные сооружения позд-неолдындинского времени. Различаются три крупных массива: один — на юге рудного поля, другой — между участками Звездным и Октябрьским, третий — на участке Назаровском. Массивы вытянуты в северо-восточном направлении, длина их до 2—5 км, ширина — 0,5—1 км. Мощность построек варьировала от 100 до 200 м, но иногда превышала 300 м. Разница между мощностями остовов (ядер) и околируемых отложений составляла обычно 70—100 м, но местами достигала 200 м. Следует отметить, что эти цифры не дают истинного представления о величине превышения остовов рифов над прилегающим морским дном, поскольку рост ядер должен был сопровождаться проседанием их оснований под тяжестью таких крупных сооружений. Массивы (крупные биогермы, ископаемые рифы?) имели асимметричный поперечный профиль. Склоны построек, обращенные к Гурвунурской площади, были крутыми, с резкой сменой в латеральном направлении остовов отложениями рифового склона, несущими следы многочисленных подводных оползней. Область рифового шлейфа с этой стороны построек превышала по ширине 1—2 км и достигала осевой части Гурвунурской площади. Юго-восточные склоны массивов были пологими, с постепенным переходом между остовами, от которых ответвлялись биогермные клинья, и фациями рифового склона. Вероятно, аналогичные постройки находились также на севере Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади, где на обширной территории прослеживается мощная (150—200 м) толща рифогенных известняков.

Рифогенные постройки Гурвунурской площади локализовались на склоне вулканического поднятия. Вдоль склона протягивалась цепочка узких, ориентированных в северо-восточном направлении, крупных биогермов (ископаемых рифов?). Их мощность не превышала 100—125 м.

Седиментационные известняки ассоциировали большей частью с известковистыми туфоалевролитами и встречались главным образом на Гурвунурской площади. На склоне вулканического поднятия иногда отлагались монотонные известняки. Фации бассейнов с застойным гидродинамическим режимом (углистые туфоалевролиты, доломитистые известняки) выделяются в локальных участках Гурвунурской площади.

В период накопления IV пачки существовали условия теплого (с температурой воды 20—30°C) мелководного морского бассейна. Его глубина в зонах рифообразования не превышала 50—100 м. На это указывают пестроцветность пород (Ульдзуйтуйско-Октябрьская площадь), известняковые брекчии, а также сочетание среди рифостроите-

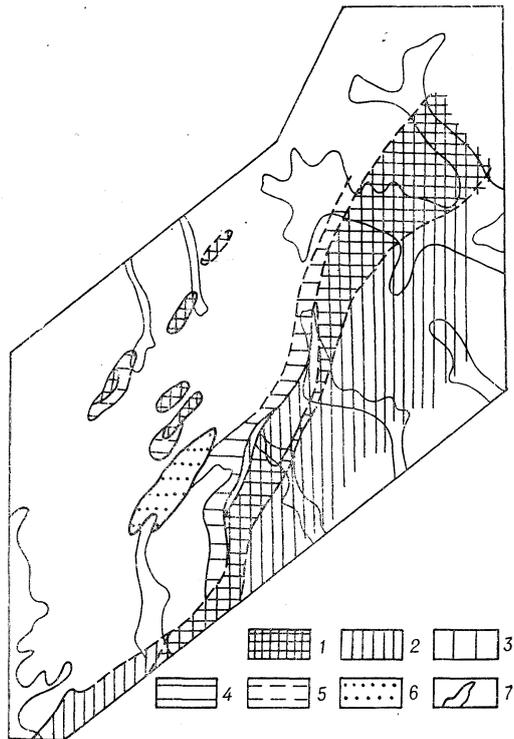


Рис. 15. Схема латеральной зональности IV пачки по содержанию рифогенных известняков и известняковых брекчий в литологических комплексах.

1—6 — градиация содержания рифогенных известняков и известняковых брекчий в литологических комплексах (пропорционально мощности в разрезах), %: 1 — 100; 2 — 80; 3 — 60; 4 — 40; 5 — 20; 6 — 10—15; 7 — контуры четвертичных отложений.

лей в биогермах водорослей *Epiphyton* и археоциат (Журавлева, 1960). Глубина моря была меньшей над биогермами (вероятно, не более 50 м) и возрастала в межрифовых впадинах. На склоне вулканического поднятия во впадинах иногда устанавливались условия застойного водообмена, способствовавшие накоплению углистых туфоалевролитов и доломитистых известняков. Более глубоководная зона располагалась по осевой части Гурвунурской площади. Глубина моря здесь достигала, вероятно, 100 и более метров. В наиболее погруженных участках в стабильных условиях застойного гидродинамического режима и происходило отложение углистых туфоалевролитов.

Особенности латерального размещения генетических типов пород и палеогеографическая обстановка позволяют выделить различные конседиментационные структуры.

На Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади оформилась слабодифференцированная зона, стабильное погружение которой компенсировалось ростом рифогенных построек. Максимальное погружение с амплитудой 200—300 м испытывала западная окраина площади.

Западную часть Гурвунурской площади занимал склон вулканического поднятия. На склоне выделялись обширные возвышенные слабо-расчлененные мелководные участки, на которых отлагались монотонные известняки. Склон осложнялся неглубокими конседиментационными впадинами северо-восточного простирания. Их погружение компенсировалось накоплением ритмично чередующихся известковистых или углистых туфоалевролитов и известняков, в том числе доломитистых. Склоны впадин были пологими, со слабым развитием подводных оползней. Борты впадин отмечаются градиентами мощностей IV пачки, равными 50—75 м, и небольшими узкими биогермами. Южнее впадин склон поднятия рассекался узким желобом субширотного направления, о чем говорят локальное увеличение мощности отложений и многочисленные реликты подводных оползней.

По осевой части Гурвунурской площади располагался конседиментационный прогиб. Восточный борт прогиба подчеркивался полосой крупных рифогенных массивов и значительным (100—200 м) градиентом мощности IV пачки. Западный борт фиксировался сравнительно крутым уступом подводного рельефа и отдельными биогермами. Погружение прогиба частично компенсировалось накоплением вулканогенно-осадочных отложений и продуктов разрушения рифогенных построек. Продукты разрушения построек поступали с Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади; тефровый материал, вошедший в состав туфоалевролитов, привносился с вулканического поднятия по подводным желобам субширотного направления, аналогичным рассмотренному выше. Вдоль прогиба размещались узкие впадины, о которых свидетельствуют повышенная мощность (до 150 м) отложений и участки накопления углистых туфоалевролитов. На склонах впадин широко развиты подводные оползни.

Экспаляционно-осадочные фации были представлены колчеданным и гематитовым оруденением. Маломощные прослои колчеданных руд и сульфидная вкрапленность ассоциировались с углистыми туфоалевролитами в конседиментационных впадинах осевой части Гурвунурской площади. Условия застойного водообмена, существовавшие в них, способствовали накоплению, а быстрое поступление заполнявших впадины осадков — захоронению сульфидных залежей. Продукты эксгаляций, как и тефровый материал, привносились подводными течениями со склона поднятия, вероятно, по упоминавшимся выше желобам. Об этом свидетельствует сульфидная вкрапленность в отложениях приустьевой части рассмотренного ранее желоба. Гематитовое оруденение получило развитие на большем удалении от источников эксгаляций. Оно представлено примесью тонкодисперсного гематита в рифогенных и вулканогенно-осадочных породах мелководной Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади.

ПЕРИОД НАКОПЛЕНИЯ V ПАЧКИ

Активизировавшаяся в начале периода вулканическая деятельность постепенно затухала в конце. Широкое развитие получили вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, подчиненное — рифогенные и нормально-осадочные породы (см. прил. 9).

Среди вулканитов различаются следующие фации: 1) кластолавовая промежуточной зоны (кластолавы андезит-дацитовых порфиритов); 2) автохтонная туфовая той же зоны (плохо сортированные кристаллокластические туфы, пестроцветные туфы смешанного состава, лапиллиевые, гравийные, псаммитовые пирокластолиты риолит-дацитовых порфиритов); 3) автохтонная туфовая удаленной зоны (псаммитовые массивные кристаллокластические туфы, пирокластолиты смешанного и кислого состава); 4) аллохтонная туфовая удаленной зоны (переотложенные туфы смешанного, реже — кислого состава). В вулканитах преобладали переотложенные туфы, слоисто-эвтакситовой текстуры, с хорошей сортировкой обломочного материала и элементами окатанности литокластов. Вулканогенные породы накапливались в мелководном морском бассейне в ассоциации с вулканогенно-осадочными отложениями.

Очаг извержений унаследован от предыдущих периодов и находился западнее рудного поля, что отразилось на характере латеральной зональности вулканитов. Вблизи от вулканического центра — на западе и юго-западе рудного поля — локализовались кластолавовая и автохтонная туфовая фации (рис. 16). В осевой части Гурвунурской площади и на Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади получила развитие главным образом аллохтонная туфовая фация. В восточном направлении отчетливо падает гранулометрический уровень пирокластов (см. прил. 9). Область наибольшего насыщения (60—90%) вулканитами литологических комплексов охватывает большую часть Гурвунурской площади и тяготеет к ее западной окраине. Этой области соответствуют повышенные суммарные мощности (150—300 м) вулканитов (рис. 17). На востоке площади содержание вулканитов в литологических комплексах снижается до 10—40%, а их суммарные мощности уменьшаются до 0—50 м. Узкая зона наибольшего градиента этих мощностей (150—200 м) лежит на границе между двумя литолого-фациальными площадями. На Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади содержание вулканитов в литоло-

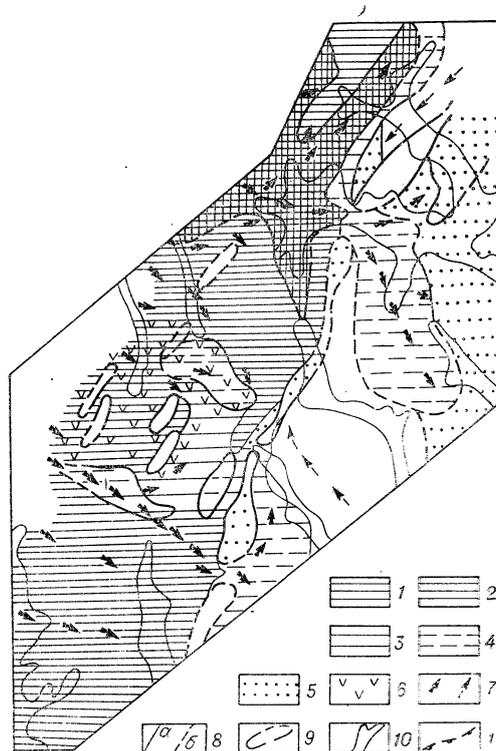


Рис. 16. Схема латеральной зональности V пачки по содержанию вулканогенных пород литологических комплексов.

1—5 — градация содержания вулканитов в литологических комплексах (пропорционально мощности в разрезах), %: 1 — 80—90, 2 — 60—70, 3 — 50, 4 — 30—40, 5 — 10—20; 6 — эфузивные фации промежуточной зоны; 7 — перемещения в бассейне осадконакопления тефрового (а) и терригенного (б) материала; 8 — границы литологических комплексов в плане: а — достоверные, б — предполагаемые; 9 — контуры рифогенных построек переходного горизонта пачки; 10 — контуры четвертичных отложений.



Рис. 17. Изолинии суммарных мощностей вулканогенных пород V пачки. Жирными линиями обозначены контуры рифогенных построек. Слева обозначено предполагаемое местоположение очага извержений.

гических комплексах не превышает 30—40%, а суммарные мощности продуктов извержений варьируют от 0 до 50 м, реже достигают 100—150 м.

Отмеченные особенности латерального размещения вулканитов обусловлены также расположением зон мелководья с развитыми на них мощными рифогенными постройками, унаследованными от предыдущего периода. Такие зоны существовали на западе Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади и на склоне вулканического поднятия. Поступление тефрового материала из очага извержений в бассейн седиментации осуществлялось главным образом посредством подводных течений. Пути перемещения тефрового материала, вошедшего в состав переотложенных туфов, «обтекали» зоны мелководья, тяготели к различного рода прогибам (см. рис. 16). В связи с этим основная масса пирокластики попадала во впадины, расположенные на севере и юге Гурвунурской площади. По той же причине в зоне

мелководья на склоне поднятия и восточнее нее содержание вулканитов в литологических комплексах не превышало 30—50%, а их суммарные мощности — 150—200 м.

Вертикальный ряд вулканогенных пород отражает гомодромный тип развития магматизма — от андезитового до риолит-дацитового.

В начале периода сформировались преимущественно фации промежуточной зоны: кластолавы андезитовых и андезит-дацитовых порфиров, пестроцветные и кристаллокластические туфы. Накопление этих продуктов несколько сгладило неровности подводного рельефа. Это обстоятельство способствовало широкому латеральному развитию образовавшихся позже переотложенных туфов риолит-дацит-андезитового состава, вошедших в нижний горизонт. Усиливавшаяся по мере накопления пачки тектоническая дифференциация рудного поля обусловила менее широкое распространение последующих туфов риолит-дацитовых порфиров, ограниченное преимущественно впадинами Гурвунурской площади.

Из вулканогенно-осадочных образований получили развитие туфоизвестковистая (известковистые туффиты, туфоалевролиты, туфопесчаники), туфокремнистая (кремнистые туффиты), туфоуглистая (углистые туффиты) фации удаленной и частично промежуточной зон. Накопление их шло в начале и в конце рассматриваемого периода. В начале периода в области латерального выклинивания вулканитов отлагались известковистые и кремнистые туффиты, туфоалевролиты, туфопесчаники. В конце периода сформировался выдержанный по всему рудному полю горизонт известковистых туфоалевролитов. Углистые туффиты и туфоалевролиты локально развиты во впадинах

по осевой части Гурвунурской и на западе Ульдзуйтуйско-Октябрьской площадей.

Среди нормально-осадочных образований преобладали терригенные отложения, подчиненное значение имели известняки, ассоциировавшие с известковистыми туфоалевролитами. Толщи терригенных пород мощностью 200 и более метров сформировались в локальных впадинах Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади. Источник терригенного материала находился восточнее рудного поля, на значительном от него удалении. В пользу этого свидетельствуют: резкое преобладание в толщах алевролитов, хорошая сортировка большей части терригенных пород, возрастание в восточном направлении мощности толщи и количества прослоев песчаников. Поступление терригенного материала на Гурвунурскую площадь ограничивалось зоной мелководья и рифогенных построек, расположенной на западе Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади (см. рис. 16).

Рифогенные образования формировались в начале и в конце рассматриваемого периода. В начале периода в кровле рифогенных построек IV пачки накопились отложения, близкие к фациям рифового гребня и рифовой лагуны. Фации рифового гребня (плохо сортированные известняковые брекчии с линзами туфопесчаников) были приурочены к наиболее возвышенным частям построек, расположенных на Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади и на склоне вулканического поднятия. Отложения, близкие фациям рифовой лагуны (тонко, ритмично чередующиеся известняки и туфоалевролиты с мелкими биолинзами), известны среди крупных построек Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади. В конце периода возникли небольшие биогермы и биолинзы.

Накопление V пачки проходило в мелководном морском бассейне. Во время отложения переходного горизонта зоны рифообразования находились на уровне абразионной деятельности, обусловившей широкое развитие фаций рифового гребня. Пестроцветность пород Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади также указывает на мелководную среду осадконакопления. Морской бассейн, сохранившийся во время отложения туфовых горизонтов, был неоднородным. Наибольшие глубины отмечались по осевой части Гурвунурской площади, наименьшие — на западе Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади и на склоне вулканического поднятия. В конце рассматриваемого периода по всему рудному полю установились условия крайне мелководного морского бассейна. Его глубина, судя по широкому развитию археоциатовых биогермов в подошве VI и местами в кровле V пачки, не превышала большей частью 20—30 м. Морской бассейн на протяжении всего периода был преимущественно открытого типа. Лишь в отдельных впадинах по осевой части Гурвунурской площади и за полосой рифогенных построек на Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади эпизодически условия застойного водообмена способствовали накоплению углистого материала или закисных соединений железа в терригенных породах.

В период накопления V пачки сохранялись различия в тектоническом развитии двух литолого-фациальных площадей.

Ульдзуйтуйско-Октябрьская площадь представляла собой сравнительно устойчивую и слабодифференцированную зону. Условия стабильного мелководья установились на западной окраине площади, где мощность отложений иногда снижалась до 35—50 м. Наряду с осадконакоплением здесь под влиянием абразии периодически происходила дезинтеграция рифогенных построек и слоистых образований. Восточнее разрозненные конседиментационные впадины заполнялись продуктами разрушения биогермов, терригенным, вулканогенно-осадочным, в меньшей мере — тефровым материалом. Мощность отложений (200—300 м) показывает сравнительно небольшую амплитуду погружения впадин. Впадины разделялись относительно приподнятыми участками, где на-

копление менее мощных толщ обеспечивало условия постоянного мелководья.

В осевой части Гурвунурской площади существовал унаследованный от предыдущих периодов конседиментационный прогиб. Восточный борт прогиба отчетливо фиксируется градиентами мощности V пачки и суммарных мощностей вулканитов (см. рис. 17). Впадины вдоль прогиба заполнялись вулканогенно-осадочными и пирокластическими отложениями, мощность которых в центре впадин 380—460 м и на склонах снижается до 300—250 м. Пирокластический материал поступал во впадины с вулканического поднятия по подводным желобам субширотного направления. Один из желобов унаследован от предыдущего периода. Он фиксируется к югу от участка Перевального по увеличению мощности V пачки, широкому развитию подводно-оползневых текстур и косой слоистости. Характер распределения пирокластического материала показывает, что другой такой же желоб находился на севере Гурвунурской площади (см. рис. 16).

Дифференцированность рудного поля в тектоническом отношении обусловила латеральную зональность эксгальационно-осадочных фаций. Характер зональности показывает, что продукты эксгальации поступали из источников, расположенных на вулканическом поднятии, а пути перемещения рудных растворов в бассейне седиментации были такими же, как у тефрового материала. Ближе к выходам газогидротерм — во впадинах Гурвунурской площади — в условиях застойного водообмена и быстрого накопления вулканогенно-осадочных образований шло отложение и захоронение сульфидоносных осадков. При продвижении на восток рудные растворы достигали мелководной Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади, где из них отлагались кремнисто-гематитовые осадки или тонкодисперсный гематит (см. прил. 9). В моменты наибольшего погружения впадины, расположенной на западе площади, в ней совместно с углистыми туфоалевролитами формировались маломощные прослои колчеданной руды. В самых мелководных участках на западной окраине площади происходил размыв кремнисто-гематитовых залежей. Продукты их разрушения (обломки красных яшмовидных пород) сносились в конседиментационный прогиб Гурвунурской площади.

ПЕРИОД НАКОПЛЕНИЯ VI ПАЧКИ

Сохранившиеся отложения позволяют восстановить историю накопления пачки по осевой части Гурвунурской и северной половине Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади. Рассматриваемый период характеризовался широким развитием рифогенных образований и эксгальационно-осадочных фаций (рис. 18, прил. 10).

Процесс рифообразования был прерывистым. На Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади сформировались толщи, состоящие из сменяющих друг друга в разрезе биостромов.

На Гурвунурской площади различаются три периода рифообразования, в каждом из них сформировались разновеликие биогермы. Они занимали, вероятно, восточную половину Гурвунурской площади, а в осевой части площади уступали место вулканогенно-осадочным отложениям и туфам. Наибольшей мощности (100—120 м) биогермы достигали в узкой полосе северо-восточного простирания на западной окраине зоны рифообразования. Западнее и восточнее этой полосы накапливались фации рифового склона (известняковые брекчии, известковистые туфоалевролиты, туфопесчаники).

На юге Гурвунурской площади (участок Солнечный) биогермы по соотношению фаций (табл. 8), мощности, крутизне склонов,

асимметрии поперечного профиля близки к крупным постройкам четвертой пачки.

На участке Озерном биогермы были менее крупными. Соотношение мощностей остовов и отложений рифового склона показывает, что превышение биогермов над уровнем окружающего морского дна обычно не достигало 10—15 м, а их склоны были сравнительно пологими, судя по слабому развитию подводно-оползневых текстур в околорифовых образованиях. Эти постройки отличались высоким содержанием известняковых брекчий (60%) по сравнению с органогенными известняками мало мощных остовов (24%) и такими отложениями рифового склона, как туфоалевролиты и седиментационные известняки (16%). Указанное содержание известняковых брекчий превышает среднее для рифогенных построек рудного поля (см. табл. 8). Это объясняется тем, что только около 1/3 общего количества брекчий составляли известняковые брекчии первого типа, относящиеся к фациям рифового склона, а 2/3 приходилось на долю известняковых брекчий второго типа (брекчиевидных колчеданных руд), большая часть которых была разобщена с фациями рифового склона и слагала монотонные толщи, обрамляющие остова рифогенных известняков.

Среди вулканитов различаются аллохтонная (переотложенные кристаллолитокластические, частично кристаллокластические туфы кислого и смешанного состава) и автохтонная (спекшиеся туфы, большая часть кристаллокластических туфов) туфовые фации удаленной зоны. Источник вулканического материала по-прежнему находился западнее области осадконакопления, что подтверждается преимущественной локализацией туфов западнее зоны рифообразования, сокращением мощности прослоев туфов и падением гранулометрического уровня пирокластов в юго-восточном направлении. Часть тефрового материала вошла в состав известковистых и углистых вулканогенно-осадочных отложений, основная масса которых совместно с известняковыми брекчиями I типа накапливалась западнее рифогенных построек.

В течение рассматриваемого периода формировались массивные, полосчатые и брекчиевидные колчеданные руды, колчеданно-сидеритовые ритмиты и, вероятно, сидериты. Зона колчеданного рудоотложения локализовалась на небольшом участке осевой части Гурвунурской площади, ограниченном с юго-востока полосой биогермов (рис. 19). Юго-восточнее полосы биогермов, вероятно, накапливались сидериты (Дистанов и др., 1972; Тарасова и др., 1972). Увеличение мощности колчеданных залежей в северо-западном направлении, выклинивание их возле биогермов (Тарасова и др., 1972) свидетельствуют, что источники рудных растворов размещались западнее зоны рудоотложения. Значительные концентрации сульфидов, большая мощность рудных тел при сравнительно небольшом латеральном развитии указывают на то, что в отличие от предыдущих периодов выходы рудоносных источников находились в непосредственной близости от зоны рудоотложения. Пути перемещения растворов в бассейне седиментации тяготели к подводным желобам, которые контролировались разломами субширотного простирания. В пользу этого говорят данные Э. Г. Дистанова и др. (1972) о возрастании мощности рудных залежей возле указанных разломов.

В период накопления VI пачки продолжал существовать мелководный морской бассейн. В зонах рифогенных построек, во время их роста, глубина моря не превышала 20—30 м, а вода прогревалась до 20—30°C (оптимальные условия для развития археоциат, по И. Т. Журавлевой, 1960). Такие условия были постоянными на Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади, а на Гурвунурской возникали в зоне рифообразования в периоды роста биогермов. Между этими периодами глубина бассейна увеличивалась и, судя по мощности вулканогенно-осадочных пород, компенсировавших погружение, достигала 60—80 м (см. рис. 18).

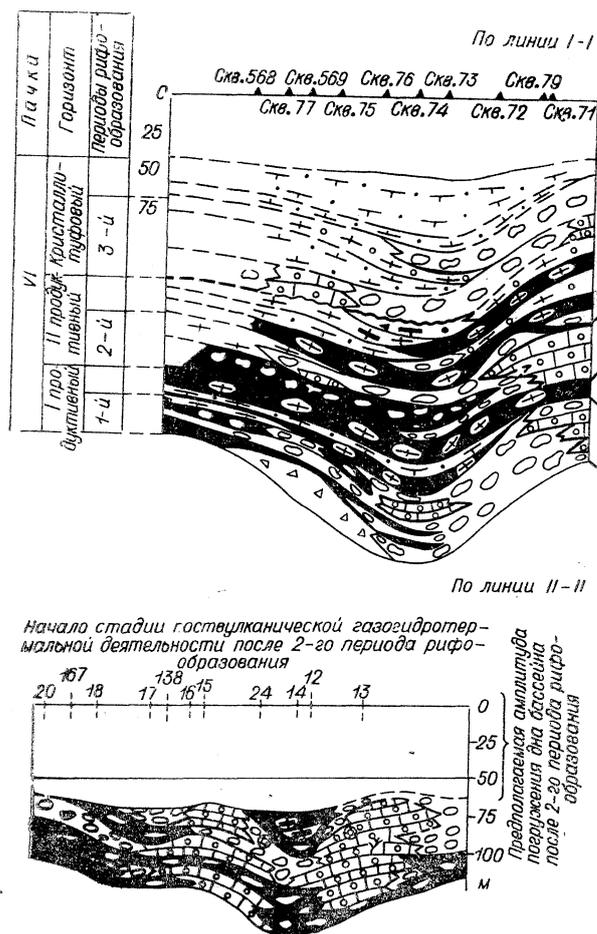


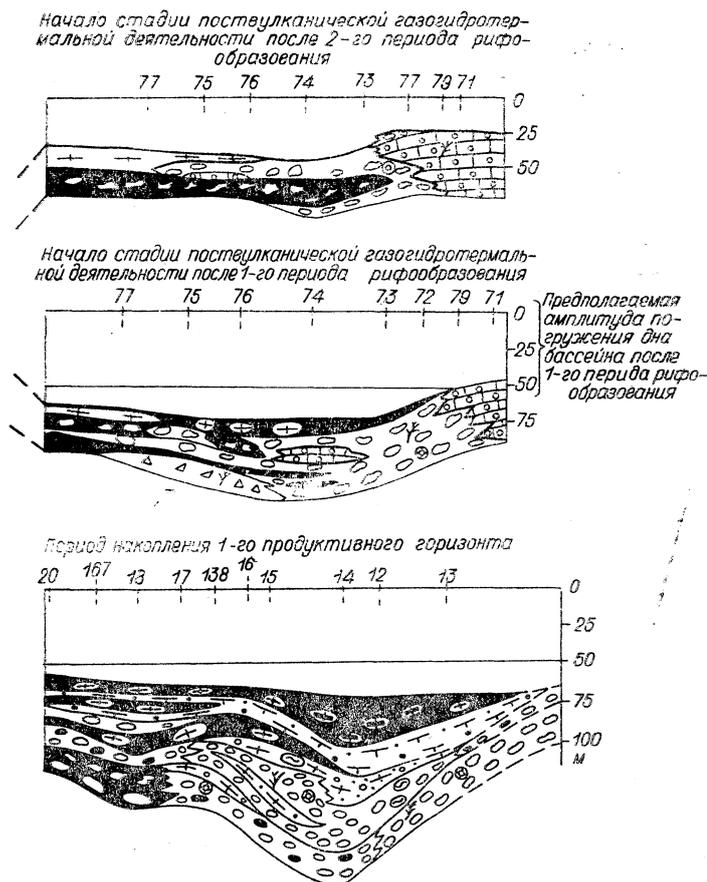
Рис. 18. Палеофациальные профили. Период

К западу и востоку от биогермов — в зонах рифовых шлейфов — глубина моря, вероятно, постоянно превышала 50 м. Наличие спекшихся туфов предполагает кратковременное существование небольших островков и отмелей. Морской бассейн был преимущественно открытым. Небольшие участки с застойным водообменом существовали в зоне рифообразования; судя по распространению углистых туфоалевролитов, они локализовались вдоль северо-западных склонов биогермов (см. рис. 19).

В период накопления VI пачки на Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади завершилось формирование консолидированной зоны с устойчивым погружением, компенсировавшимся накоплением толщ биостромных известняков.

Конседиментационный прогиб в осевой части Гурвунурской площади распался на обособленные впадины. Тектоническое развитие впадин носило циклический характер.

Выделяются три тектоно-магматических цикла, наиболее четко прослеживающиеся в средней части прогиба — в районе участка Озерного. Первый соответствует времени накопления первого продуктивного горизонта, второй — второго продуктивного, третий — кристаллотуфового. Вулканической активности в каждом цикле предшествовали периоды рифообразования. В эти периоды погружение конседиментационной впадины компенсировалось ростом биогермов. Наибольшее погружение



накопления VI пачки. Усл. обозн. см. на рис. 1.

испытывала узкая зона северо-восточного простирания, ограниченная с юго-востока полосой мощных биогермов (см. рис. 18, 19, прил. 10). Последующие периоды тектонической активизации и эксплозивной и вулканической деятельности (Дистанов и др., 1972) в первых двух циклах состояли из стадий вулканизма и следующих за ними стадий поствулканической газогидротермальной деятельности. В эти периоды рост биогермов прекращался, а продолжающееся погружение впадины компенсировалось накоплением туфов, вулканогенно-осадочных отложений и колчеданных руд. В наиболее погруженной части впадины фиксируется увеличение мощности рудоносной толщи, особенно прослоев колчеданной руды и углистых туфоалевролитов (см. рис. 18). Накоплению этих отложений способствовала установившаяся здесь среда застойного гидродинамического режима. В каждом из первых двух циклов некоторое количество сульфидов отлагалось раньше главной массы пирокластического материала. Это обстоятельство могло быть вызвано как разницей в скоростях транспортировки в водной среде пирокластического материала и рудных растворов к зоне седиментации, так и процессами гравитационной дифференциации, имевшими место при выпадении вещества в осадок.

Часть рудных растворов проникала внутрь каркаса биогермов и взаимодействовала с известняками построек. Возникшие при этом продукты разрушения известняков смешивались с рудным материалом и

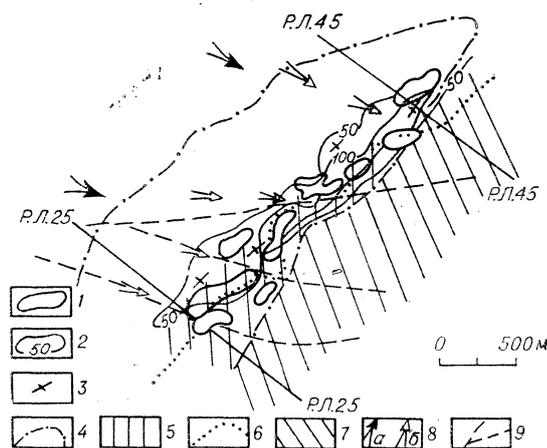


Рис. 19. Схема размещения рифогенных построек и зон рудоотложения в период накопления VI пачки (участок Озерный). Составлена с использованием материалов Р. С. Тарасовой и др. (1972), Э. Г. Дистанова и др. (1972).

1 — сохранившиеся остовы биогермов первого и второго периодов рифообразования; 2 — изохаиты нижней половины 1-го продуктивного горизонта VI пачки; 3 — участки накопления углистых туффитов и туфоалевритов; 4 — предполагаемая зона колчеданного рудоотложения периода накопления VI пачки; 5 — зона отложения колчеданно-сидеритовых руд; 6 — юго-восточные границы латерального развития наиболее мощных колчеданных залежей; 7 — предполагаемая зона накопления сидеритов; 8 — предполагаемые направления перемещения в бассейне седиментации: а — пирокластического материала, б — рудоносных растворов; 9 — зоны нижнекембрийских разрывных нарушений.

Некоторые отличия в ориентации впадин, а также в составе заполнивших их отложений, в частности отсутствие колчеданных руд в южной, указывают на определенные структуры субширотного простирания. Ими, вероятно, являлись разломы нижнекембрийского заложения, разделившие Гурвунурскую площадь на блоки, отличавшиеся характером седиментации.

Глава V

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНОЙ ТОЛЩИ

Литолого-фациальные и палеогеографические реконструкции позволяют рассмотреть процессы вулканизма, рифообразования, вулканогенно- и нормально-осадочной седиментации, рудоотложения, раскрыть их взаимосвязь и роль в накоплении рудоносной толщи.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ РОЛЬ В НАКОПЛЕНИИ РУДОНОСНОЙ ТОЛЩИ

Полифациальный состав вулканитов и некоторые особенности их латерального размещения побудили В. А. Варламова с соавторами выделить в рудном поле несколько автономных вулканических центров, функционировавших во время накопления рудоносной толщи. Более обоснован, на наш взгляд, вывод о том, что в позднеолдындинское вре-

мя рудное поле находилось в сфере деятельности одного вулканического аппарата. Этот вывод подтверждается проведенными литолого-фаціальными реконструкциями, показывающими, что упомянутый устойчивый вулканический центр располагался западнее рудного поля. На западе рудного поля была сосредоточена основная масса вулканогенных пород и локализовались эффузивные и туфовые фации промежуточной зоны. Восточнее, северо-, юго-восточнее они постепенно уступали место аллохтонным, в меньшей мере — автохтонным фациям удаленной зоны. Некоторая автономность латерального размещения вулкаников различной основности в период накопления III пачки объясняется, как было показано ранее, стадийной последовательностью их формирования.

Широкое развитие разнообразных туфов среди продуктов извержений позволяет отнести очаг вулканизма к аппаратам центрального типа. Извержения происходили большей частью в субмаринных условиях. Склон вулканического конуса отличался крутизной, на что указывают, в частности, текстуры подводных оползней и агломератовые туфы, близкие к лахаровым брекчиям. Иногда вершина конуса выступала над уровнем моря, о чем свидетельствуют упомянутые туфы, а также спекшиесы и кристаллокластические. Характер размещения этих пород в стратиграфическом разрезе показывает, что островной вулканизм был периодическим и непродолжительным. С учетом положения Н. М. Страхова (1965) о том, что при подводных извержениях рыхлые вулканики гораздо сильнее «жмутся» к очагам вулканизма, может быть высказано предположение о непосредственной близости вулканического центра к рудному полю. Он располагался, вероятно, в районе максимального развития туфов — западнее участка Таежного (см. рис. 17).

Устойчивая и длительная циклическая вулканическая деятельность с чередованием выбросов лав и пирокластов может служить основанием (Луцицкий, 1971) для отнесения извержений позднеолдындинского времени к стромболианскому типу. Вместе с тем имелись отклонения от указанного типа извержений, выраженные в усиливающейся эксплозивности отдельных вспышек вулканизма и увеличивающейся со временем вязкости исходного расплава. Если в начале позднеолдындинского времени эксплозивный индекс извержений приблизительно составлял 30—40, то в конце превышал, вероятно, 60—70. Упомянутые отклонения особенно заметны при сравнении вулкаников кислого состава, возникших в начале и в конце позднеолдындинского времени. В первом случае наряду с туфами получили широкое развитие «перегретые» подвижные потоки лав и туфолав. В конце позднеолдындинского времени вулканики кислого состава были представлены только туфами, в том числе кристаллокластическими и спекшимися. Эти особенности показывают отклонение характера извержений в сторону вулканического и, видимо, пелейского типов.

Вулканический центр был близок, по-видимому, выделенным А. Ритманом (1964) сложным вулканам с нормальной последовательностью эволюции (усиливающейся эксплозивностью), ему были свойственны также некоторые элементы рекуррентности развития. Вулканизм позднеолдындинского времени в общих чертах соответствует геосинклинальному вулканизму, в понимании Е. Ф. Малеева (1966). Ряд особенностей сближает его с синорогенным вулканизмом ранней стадии эпохи замыкания геосинклиналией.

При извержениях позднеолдындинского времени образовалась громадная масса лавового и пирокластического материала, играющая определяющую роль в балансе рудоносной толщи. Вулканические процессы обусловили латеральную и вертикальную зональности нижнекембрийских отложений, циклический характер осадконакопления.

Все многообразные ритмы в рудоносной толще — результат прерывистой вулканической деятельности; в тех или иных количествах они содержат продукты извержений. Локальные перерывы осадконакопления в основании большинства ритмов различного порядка отражают общую неспокойную обстановку седиментации в условиях пульсационной вулканической деятельности. Наиболее четко зависимость ритмов от характера вулканизма выявляется на примере основных (главных) макроритмов (рис. 20). Каждый из них отражает крупный цикл (цикл первого порядка) вулканической деятельности, начинавшийся этапом активизации и завершавшийся постепенным или пульсационным затуханием процессов. Этапы активизации обусловили накопление в основании главных макроритмов (пачки I—III, первые три горизонта V пачки) мощных толщ вулканитов. Ослабление вулканической деятельности приводило к образованию вслед за этими толщами вулканогенно-осадочных отложений; такая последовательность отражена в пачках III и V. В общем балансе продуктов, сформировавшихся в начале циклов первого порядка и особенно в начале первого из них, генетические типы пород образуют следующий ряд (в убывающем порядке): вулканогенные, вулканогенно-осадочные, нормально-осадочные, рифогенные образования (см. рис. 20). Этапы ослабления вулканизма соответствовали периодам накопления пачек IV и VI. Они характеризовались обратным (с некоторыми отклонениями) соотношением генетических типов пород и особенно широким развитием рифогенных построек.

Более мелкая цикличность вулканической деятельности отразилась во второстепенных макроритмах и мезоритмах. Периодическое ослабление активности вулканизма обусловило такие черты указанных ритмов, как трансгрессивный облик, уменьшение к кровле размера пирокластов и общего содержания вулканического материала. Наиболее часто встречаются мезоритмы мощностью 0,5—6 м. В их основании находятся гравийные туфы, пирокластоосадочные или известняковые брекчии. По направлению к кровле ритмов они сменяются туфо-

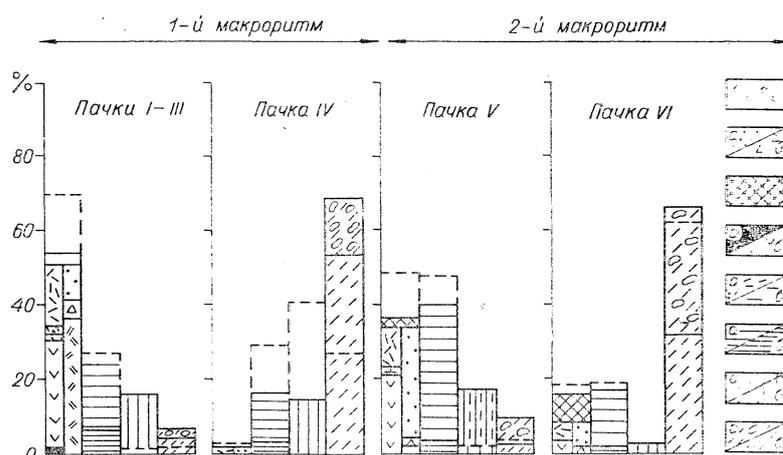


Рис. 20. Состав главных макроритмов рудоносной толщи (пропорционально площади сечения слоев в опорных разрезах).

Вулканогенные породы: 1 — эффузивные фации, 2 — туфовые фации; тонкообломочные и псаммитовые (а), агломератовые и лапиллиевые (б) туфы, 3 — эваляционно-осадочные фации; 4 — диабазовые порфириды (а), вулканиты андезитового и смешанного (риолит-дацит-андезитового) состава (б); 5 — вулканиты риолит-дацитового состава (а), пестроцветные туфы смешанного состава (б); 6 — вулканогенно-осадочные образования с фациями: открытого мелководья (а), бассейнов с застойным режимом седиментации (б); 7 — нормально-осадочные отложения с фациями: открытого морского мелководья (а), бассейнов с застойным режимом седиментации (б); 8 — рифогенные образования: околорифовые фации (а), фации остовов рифов (б). Пунктирной линией обозначены содержания генетических типов в рудоносной толще на Гурвунурской площади.

песчаниками или известняками, а затем — известковистыми туфоалевролитами или тонко ритмично чередующимися углистыми туфоалевролитами и колчеданной рудой. Каждый из макро- и мезоритмов соответствовал одному циклу вулканической деятельности.

Микроритмы с мощностью от первых сантиметров до 0,5 м отражали или кратковременный импульс вулканизма, или усиление эрозийных процессов после него. Эти ритмы начинаются туфопесчаниками, туфогравелитами или замусоренными известняками. По направлению к кровле ритмов эти породы сменяются обычно туфоалевролитами с прослоями известняков, а затем тонким ритмичным чередованием кремнистых и углистых туфоалевролитов, колчеданной руды. В таких ритмах последовательность слоев, вероятно, не всегда отражает порядок поступления входящих в них компонентов в бассейн осадконакопления. Скорее всего, как это было показано при моделировании мелкой ритмичности (Смирнов, Федорова, 1959), каждый из ритмов отвечает одноактному привнесу неоднородного материала. При этом слоистость в ритмах может рассматриваться как следствие перераспределения компонентов, привнесенных одновременно при выпадении их из водной среды в осадок и литификации.

В позднеолдындинское время проявилась циклическая повторяемость изменения состава вулканитов по гомодромному типу развития магматизма (Хрянина, 1967₂). Литолого-фациальные реконструкции показывают, что такие изменения повторились дважды: при формировании первого и второго главных макроритмов. В первом состав вулканитов последовательно меняется от основного и среднего до риолит-дацит-андезитового и риолит-дацитового, во втором — от андезитового до риолит-дацитового. Указанные преобразования были постепенными и синхронными во всех частях рудного поля. Многократное закономерное последовательное изменение состава продуктов извержений, в том числе их основности, свойственно многим автономным вулканическим центрам других регионов, что показано, в частности, на примере силура и девона Минусинской котловины (Погоня-Стефанович, 1970; Еханин, 1970).

Длительное развитие очага извержений привело к постепенному ослаблению вулканической деятельности. Длительные периоды устойчивой активности вулканизма начала позднеолдындинского времени сменились в его конце пульсационными вспышками с большой взрывной силой, чередующимися с периодами покоя и проявлениями поствулканической газогидротермальной деятельности. На фоне циклических колебаний основности вулканитов прослеживается общая тенденция изменения их состава по гомодромному типу развития магматизма. Указанные изменения обусловили различие вулканитов в основных макроритмах рудоносной толщи (см. рис. 20). В первом преобладают эффузивы и агломератовые туфы, во втором — тонкообломочные и псаммитовые пирокластиты. В верхней части второго макроритма вулканиты представлены главным образом туфами риолит-дацитовых порфиров. Общее ослабление вулканической деятельности отразилось также в сокращении зоны накопления вулканогенных пород, миграции ее в западном направлении.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Вулканогенно-осадочные породы формировались в зонах ослабления влияния вулканизма. Наиболее мощные пачки и горизонты известковистых вулканогенно-осадочных отложений (пачка II, кровля пачки III, переходный и верхний горизонты пачки V) образовались

вслед за вулканитами кислого состава — в переходные моменты между этапами или периодами активизации и затухания вулканизма. Характер латерального распределения рассматриваемых отложений определялся удаленностью от очага извержений, размещением конседиментационных впадин и зон рифообразования. Эти отложения накапливались в зоне выклинивания вулканогенных пород при смешивании в водной среде тефрового материала с продуктами разрушения рифогенных построек.

Наиболее мощные (150—250 м) толщи известковистых вулканогенно-осадочных пород возникли в конседиментационных впадинах Гурвунурской площади. Мелководные зоны рифообразования ограничивали поступление тефрового материала, переносимого подводными течениями, на Ульдзуйтуйско-Октябрьскую площадь. В связи с этим на западной окраине площади мощность указанных толщ резко уменьшается (до 10—20 м), а в их составе преобладают пирокласто-осадочные отложения. Часть тонкообломочного тефрового материала проникла на восток рудного поля и входила в состав туфоалевролитов, накопившихся в небольших впадинах или на разделявших их поднятиях.

Углистые туффиты, туфоалевролиты и туфопесчаники локализовались в наиболее погруженных частях конседиментационных впадин. В этапы активизации вулканизма застойные условия седиментации, способствовавшие их накоплению, существовали главным образом во впадинах осевой части Гурвунурской площади. В последующие этапы ослабления вулканизма область развития углистых отложений расширялась и охватывала отдельные впадины на западе рудного поля.

Кремнистые туффиты, туфоалевролиты и туфопесчаники формировались в этапы высокой активности вулканизма на удалении от очага извержений — в зоне латерального выклинивания вулканогенных толщ.

Ослабление вулканической деятельности отразилось в сокращении зоны накопления вулканогенно-осадочных толщ, миграции ее в западном направлении. Той же причиной вызвано уменьшение количества кремнистых отложений по стратиграфической вертикали.

ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ НОРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Усиление тектонической дифференциации Еравнинско-Кыджимитского прогиба и, в частности, Еравнинского обусловило сокращение роли известняков и увеличение объема терригенных пород по мере становления рудоносной толщи.

Терригенные образования локализовались в отдельных конседиментационных впадинах на востоке рудного поля. Их накопление не было связано с деятельностью вулканического центра, а источник терригенного материала располагался восточнее Еравнинского прогиба. Тем не менее приуроченность толщ алевросланцев и песчаников к основанию одного из главных макроритмов (пачка V) не случайна. Она отражает взаимозависимость тектоно-магматических процессов в отдельных частях Еравнинско-Кыджимитского прогиба, при которой оживление вулканизма в Еравнинском прогибе сопровождалось усилением эрозионной деятельности в области размываемой суши. Незначительное латеральное развитие алевролитов и песчаников обусловлено наличием мелководной зоны рифообразования на Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади, препятствовавшей проникновению терригенного материала на запад рудного поля.

ПРОЦЕССЫ РИФООБРАЗОВАНИЯ

Накопление вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ компенсировало нисходящие движения земной коры, создавая благоприятные для рифогенных построек области мелководья. Значительные количества солей углекислого кальция, поступавшие в морской бассейн при извержениях, прогревание морской воды в зоне вулканизма обусловили расцвет рифообразования в позднеолдындинское время.

Основная масса (около 94%) рифогенных построек сформировалась в течение двух этапов рифообразования (Васильев и др., 1972₁), отвечавших перерывам вулканической деятельности. В первом образовались постройки IV пачки и вышележащего переходного горизонта, во втором — постройки пачки VI и прикровлевой части верхнего горизонта пачки V.

Этапы рифообразования отличались характером построек, особенностями их латерального размещения и комплексами организмов (см. табл. 8). Длительный перерыв вулканической деятельности способствовал развитию мощных сооружений (крупных биогермов, ископаемых рифов?) первого этапа.

Пульсационность процессов в конце второго цикла вулканизма обусловила прерывистость второго этапа рифообразования. На Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади в течение этапа возникли толщи биостромных известняков. На Гурвунурской площади этап состоял из начальной стадии и трех периодов. В начальной стадии образовались разрозненные биолинзы, биостромы, мелкие биогермы, вошедшие в верхний горизонт пачки V. Основная часть построек второго этапа сформировалась в течение упомянутых периодов и вошла в пачку VI. Эти постройки уступали по размерам сооружениям первого этапа и представляли собой разновеликие биогермы.

В позднеолдындинское время зоны рифообразования северо-восточного простирания размещались вдоль бортов конседиментационных впадин. Основная масса рифогенных построек (65%) возникла на Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади. В первом этапе вдоль западной окраины площади располагалась полоса наиболее крупных рифогенных массивов. На Гурвунурской площади в первом этапе сформировались разрозненные узкие биогермы, развитые на склоне вулканического поднятия. Они разделяли промежуточную и удаленную зону области вулканизма. Во втором этапе рифообразования сплошная полоса относительно крупных биогермов сместилась западнее и охватила часть Гурвунурской площади.

Расширение зоны рифообразования в западном направлении было вызвано сужением сферы влияния вулканической деятельности по мере ее ослабления к концу позднеолдындинского времени. Полосы крупных построек, ориентированные в северо-восточном направлении, представляли собой своеобразные барьеры, затруднявшие поступление тефрового материала и продуктов эксгаляций на восточную окраину рудного поля. Эти же постройки препятствовали проникновению терригенного материала на Гурвунурскую площадь. По мере перемещения на запад мигрирующая зона рифообразования «оттесняла» область накопления вулканогенно-осадочных отложений и эксгаляционно-осадочных фаций.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССА ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Процесс гидротермально-осадочного рудообразования в Еравнинском рудном поле был многогранным и включал деятельность подводных газогидротерм, явления переноса и осаждения продуктов эксгаля-

ций в бассейне осадконакопления, попутно с которыми происходило смешивание рудных концентраций с пирокластическим, хемогенным и рифогенным компонентами. Образование брекчиевидных колчеданных руд и сидеритов вулканогенно-осадочного генезиса в значительной мере было обусловлено также взаимодействием рудных растворов с известняками рифоидных построек. В данной работе будут показаны лишь некоторые особенности гидротермально-осадочного рудообразования, оказавшие, на наш взгляд, существенное влияние на состав оруденелых эксгальционно-осадочных фаций и характер их размещения в стратиграфическом разрезе и по латерали.

Э. Г. Дистанов и др. (1972) на примере участка Озерного показали циклический характер рудоотложения, зависящий от прерывистости тектоно-магматических процессов, роль конседиментационных впадин и рифогенных построек в локализации зон колчеданного и сидеритового оруденения. В. А. Варламов (ЦНИГРИ) отметил латеральную связь колчеданных руд и вулканогенно-осадочных пород в пределах удаленной зоны области вулканизма — в центре Еравнинского прогиба, а также приуроченность оруденения к интервалам смены силикатных и карбонатных пород в разрезе. Объясняя эту приуроченность тяготением оруденения к моментам изменения фациальной обстановки, В. А. Варламов делает вывод о наличии только стратиграфического контроля оруденения.

Рассмотренные ранее ассоциации эксгальционно-осадочных фаций с некоторыми вмещающими породами показывают приуроченность тех и других к определенным моментам вулканических циклов. Указанные ассоциации свидетельствуют о наличии благоприятных фациальных условий для совместной миграции в водной среде и совместного отложения рудного вещества и определенных видов нерудных осадков. Это обстоятельство говорит прежде всего о наличии литолого-фациального контроля вулканогенно-осадочного оруденения, следствием которого является наблюдаемый ныне стратиграфический контроль. В этом отношении справедливо мнение В. М. Попова (1971) о том, что тяготение стратиформного оруденения к переходным зонам разграничения различных фаций связано со специфическими условиями седиментации, а весь процесс рудообразования и формирования месторождений оказывается под непосредственным контролем осадконакопления вмещающих толщ.

С указанной позиции рассмотрим следующие особенности процесса вулканогенно-осадочного рудообразования: 1) зависимость от вулканической деятельности; 2) относительную мелководность зон рудоотложения; 3) ассоциацию эксгальционно-осадочных фаций с вулканогенно-осадочными породами; 4) роль рифогенных построек в рудоотложении.

1. Состав эксгальционно-осадочных фаций, сочетание их с вулканиками андезитового, андезит-, риолит-дацитового состава позволяют высказать предположение о том, что формирование руд связано с процессами дифференциации — серийной ликвации базальтоидной магмы в промежуточных очагах, охарактеризованными Г. Н. Щербой (1964, 1965).

Устойчивый пульсационный характер вулканической деятельности позднеолдындинского времени с периодическими проявлениями кислого вулканизма обусловил благоприятную обстановку для гидротермально-осадочного рудообразования. Периоды наибольшей активизации рудоносных газогидротерм соответствовали проявлениям кислого вулканизма и следующим за ним перерывам вулканической деятельности (периоды накопления пачек II, IV, VI, переходного и верхнего горизонта пачки V). Основная масса рудных залежей сосредоточена (пачка VI) в зоне ослабления вулканизма, формирования вулкаников

кислого состава (Васильев и др., 1972). Такое размещение руд отвечает закономерности, свойственной большинству стратиформных колчеданных месторождений (Смирнов, Гончарова, 1960; В. Смирнов, 1968; Хорикоси, Сато, 1973; Шобогоров, 1971). Время накопления основной массы рудных залежей характеризовалось циклическим чередованием проявлений вулканизма, эксгаляционных процессов и периодов относительного покоя, что напоминает ритмичную стадийность при образовании месторождений типа куроко, рассмотренную Е. Хорикоси и Т. Сато.

2. Как было показано ранее, накопление рудных залежей протекало в сравнительно мелководном морском бассейне на глубине 50—200 м. Эта особенность согласно сложившемуся мнению о характере гидротермально-осадочного колчеданного рудоотложения (С. Иванов, 1966; Дзоценидзе, 1972), казалось бы, исключает возможность сингенетического сульфидообразования в значительных масштабах. В частности, А. И. Донец (1972) в качестве одного из возражений против вулканогенно-осадочного генезиса колчеданных залежей Еравнинского рудного поля приводит именно тезис о наличии условий морского мелководья.

Проведенные литолого-фациальные и палеогеографические реконструкции показывают, что в относительно мелководном морском бассейне существовали конседиментационные впадины, в которых периодически устанавливались условия застойного гидродинамического режима с общими низкими значениями Eh , благоприятными для формирования колчеданных руд. Сульфидные осадки накапливались главным образом в наиболее погруженных участках впадин, а время рудоотложения совпадало с моментами существования в них среды застойного водообмена. Вероятно, сохранению этих условий способствовали поступающие во впадины тяжелые рудные растворы, которые препятствовали проникновению богатых кислородом морских вод в придонные части впадин. Эта роль рудных растворов подчеркивается Г. С. Дзоценидзе (1972) на примере районов современного сульфидообразования. Быстрое заполнение впадин вулканогенно-осадочным материалом способствовало захоронению колчеданных руд.

Пример Еравнинского рудного поля показывает, что при определенных условиях даже в мелководных морских бассейнах могут в значительных масштабах отлагаться и захороняться залежи колчеданных руд. В этом отношении рудное поле не исключение. Накопление колчеданных руд в относительно мелководных бассейнах отмечено для Учалинского месторождения Южного Урала (Грешнер и др., 1970; Богданова, 1973) и текелийской свиты Джунгарского Алатау (Байкенёв, 1971). Т. Мацукума и Е. Хорикоси (1973) считают, что руды типа куроко в Японии отлагались на дне моря, глубина которого не превышала 100—200 м. Как отмечают М. Б. Бородаевская и др. (1976), гидротермально-осадочное рудообразование в пределах мелководных локальных депрессий происходило и в некоторых других колчеданных провинциях на определенных стадиях геосинклинального развития. Рифогенные известняки в толщах, содержащих колчеданные залежи (Пастухов, 1961; Снайдер, Гердеман, 1972), указывают на то, что перечень месторождений, сформировавшихся в сравнительно мелководных морских бассейнах, может быть расширен.

3. Тесная ассоциация эксгаляционно-осадочных фаций и вулканогенно-осадочных отложений обусловлена рядом факторов. Как следует из изложенного, время формирования тех и других образований внутри вулканических циклов совпадало и следовало за моментами проявления кислого вулканизма, а зоны их накопления латерально совмещались. Немаловажно также совместное перемещение в бассей-

не седиментации рудных растворов и тефрового материала, вошедшего в состав вулканогенно-осадочных пород, и их совместное осаждение. Рассмотрим это положение.

Ассоциация эксгальационно-осадочных фаций и вулканогенно-осадочных отложений на примере колчеданных руд охарактеризована Р. С. Тарасовой и др. (1972, с. 87) следующим образом: пластовые залежи «выделяются как составная часть стратиграфических горизонтов... Они представляют собой завершающий этап в каждом отдельном цикле нормально-осадочного (Вулканогенно-осадочного. — И. В.) и следующего за ним рудного хемогенного осадконакопления».

Характер этой ассоциации выявляется на примере мелких (5—30 см) ритмов, содержащих сульфидные слойки. В мелких ритмах различаются следующие ассоциации (от подошвы к кровле): 1) плохо сортированный псаммитовый известковистый туффит (туфопесчаник) — известковистый туфоалевролит (замусоренный известняк) — тонкое (0,1—0,3 мм) ритмичное чередование колчеданной руды и туфоалевролита; 2) известковистый туфопесчаник — ритмичное чередование кремнистого туффита и колчеданной руды; 3) известковистый туфоалевролит — тонкое ритмичное чередование колчеданной руды и углистого туфоалевролита. Чередование отложений, особенно в кровлях ритмов, как было показано при анализе цикличности, отражает не частый переменный привнос компонентов, а результат расслоения неоднородного материала, включающего рудное и нерудное вещество, в процессе его осаждения и уплотнения. В пользу этого заключения может быть приведено положение Э. Г. Дистанова (1972) о том, что полосчатые текстуры руд возникли в результате выпадения в осадок рудных минералов и дифференциации рудного и нерудного вещества.

Показанные ассоциации свидетельствуют о совместном привносе рудного вещества и тефрового материала в зону осадконакопления. При этом каждый из мелких ритмов, содержащий сульфиды, может рассматриваться как следствие одноактного привноса неоднородного материала (рудного и тефрового) и смешивания его на путях миграции и в зоне осадконакопления с кремнистым, карбонатным и углистым компонентами. Предположение о совместном поступлении рудных растворов и пирокластического материала подтверждается наличием в основаниях мезоритмов, содержащих сульфиды, прослоев «переотложенных» туфов. Вероятно, по той же причине стратиформное оруденение отсутствует в монотонных известняках и автохтонных туфах.

Вывод о совместном привносе рудного вещества и тефрового материала иллюстрируется литолого-фациальными реконструкциями периодов накопления II—V пачек, согласно которым источники того и другого находились примерно в одном районе — западнее зон рудоотложения. Такое заключение о размещении рудоносных источников подтверждается латеральной зональностью эксгальационно-осадочных фаций. Ближе к району предполагаемых источников, преимущественно на Гурвунурской площади, отлагались колчеданные руды. В удалении от него на мелководной Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади при смешивании рудных растворов с богатыми кислородом сульфатными водами происходило в основном накопление гематита. Такого рода зональность залежей относительно выходов газогидротерм характерна для гидротермально-осадочного рудоотложения (Белоус, Новожилов, 1964; С. Н. Иванов, 1966; Скрипченко, 1966; Дзоцендзе, 1969).

Сходная ассоциация с вмещающими породами имеется у кремнисто-гематитовых отложений. В отличие от колчеданных руд, нередко встречающихся совместно с псаммитовыми и гравийными туффитами,

кремнисто-гематитовые отложения находятся большей частью среди туфоалевролитов. Это связано с более дальним переносом тефрового материала в зону гематитового рудоотложения, которой достигали только небольшие количества тонкообломочной пирокластики. Рудное поле — пример закономерного зонального расположения рудных залежей относительно вулканических аппаратов, свойственного вулканогенно-осадочным месторождениям (Богданов, Кутырев, 1971).

Возможность переноса подводными течениями рудных растворов, содержащих ионы тяжелых металлов и продукты диссоциации сероводородной кислоты, подтверждается как экспериментальными данными (Происхождение..., 1959), так и геологическими данными по районам современного сульфидообразования (Bischoff, 1969; Дзоценидзе, 1972). По мнению Д. Бишофа и Г. С. Дзоценидзе, рудные растворы в условиях глубоководных впадин Красного моря переносились на расстояние 5—8 км, что вполне соизмеримо с протяженностью предполагаемых путей перемещения рудных растворов в позднеолдынское время.

Приведенные данные свидетельствуют о парагенетической связи эксгальационно- и вулканогенно-осадочных образований, обусловленной совместной миграцией рудного и нерудного вещества в водной среде и их совместным выпадением в осадок.

4. Ассоциация эксгальационно-осадочных фаций с рифогенными постройками (табл. 9) обусловлена близостью времени их образования в пределах вулканических циклов. Как было показано ранее, крупные рифогенные постройки являлись своего рода барьерами, в значительной мере определявшими латеральное размещение зон рудоотло-

Таблица 9
Обобщенная схема размещения эксгальационно-осадочных фаций в рудоносной толще и их ассоциации

Стратиграфические интервалы	Гуравнурская				Ульдяцкитуйско-Октябрьская				Характерные ассоциации с вмещающими породами									
	Пачка		Колчедан-ные	Сидерито-вые	Сульфидно-гематитовые	Гематито-вые	Колчедан-ные	Сидерито-вые	Сульфидно-гематито-вые	Гемати-товые	Колчедан-ные	Сидеритовые	Сульфидно-гематитовые	Гематитовые	Колчедан-ные	Сидеритовые	Сульфидно-гематитовые	Гематитовые
	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4	5	6	7	8		
Второй	Кристалло-туфовый																	
	II продуктивный		+															
	I продуктивный		+															
Первый	Верхний																	
	Средний																	
	Нижний																	
	Переход-ный																	
	IV																	
III																		
II																		
I																		

Примечание. При составлении таблицы исключены данные об обломках колчеданных и гематитовых руд.

жения. Постройки затрудняли поступление растворов с сульфидными комплексами на Ульдзуйтуйско-Октябрьскую площадь. Вместе с тем условия стабильного мелководья, существовавшие в зонах рифообразования на этой площади, способствовали отложению окисных соединений железа. Известняки построек играли также роль осадителя минерализованных растворов, что ярко проявилось при образовании брекчиевидных колчеданных руд.

Совокупность охарактеризованных выше факторов обусловила зональность эксгальационно-осадочных образований по стратиграфической вертикали и по латерали.

Выделяются два этапа гидротермально-осадочного рудоотложения (см. табл. 9).

Первый этап отвечал сравнительно устойчивой с крупной периодичностью вулканической деятельности в первом и в первой половине второго основных циклов вулканизма. В начале этапа сформировались колчеданные, сульфидно-гематитовые и гематитовые руды II пачки. В конце этапа отложились маломощные прослои колчеданных руд и тонкорассеянный гематит, отмечаемые в пачках III и IV.

Второй этап рудоотложения соответствовал окончанию 2-го основного цикла вулканизма, характеризовавшегося, как было показано ранее, частой сменой интенсивных проявлений кислого вулканизма, поствулканической газогидротермальной деятельности и периодов относительного покоя. В течение этапа сформировались мощные залежи массивных, полосчатых и брекчиевидных колчеданных руд, колчеданно-сидеритовые ритмиты и, вероятно, часть сидеритов продуктивных горизонтов пачки VI на участке Озерном.

Этапность вулканогенно-осадочного рудоотложения подчеркивается размещением рудокластов (табл. 10). Количество рудокластов возрастало по мере накопления рудных залежей. Основная масса сульфидных обломков образовалась после отложения колчеданных руд второго этапа и локализовалась в основании кристаллотуфового горизонта, залегающего с перерывом на втором продуктивном горизонте. Обломки кремнисто-гематитовых яшмовидных пород больше всего встречаются на границе первого и второго этапов рудоотложения — после накопления большей части гематитовых руд. В рудном поле наблюдается отчетливая латеральная зональность эксгальационно-осадочных фаций относительно выходов рудоносных газогидротерм. Она выражается в приуроченности основной массы колчеданного и всего сидеритового оруденения к Гурвунурской площади, гематитового — к Ульдзуйтуйско-Октябрьской (см. табл. 9, 10). В начале первого этапа между зонами колчеданного и гематитового рудоотложения накапливались сульфидно-гематитовые руды. На втором этапе зона колчеданного рудоотложения локализовалась в осевой части Гурвунурской площади; восточнее её формировались колчеданно-сидеритовые ритмиты и, вероятно, сидериты. По мере сужения сферы влияния вулканизма соответственно с перемещением в западном направлении области накопления вулканогенно-осадочных образований мигрировали зоны рудоотложения. Наиболее четко эта миграция выявляется при сопоставлении зон рудоотложения конца первого и второго этапов гидротермально-осадочного рудообразования (рис. 21).

Проявления и месторождения гидротермально-осадочного происхождения, развитые в Еравнинском рудном поле, относятся к субформации вулканогенно-осадочных рудных залежей формации вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений (В. А. Кузнецов и др., 1972; Дистанов, 1972). Мощные рудные залежи второго этапа рудообразования соответствуют выделенному Э. Г. Дистановым сульфидно-карбонатному минеральному типу упомянутой субформации. Сравнительно небольшие рудные тела первого этапа, на восточ-

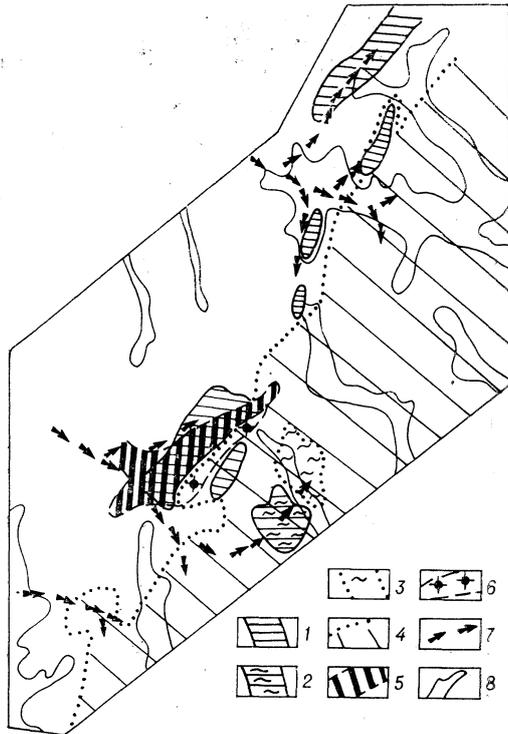


Рис. 21. Зоны гидротермально-осадочного рудоотложения в конце 1-го и во 2-м этапе рудообразования.

1—4: зоны рудоотложения конца 1-го этапа (1 — колчеданных, 2 — колчеданных и гематитовых, 3 — гематитовых руд, 4 — тонкодисперсной примеси гематита); 5, 6 — зоны рудоотложения 2-го этапа (5 — колчеданных, 6 — сидеритовых руд); 7 — предполагаемые пути перемещения рудоносных растворов в бассейне осадконакопления; 8 — контуры четвертичных отложений.

с районами современного гидротермально-осадочного рудоотложения (Bischoff, 1969; Bischoff, Sayles, 1972; Дзюценидзе, 1972) предполагается, что все компоненты, вошедшие в состав эксгальционно-осадочных фаций, поступали из подводных газогидротермальных источников. На первом этапе рудообразования, возможно, были источники, поставлявшие наряду с другими компонентами продукты диссоциации сероводородной кислоты и катионы тяжелых металлов. На втором этапе наряду с сероводородными функционировали железисто-углекислые источники, о чем свидетельствуют, в частности, колчеданно-сидеритовые ритмы гидротермально-осадочного происхождения (Скрипченко, 1972). Выходы тех и других источников располагались, вероятно, в одних и тех же фумарольных полях. Возможность такой ассоциации допускается нами по аналогии с фумарольными полями кальдеры вулкана Санторин (Бутузова, 1966). Характер деятельности железистоуглекислых и сероводородных источников был различным. Условия накопления колчеданно-сидеритовых ритмов, показанные Н. С. Скрипченко, позволяют предположить пульсационное поступление продуктов диссоциации сероводородной кислоты и постоянную активность железистоуглекислых источников.

В заключение остановимся на особенностях формирования брекчиевидных колчеданных руд с признаками метасоматического замещения известняков сульфидами. Особенности состава, строения и локализации этих руд позволяют предполагать, что они сформировались

ном фланге которых развиты окисные соединения железа и обломки кремнисто-гематитовых пород, относятся нами к сульфидно-кремнисто (силикатно)-окисному минеральному типу той же субформации.

Стратиформные залежи магнетитовых и сульфидно-магнетитовых руд Еравнинского рудного поля по положению в стратиграфическом разрезе, латеральному развитию и характеру вмещающих пород сходны с кремнисто-, сульфидно-гематитовыми отложениями. Эта идентичность позволяет по аналогии совместного развития тех и других руд в других районах (Селиверстова, Иванов, 1970) отнести магнетитовые и сульфидно-магнетитовые залежи к продуктам метаморфической переработки кремнисто-сульфидно-гематитовых осадков.

Состав эксгальционно-осадочных фаций, особенности их размещения и ассоциации с вмещающими породами позволяют высказать предположение о характере рудоносных источников. По аналогии

в субмаринных условиях при взаимодействии рудоносных растворов с рифогенными известняками (Васильев и др., 1972¹). Таким образом, мы допускаем возможность замещения указанных известняков минерализованными растворами в условиях мелководного морского бассейна. Процесс замещения карбонатов такими растворами в природных условиях и роль известняков как осадителя рудной жидкости вещества общеизвестны. «Карбонаты... легко разлагаются в присутствии кислот и относительно растворимы в воде. Именно потому, что известняки преимущественно растворяются в условиях гумидного климата, они способны избирательно замещаться минерализованными растворами» (Парк, Мак-Дормид, 1966, с. 122). Процессы избирательного замещения карбонатов минерализованными растворами с отложением пластовых руд отмечены для стратиформных колчеданных месторождений (Рейнолдс, 1958) и для свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах (Происхождение..., 1959). Главным фактором при подобных процессах является рН минералообразующих растворов, которое и определяет растворимость карбонатов, продукты растворения известняков вызывают изменения в составе рудоносных растворов, приводящие к осаждению руд (Garrels, Dreger, 1952).

Благоприятным объектом для замещения были каркасные рифогенные постройки, изобилующие порами и кавернами, по которым мог происходить перенос рудных растворов. Внутрь скелетов организмов, слагавших каркас биогермов, растворы проникали, вероятно, в связи с межзерновой молекулярной диффузией в поровой жидкости известняков. При таких процессах эффективный коэффициент диффузии рудных растворов в мрамор (при 40—60°C¹ и продолжительности опыта 48 ч) составляет 2,709—3,135·10⁻⁷ см²/с, а глубина диффузии — 0,132—1,305 см (Лапухов, 1971). Эти величины с учетом сравнительно небольших размеров скелетов организмов показывают, что при достаточной концентрации растворов значительные участки биогермов в короткий срок могли полностью «пропитаться» рудным материалом. Насыщенность построек рудными растворами с близконеutralными значениями рН и общим низким Eh обуславливала замещение известняков сульфидами, что вызывало дезинтеграцию биогермов и осаждение сульфидов. Обломки известняков смешивались с сульфидными осадками с образованием брекчиевидных колчеданных руд. В раствор переходило значительное количество известкового материала, равное по объему, как считают Ч. Ф. Парк и Р. А. Мак-Дормид, отложившемуся рудному веществу. В условиях периодического уменьшения концентрации в растворе сероводородной кислоты часть известкового материала отлагалась в цементе новообразованных брекчий в виде автигенного кальцита.

В определенные моменты образование брекчиевидных колчеданных руд происходило также при дезинтеграции рифогенных построек под влиянием железистоуглекислых вод. Процессы растворения находящихся в осадке карбонатов при повышении содержания углекислоты в морской воде могут происходить, как известно, в больших масштабах (Дзоценидзе, 1969). При этом количество переходящего в раствор известкового материала возрастает с увеличением содержания углекислоты в морской воде и может достигать 0,5 г/л (Марков, 1960).

О процессах замещения рифогенных известняков минерализованными растворами свидетельствуют особенности строения, состава и размещения второй разновидности брекчиевидных колчеданных руд. На это указывают, в частности, следующие признаки, свойственные (Парк, Мак-Дормид, 1966) такого рода процессам: 1) широкое раз-

¹ Температуры порядка 44—56°C характерны для современных районов сульфидообразования (Bischoff, 1969).

витие вростков сульфидов в известняках, определяющих передний край фронта замещения; 2) вогнутые поверхности контактов в сторону минерала-хозяина.

Реконструкция предполагаемого процесса формирования указанных брекчиевидных колчеданных руд, а также колчеданно-сидеритовых ритмитов и сидеритов проводится на примере первого и второго продуктивных горизонтов на участке Озерном. Как было показано ранее, каждый горизонт сформировался в течение одного цикла вулканической деятельности. В циклах различаются периоды ослабления и активизации вулканизма (рис. 22).

Периоды ослабления вулканической деятельности характеризовались развитием биогермов, рост которых компенсировал погружение, обуславливая мелководность (20—30 м) морского бассейна. Проседание основания под тяжестью построек способствовало заложению конседиментационной впадины и биогермного выступа, ограничивающего ее с юго-востока (рис. 23).

Каждый период активизации вулканических процессов включал стадию вулканической активности и две последующие стадии газогидротермальной деятельности.

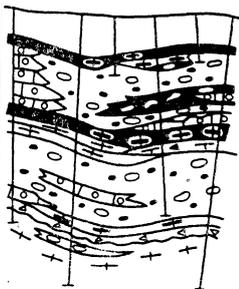
Стадии вулканической активности обусловили накопление во впадине туфов, туффитов и туфоалевролитов. Как показывают палеогеографические реконструкции, рост биогермов в это время прекращался, а глубина моря достигала 80 м.

С первой стадией газогидротермальной деятельности связано по-

ступление железистоуглекислых вод. При понижении температуры, вызванном увеличением глубины морского бассейна, и наличии значительных количеств углекислоты в морской воде разрушались постройки, образовывались первые «порции» известняковых брекчий и углублялась конседиментационная впадина. Этот процесс мог происходить лишь возле биогермного выступа, где отсутствовали прослойки туфов и туффитов, бронировавших постройки (см. рис. 23, б). Часть привнесенной углекислоты при близко нейтральных значениях pH и,

судя по наличию углекислого вещества, низких Eh связывалась с ионами двухвалентного железа с образованием сидерита, замещавшего известняк в постройках.

		Пачка	
		Горизонт	Вулканич. цикл
VI	II продуктивный	2-й	2-й
	I продуктивный	1-й	1-й
V	Периоды активизации	2-й	2-й
	Периоды ослабления	1-й	1-й



		Пачка	
		Горизонт	Вулканич. цикл
VI	Кристаллический туфовый	3-й	3-й
	II продуктивный	2-й	2-й
	I продуктивный	1-й	1-й
V	Верхний	2-й	2-й
	Периоды активизации	1-й	1-й

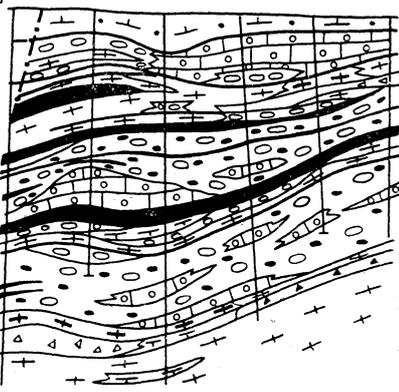


Рис. 22. Характер залегания брекчиевидных колчеданных руд (обозначены вкрапленностью) в VI пачке на участке Озерном (фрагменты продольного профиля). Усл. обозн. см. прил. 1.

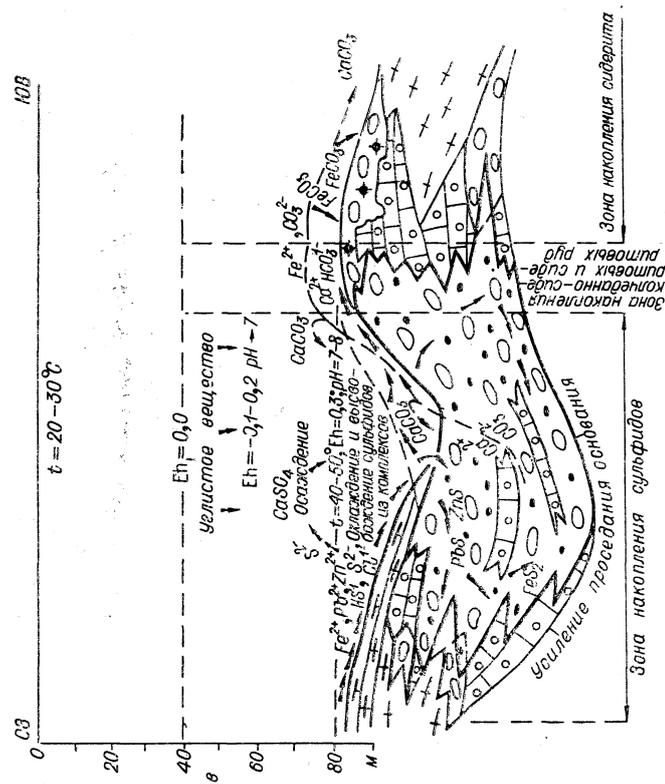
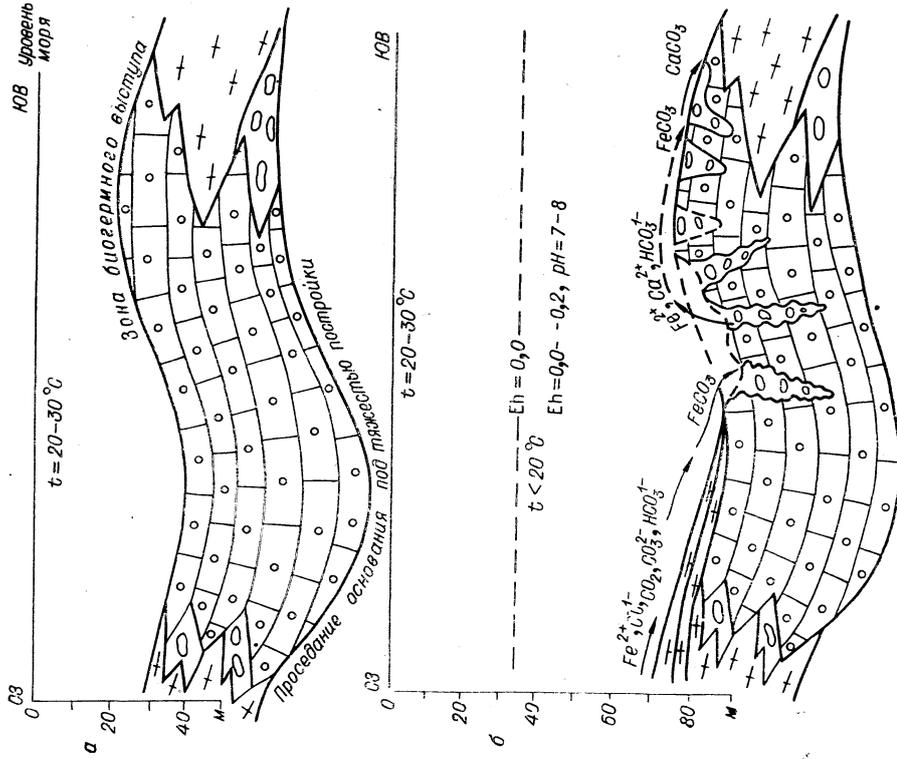


Рис. 23. Последовательность предполагаемых процессов формирования сидеритов, брекчвидных колчеданных руд и колчеданно-сидеритовых ритмов в течение одного цикла вулканической деятельности (участок Озерный).

а — период ослабления вулканизма; б — период активации вулканизма и первая стадия газогидротермальной деятельности; в — вторая стадия газогидротермальной деятельности. Вкрапленностью обозначена зона формирования брекчвидных колчеданных руд, пунктиром — первоначальные контуры биогермов.



Вторая стадия газогидротермальной деятельности (см. рис. 23, в) характеризовалась пульсационным привнесом продуктов диссоциации сероводородной кислоты и комплексов с ионами тяжелых металлов при постоянной активности железистоуглекислых источников. В результате гравитационной дифференциации тяжелые рудные растворы заполняли придонную часть впадины и насыщали кавернозные тела биогермов, способствуя поддержанию здесь среды застойного водообмена. При этом происходило охлаждение растворов и высвобождение сульфидов из комплексов. Сульфиды, реагируя с известняками биогермов, вытесняли известковый материал в раствор, обуславливали разрушение каркаса построек и оседали в цементе возникших известняковых брекчий. Отложение сульфидов утяжеляло постройки, вызвало усиление их проседания и углубление конседиментационной впадины. Привнос новых порций тяжелых сульфидоносных растворов обуславливал вытеснение из построек растворов с ионами Ca^{2+} , Fe^{2+} , CO_3^{2-} , HCO_3^{-1} . Вытесняемые растворы поднимались в более высокие слои воды и попадали в район биогермного выступа и восточнее него. Здесь при более высоких (0,00—0,2) значениях Eh и недостатке сероводородной кислоты из пересыщенных растворов осаждался сидерит или (при pH=8) автигенный кальцит. Пульсационный характер деятельности сероводородных источников способствовал ритмичному колебанию концентрации продуктов диссоциации сероводородной кислоты. При максимальных концентрациях зона накопления сульфидов захватывала биогермный выступ, где образовывались пиритные слои, вошедшие в колчеданно-сидеритовые ритмиты. Судя по наличию разновеликих останцов рифогенных известняков в брекчиях, замещение известняков сульфидами было неполным. Это обстоятельство обусловлено, вероятно, относительной непродолжительностью процесса замещения, объяснимой накоплением вулканогенно-осадочных отложений и новообразованных брекчий, перекрывавших доступ рудным растворам в сохранившиеся участки построек. Продолжавшие отлагаться сульфиды вошли в состав пластовых залежей, перекрывавших разрушенные биогермы (см. рис. 22).

Сторонники гидротермального генезиса колчеданного оруденения на участке Озерном, в частности Д. И. Царёв (1974), считают, что брекчиевидные колчеданные руды с признаками метасоматического замещения известняков сульфидами возникли при метасоматозе, сопровождавшем эпигенетичный рудный процесс. Правомерность такой точки зрения как будто бы подтверждается имеющимися признаками замещения. Но с этой позиции трудно объяснить следующие факты: 1) существенно двухкомпонентный состав рассматриваемых руд (карбонаты и колчеданная руда), отсутствие окварцевания и других изменений, сопутствующих гидротермальному оруденению; 2) одинаковая степень метаморфических преобразований этих пород с отложениями олдындинской свиты, залегающими на удалении от зон колчеданного оруденения; 3) наличие обломков брекчиевидных колчеданных руд в вулканогенно-осадочных отложениях, перекрывающих продуктивные горизонты.

Изложенные данные показывают, что рассматриваемые брекчиевидные колчеданные руды действительно возникли при метасоматическом замещении известняков сульфидами, но при подводном метасоматозе, одновременно с накоплением вмещающих толщ. Предложенная выше схема формирования брекчиевидных колчеданных, колчеданно-сидеритовых и сидеритовых руд объясняет с позиций вулканогенно-осадочного рудообразования более раннюю генерацию сидерита по сравнению с колчеданными рудами, отмеченную Г. С. Риппом и др. (1967) и В. С. Кормилицыным (1968).

Ассоциации колчеданных руд с рифогенными постройками, представляющими своеобразные ловушки для оруденения, имеются и в других рудных районах мира. Избирательная приуроченность стратиформных колчеданных залежей к биогенным постройкам отмечена в месторождениях штата Миссури (Снайдер, Гердеман, 1972). Не исключено участие процессов «холодного» метасоматоза и при образовании некоторых залежей месторождения им. XIX партсъезда на Южном Урале, где отмечены (Пастухов, 1956; Ильясов, Аржаватин, 1962; Бородаевская, Прушинская, 1962; Иванов, Рокачѳв, 1966) брекчиевидные колчеданные руды и чередование их в разрезе с рифогенными известняками.

Глава VI

ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ НАКОПЛЕНИЯ РУДОНОСНОЙ ТОЛЩИ

Накопление рудоносной толщи проходило в нижнекембрийском Еравнинском прогибе, расположенном в восточной части раннекаледонской Удино-Витимской структурно-формационной зоны. Эта часть названа нами, вслед за В. А. Варламовым, Еравнинско-Кыджимитским прогибом. По отношению к нему Еравнинский прогиб являлся структурой второго порядка и размещался в его осевой части (см. рис. 25). О характере развития Удино-Витимской зоны и ее частей существуют различные мнения. Одни исследователи (Беличенко и др., 1961; Беличенко, 1969) выделяют здесь эвгеосинклиналь, другие — вторичные геосинклинальные впадины (Алексеев, 1971), малоподвижную аспойдную зону (Амантов, 1972) или приразломные прогибы (Арсентьев, Хренов, 1973). Такое различие взглядов обусловлено фациальным составом отложений Удино-Витимской зоны и, в частности, Еравнинского прогиба, нехарактерным для типичных геосинклинальных зон.

ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ РУДОНОСНОЙ ТОЛЩИ

Исследователи расходятся в оценке формационной принадлежности рудоносной толщи Еравнинского прогиба. В. Г. Беличенко и др. (1961) включают ее в спилито-кератофировую, а М. М. Язмир, Э. П. Перинова, В. И. Алексеев (Язмир и др., 1967; Жалсабон и др., 1971) — в андезит-дацит-липаритовую формацию. В. А. Варламов выделяет здесь две формации: нижнюю — вулканогенно-терригенную и верхнюю — вулканогенно-карбонатную, а вулканиты обеих формаций относят к производным андезитовой магмы.

Проведенная нами количественная характеристика рудоносной толщи Еравнинского прогиба позволила отнести ее к карбонатно-вулканогенной (рифогенно-вулканогенной) формации, которая по составу вулканогенных пород (рис. 24, в) приближается к андезит-дацитовой формации (Васильев, 1972). Выделенная формация имеет трансгрессивный тип разреза и циклическую стратификацию.

Формация включает рифогенно-вулканогенную и терригенно-вулканогенно-рифогенную подформации, различающиеся соотношением генетических типов пород и металлогенической специализацией. В рифо-

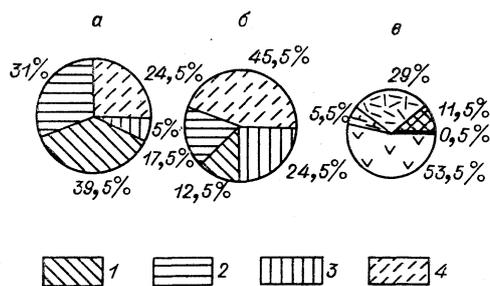


Рис. 24. Состав карбонатно-вулканогенной формации (пропорционально площади сечения слоев в опорных разрезах).

а — состав рифогенно-вулканогенной подформации, б — состав терригенно-вулканогенно-рифогенной подформации; 1 — вулканогенные образования, 2 — вулканогенно-осадочные, 3 — нормально-осадочные, 4 — рифогенные; в — состав вулканогенных пород формации (усл. обозн. см. на рис. 20).

новную часть руд сульфидно-кремнисто-окисного минерального типа упомянутой субформации. Рифогенно-вулканогенная подформация развита на Гурвунурской площади, терригенно-вулканогенно-рифогенная — на Ульдзуйтуйско-Октябрьской.

Карбонатно-вулканогенная формация по тождественности генетических типов пород, наличию отложений типа «известковистых туфов» отвечает группе вулканогенно-карбонатных формаций Л. Н. Формозовой (1968) и близка первому гомологичному ряду этой группы, с которыми связаны, вероятно, пиритовые руды Гарца, Раммельсберга, Мёггена. Карбонатно-вулканогенная формация может быть отнесена к вулканогенно-известковистым формациям, в понимании Е. Ф. Малеева (1966), а по составу вулканитов приближается к андезитовой формации, по Ю. А. Кузнецову (1964). Некоторое сходство по характеру дифференциации вулканитов имеется с последовательно-дифференцированными формациями девона Южного Урала, рассмотренными М. Б. Бородаевской и др. (1969) и В. В. Сагло (1970), и с туматтайгинским вулканическим комплексом нижнего палеозоя Северо-Восточной Тувы, описанным Б. Н. Лапиным (1968). Из древних геосинклинальных стратифицированных образований юга Сибири значительное сходство по характеру генетических типов пород имеется с рифогенно-вулканогенной формацией нижнего кембрия Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна (Беззубцев и др., 1970) и с текелийской свитой Джунгарского Алатау (Байкенов, 1971). Карбонатно-вулканогенная формация отличается от типичных вулканогенных формаций колчеданосных провинций (Смирнов, 1968; Скрипченко, 1966) широким развитием рифогенных пород. Рассматриваемая формация по характеру вулканитов (пестрота состава, широкое распространение риолит-дацитовых разновидностей, принадлежность к каликатровой серии), ритмичности карбонатных отложений близка к образованиям колчеданосных провинций структур окраинных и внутренних морей (Бородаевская и др., 1976); вместе с тем формация существенно отличается от указанных образований прежде всего значительным развитием вулканогенных пород.

Карбонатно-вулканогенная формация входит в нижнекембрийскую вулканогенно-осадочную надформацию, выделенную М. М. Язмиром и др. (1967) в Еравнинско-Кыджимитском прогибе и объединяющую толщу пород, относимых к олдындинской свите. Сопоставление разрезов свиты разных частей Еравнинско-Кыджимитского прогиба (см. рис. 3) показывает, что карбонатно-вулканогенная формация расположена в верхней части надформации. В латеральном ряду надформации (рис. 25) формация занимает центральное положение (Васильев и др.,

генно-вулканогенной подформации преобладают вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования (см. рис. 24, а). В ней сосредоточена главная масса колчеданных и сидеритовые руды Еравнинского поля (сульфидно-карбонатный минеральный тип субформации вулканогенно-осадочных рудных залежей формации вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений), по Э. Г. Дистанову (1972). Терригенно-вулканогенно-рифогенная подформация отличается преобладанием рифогенных и нормально-осадочных пород (см. рис. 24, б) и содержит ос-

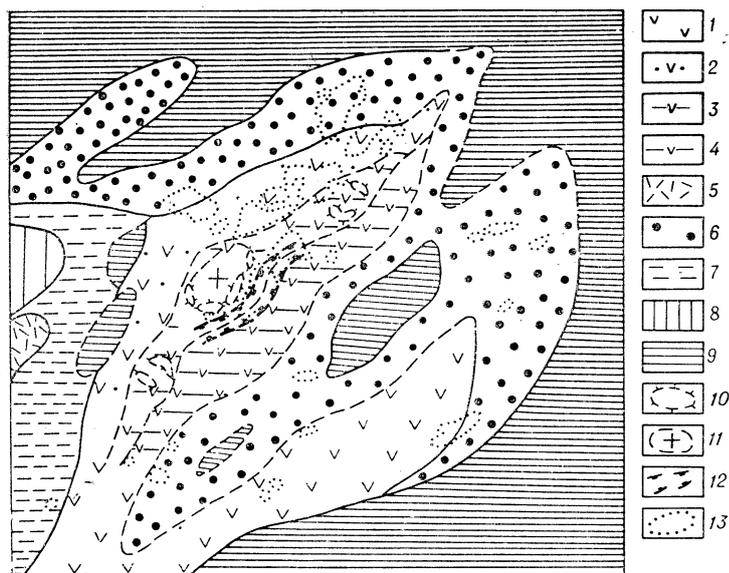


Рис. 25. Размещение формаций в восточной части Удино-Витимской структурно-формационной зоны (по М. М. Язмиру, 1962 г., с дополнениями автора).

Вулканогенно-осадочная надформация: 1 — нерасчлененная; 2 — терригенно-вулканогенная формация; карбонатно-вулканогенная формация с подформациями рифогенно-вулканогенной (3) и терригенно-вулканогенно-рифогенной (4); 5 — липаритовая формация; аспидная формация с подформациями терригенной (6) и карбонатно-сланцевой (7); 8 — известняковая формация; 9 — область размываемой суши; 10 — предполагаемое расположение островов вулканического происхождения; 11 — район вулканополюсного поднятия; 12 — контур Еравнинского прогиба; 13 — выходы нижнекембрийских отложений.

1974). Такие черты рудоносной толщи, как широкое развитие рифогенных образований, позднего кислого вулканизма, резкие различия вулканитов по основности, по аналогии с другими регионами (Беззубцев и др., 1970; Мушкин и др., 1970; Вершигора и др., 1970; Любалинская, Семенов, 1970; Б. Иванов, 1970), могут расцениваться как показатель того, что становление формации предшествовало тектонической паузе и последующей инверсии прогиба. Этому не противоречат и такие особенности, как принадлежность вулканитов к производным калинатровой серии магматических образований, широкое распространение «переотложенных» туфов, наличие пирокластов ортофиров и трахиандезитов. В пользу этой точки зрения свидетельствует и своеобразие сочетания вулканогенных и рифоидных образований, при котором вулканиты уступали место рифоидным постройкам по мере становления формации. Вместе с тем ассоциация карбонатных, карбонатно-вулканогенных и вулканогенных пород свидетельствует, как это видно на примере Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау (Балицкий и др., 1970), об отсутствии полной инверсии. Вероятно, упомянутые особенности формации в значительной мере обусловлены спецификой ранней стадии синорогенного вулканизма эпохи замыкания геосинклиналей, в которую образуются первичные антиклинальные поднятия и островные дуги. Циклическая стратификация карбонатно-вулканогенной формации, отсутствующая в других членах осадочно-вулканогенной надформации, может рассматриваться как следствие пульсационного характера тектономагматических процессов в прединверсионную стадию развития Еравнинско-Кыджимитского прогиба.

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНОГО ПЛАНА ЕРАВНИНСКОГО ПРОГИБА

Еравнинский прогиб ориентирован в северо-восточном направлении. В современном эрозионном срезе он прослеживается на 20—25 км при ширине 6—10 км. В прогибе выделяются конседиментационные морфоструктуры и разрывные нарушения различных порядков. Основные морфоструктуры имели северо-восточную ориентацию. Вкрест простирания прогиба (с северо-запада на юго-восток) среди них (прил. 11) реконструируются: 1) склон вулcano-купольной структуры; 2) центральная наиболее погруженная часть прогиба; 3) краевая сравнительно устойчивая и консолидированная часть (Васильев, 1973). Основные морфоструктуры и особенно центральная часть прогиба осложнены локальными конседиментационными впадинами. Различаются впадины длительного и кратковременного существования. Впадины длительного существования (Туркульская, Солнечная, Озернинская, Перевальнинская, Ульдзуйтуйская-I и II) отмечаются повышенными гравитационными полями.

1. Склон вулcano-купольной структуры занимал западную окраину рудного поля; юго-восточная его граница фиксировалась Туркул-Озернинской зоной разломов и отдельными биогермами. Накопление толщ вулканитов обусловило формирование здесь псевдоантиклинального поднятия, морфологически выраженного в виде положительных форм подводного, реже — островного рельефа. Превышение поднятия над окружающей территорией достигало 150 м. Склон вулcano-купольной структуры осложнялся локальными впадинами — Таежнинской, Перевальнинскими и Поперечной (см. прил. 11). Глубина их не превышала 30—50 м, амплитуда погружения — 50—150 м. Наиболее глубокой была Поперечная впадина, ориентированная вкрест склона структуры.

Рассматриваемая вулcano-купольная структура близка к синвулканическим вулcano-купольным структурам, выделенным В. М. Нечухиным (1973) в колчеданных рудных полях Урала. Локальные впадины, осложняющие структуру, по генезису близки к секториальным грабенам вулканических построек, охарактеризованным Вильямсом (Лучицкий, 1971).

2. Центральная часть прогиба занимала восточную половину Гурвунурской площади и прослеживалась в северо-восточном направлении на 20—25 км при ширине 1,5—3 км. Эта часть прогиба испытывала интенсивное, но не всегда равномерное прогибание. Накопление мощных толщ вулканогенно-осадочных пород, переотложенных туфов и отложений рифовых шлейфов не всегда компенсировало прогибание. Центральная часть прогиба фиксируется полосой спокойного магнитного поля интенсивностью около 1000 гамм и повышенным (1—2 мгл) гравитационным полем (Васильев, Нефедьев, 1973). С северо-запада центральная часть прогиба ограничивалась Туркул-Озернинской, а с юго-востока — Аришинской и Туркул-Гундуйской зонами разломов. Юго-восточная граница подчеркивалась полосой крупных рифогенных построек. Вдоль центральной части прогиба прослеживались кулисообразно расположенные впадины — Солнечная, Туркульская, Озернинская, Октябрьская, Ульдзуйтуйская-I и II. Амплитуда погружения впадин в отдельные периоды достигала 450—550 м. По сравнению со смежными районами мощность отложений в них возрастает на 200—300 м. Во впадинах различаются участки стабильного погружения, выделяющиеся максимальной мощностью отложений, развитием углистых туффитов и туфоалевролитов.

3. Краевая часть прогиба занимала Ульдзуйтуйско-Октябрьскую площадь и представляла собой сравнительно консолидированную зону,

испытывавшую устойчивое малоамплитудное погружение. Оно компенсировалось ростом рифогенных построек, накоплением переотложенных туфов, вулканогенно-осадочных и терригенных отложений. Наибольшие погружения, амплитуда которых в отдельные периоды превышала 300 м, испытывала западная окраина этой части прогиба. Сформировавшиеся здесь рифогенные постройки полностью компенсировали погружение и создавали условия крайнего мелководья, при котором наряду с осадконакоплением частично размывались уже имевшиеся слабо диагенезированные отложения. Восточнее зоны рифообразования эпизодически возникали отдельные конседиментационные впадины (Звездинская, Восточно-Октябрьская, Магнетитовская).

4. Среди разрывных структур Еравнинского прогиба выделяются зоны первого и второго порядка.

Зоны первого порядка заложены до накопления рудоносной толщи и предопределили структурный план прогиба. На севере рудного поля среди них преобладали разломы субмеридионального ($10-20^\circ$) направления, южнее наряду с ними отмечаются зоны северо-восточной ($50-60^\circ$) ориентации. Наиболее протяженными из субмеридиональных зон были Аришинская и Туркул-Озернинская, контролировавшие центральную часть прогиба (см. прил. 11). Зоны северо-восточного простирания (Горхонская, Туркул-Гундуйская, Таежнинская) определили размещение локальных впадин. На юге рудного поля Туркул-Гундуйская зона контролировала юго-восточную границу центральной части прогиба. Имеются данные о том, что разломы субмеридионального и северо-восточного простирания входили в крупную зону разломов, располагавшуюся по осевой части Еравнинско-Кыджимитского прогиба и контролировавшую размещение других вулкано-купольных структур, подобных вышеописанной, но значительно удаленных от Еравнинского прогиба. Эти данные свидетельствуют о линейном расположении очагов извержений, подчиненном крупным тектоническим структурам, что характерно для многих областей вулканизма (Луцицкий, 1971; Фремд, 1971).

Зоны второго порядка включали северо-западные и субширотные разломы, осложнившие склон вулкано-купольной структуры и центральную часть прогиба. Протяженность их не превышала, вероятно, 4—6 км, а заложены они, по-видимому, в позднеолдындинское время. Рассматриваемые зоны определили конфигурацию отдельных впадин, обусловили их кулисообразное расположение в центральной части прогиба, контролировали Поперечную впадину. В конце позднеолдындинского времени с ними было связано заложение блоков северо-западного простирания.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Рассмотренные условия образования карбонатно-вулканогенной формации показывают, что входящие в нее вулканогенно-осадочные рудные залежи возникли в результате пульсационных тектоно-магматических процессов завершающей стадии геосинклинального развития Еравнинско-Кыджимитского прогиба. Следствием относительно устойчивой активности тектоно-магматических процессов явился первый этап рудообразования, в течение которого сформировался сульфидно-кремнисто-окисный минеральный тип субформации вулканогенно-осадочных рудных залежей. Направленная дифференциация указанных процессов в конце позднеолдындинского времени (второй этап рудообразования)

привела к необратимым изменениям магматического расплава, отразившимся в широком развитии туфов кислого состава и мощных рудных залежей сульфидно-карбонатного минерального типа упомянутой субформации.

Гидротермально-осадочное рудообразование связано с развитием вулкано-купольной структуры. Как показывают литолого-фациальные реконструкции, на склоне структуры размещались выходы рудоносных источников. С учетом данных Э. Г. Дистанова и др. (1972) о том, что выходы газогидротерм в рудном поле приурочены к сочленению субширотных разломов и северо-восточных долгоживущих структур, предполагается, что эти выводы находились на пересечении Горхонской и Туркул-Озернинской зон с субширотными разрывными нарушениями.

На склоне вулкано-купольной структуры рудоотложение шло эпизодически и в небольших масштабах. Основная часть рудоносных растворов по субширотным впадинам, в частности Поперечной, поступала во впадины центральной части прогиба. Главная масса руд накапливалась в устойчиво погружающихся участках конседиментационных впадин Озернинской, Октябрьской, Ульдзуйтуйских (см. прил. 11). На удалении от выходов рудоносных газогидротерм — в мелководной краевой части прогиба — располагалась обширная зона устойчивого накопления кремнисто-гематитовых и гематитовых осадков. На западе краевой части наряду с накоплением указанных отложений периодически происходил их размыв. Возникшие при этом обломки яшмовидных пород захоронялись на восточном склоне центральной части прогиба. Между зонами колчеданного и гематитового рудоотложения находилась область, где, кроме кремнисто-гематитовых осадков, эпизодически отлагались колчеданные и сульфидно-гематитовые руды.

Тесная взаимосвязь вулканогенно-осадочного оруденения с развитием вулкано-купольной структуры согласуется с данными о приуроченности колчеданных залежей к подобным структурам, известным на Рудном Алтае (Щерба, 1968), Урале (Нечухин, 1973), в Северной Армении (Сейранян, 1973), Туве (Зайков, 1971). Преимущественное развитие колчеданных залежей на окраине упомянутой структуры, в смежной с ней депрессии, вероятно, отражает некоторую закономерность, свойственную и другим районам, в частности, как показывают данные В. В. Зайкова (1971), Туве.

Развитие Еравнинского прогиба обусловило необратимые изменения его основных морфоструктур. В краевой части к концу позднеолдындынского времени сформировалась консолидированная стабильно погружающаяся зона. Некомпенсированное прогибание центральной части прогиба, имевшее место в первом цикле, сменилось в конце второго цикла дифференцированными движениями тектонических блоков, ограниченных субширотными разломами. На юге центральной части прогиба обособился блок с устойчивым погружением, компенсированным ростом биогермов. Севернее активизировался блок, испытывавший малоамплитудные частые, переменные по знаку движения, приведшие к чередованию в разрезе биогермов, вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород.

Указанные изменения обусловили постепенную миграцию от краевой части к вулкано-купольной структуре областей накопления вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород и соответствующее расширение зоны рифообразования. По мере развития прогиба сокращалась зона рудоотложения (перемещалась в западном направлении) в соответствии с миграцией области накопления вулканогенно-осадочных пород (Васильев, 1973). В начале первого этапа рудообразования зона рудоотложения охватывала все основные морфоструктуры прогиба,

а на втором этапе руды отлагались в локальном районе центральной части прогиба — относительно активном тектоническом блоке, ограниченном с юга и востока зонами устойчивого рифообразования.

Таким образом, структурный контроль гидротермально-осадочного оруденения определялся совокупностью ряда факторов: 1) формирование рудных залежей связано с развитием вулкано-купольной структуры, в пределах которой находились рудоносные источники; 2) основная зона рудоотложения размещалась на периферии вулкано-купольной структуры — в окаймляющей ее центральной наиболее погруженной части прогиба; 3) в локализации зоны колчеданного рудоотложения главную роль играли конседиментационные впадины центральной части прогиба; 4) гематитовое оруденение приурочено к консолидированной мелководной краевой части прогиба; 5) сульфидно-гематитовые руды отлагались в неглубоких впадинах на западе краевой части прогиба; 6) роль разрывных нарушений сводилась к локализации выходов рудоносных газогидротерм и к контролю путей перемещения рудных растворов в бассейне седиментации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщая изложенный материал, отметим основные результаты проведенных исследований.

В Еравнинском рудном поле, расположенном в области раннекаледонской складчатости, установлена генетическая зависимость основных складчатых структур от конседиментационных структур нижнего кембрия.

Литолого-стратиграфические исследования с привлечением результатов палеонтологического анализа, выполненного М. М. Язмиром (1972), позволили осуществить корреляцию частных разрезов нижекембрийских отложений двух разнородных литолого-фациальных площадей рудного поля — Гурвунурской (запад рудного поля) и Ульдзуйтуйско-Октябрьской (восточная часть). Рудоносная толща расчленена на семь пачек, в ней выделены два основных (главных) макроритма, второстепенные макро-, мезо- и микроритмы. Главные стратиформные рудные залежи расположены в кровле второго главного макроритма (VI пачка), в слоях, содержащих верхнеульдзуйтуйский комплекс археоциат и туфы кислого состава.

На основании литолого-фациального анализа в рудоносной толще выделены четыре генетических типа пород: вулканогенные, вулканогенно-осадочные, нормально-осадочные и рифогенные образования, а также группа эксгальционно-осадочных фаций (колчеданные, гематитовые, колчеданно-сидеритовые и сульфидно-гематитовые руды). Изучены сульфидные и кремнисто-гематитовые обломковидные обособления, большая часть которых отнесена к рудокластам, возникшим при размыве и переотложении рудных залежей.

Литолого-палеогеографические крупномасштабные карты общего типа, дополненные специальными палеофациальными схемами, позволили провести палеорекострукции пяти основных периодов накопления рудоносной толщи. Реконструкции показывают, что формирование отложений проходило в условиях мелководного (не более 200 м) морского бассейна. Западнее рудного поля располагался устойчивый очаг извержений, являвшийся источником вулканического материала, поступавшего в бассейн седиментации. Возле очага извержений сформировалось псевдоантиклинальное вулканическое поднятие, склон которого охватывал западную часть Гурвунурской площади. Осевую часть Гурвунурской площади занимал конседиментационный прогиб, вдоль которого размещались наиболее глубоководные (до 150—200 м) участки. Они характеризовались высокой скоростью накопления вулканогенно-осадочных отложений и переотложенных туфов; в них периодически устанавливались условия застойного гидродинамического режима. Большая часть Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади представляла собой область мелководного (25—50 м) морского бассейна с широким развитием рифогенных построек.

Проведенные реконструкции показывают, что подводные выходы рудных источников размещались на склоне вулканического поднятия. Основная масса сульфидных осадков отлагалась и захоронялась ближе к рудным источникам — в наиболее глубоководных участках осевой части Гурвунурской площади. Гематитовые и кремнисто-гематитовые осадки формировались на большем удалении от источников — в окислительной мелководной среде открытого морского бассейна Ульдзуйтуйско-Октябрьской площади.

Палеофациальные и палеогеографические реконструкции позволили охарактеризовать совокупность процессов, обусловивших формирование рудоносной толщи, — процессов вулканизма, вулканогенно-осадочной и нормально-осадочной седиментации, рифообразования и гидротермально-осадочного рудоотложения.

Ведущим процессом, определившим характер нижнекембрийского осадконакопления, и в частности гидротермально-осадочного рудообразования, явилась циклическая вулканическая деятельность. Циклы отражали гомодромный тип развития магматизма с рекуррентным изменением состава расплава от андезитового до риолит-дацитового. Вулканическая деятельность отразилась в ритмичности рудоносной толщи и, прежде всего, в двух главных макроритмах.

Процесс гидротермально-осадочного рудообразования протекал в два этапа и привел к формированию оруденения, относящегося к субформации вулканогенно-осадочных рудных залежей формации вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений (по Э. Г. Дистанову (1972)). Субформация представлена в рудном поле двумя минеральными типами. Маломощные рудные тела, возникшие на первом этапе, отнесены нами к сульфидно-кремнисто(силикатно)-окисному минеральному типу. Мощные залежи второго этапа соответствуют сульфидно-карбонатному минеральному типу, выделенному в рудном поле Э. Г. Дистановым. Рудные залежи формировались преимущественно в конце вулканических циклов синхронно с проявлениями кислого вулканизма или вслед за ними. Время накопления основной массы руд (второй этап) соответствовало окончанию второго главного вулканического цикла и характеризовалось циклическим чередованием проявлений кислого вулканизма, поствулканической газогидротермальной деятельности и периодов покоя. Определяющим фактором в накоплении значительных по масштабам рудных залежей в сравнительно мелководном морском бассейне явились условия застойного водообмена с общими низкими значениями Eh , существовавшими в наиболее погруженных участках морского дна — конседиментационных впадинах. Ассоциация руд с вулканогенно-осадочными отложениями в микроритмах показывает, что рудоносные растворы поступали в зону осадконакопления пульсационно и привносились совместно с тефровым материалом.

Значительную роль в распределении путей перемещения рудных растворов в бассейне осадконакопления играли зоны мелководья с развитыми на них рифогенными образованиями.

Изучение состава, строения и характера локализации брекчиевидных колчеданных руд возле рифогенных построек позволило высказать предположение о том, что часть этих руд сформировалась при процессах «подводного» метасоматоза, происходивших синхронно с накоплением вмещающих толщ и обусловивших дезинтеграцию биогермов.

Имеющиеся данные показывают, что рифогенные постройки при определенных условиях являлись своеобразными ловушками для рудных концентраций.

По соотношению компонентов рудоносная толща отнесена к карбонатно-вулканогенной формации, которая по составу вулканитов близка андезит-дацитовой формации. Карбонатно-вулканогенная формация образовалась в предынверсионную стадию геосинклинального этапа

развития локального нижнекембрийского Еравнинского прогиба, расположенного в восточной части раннекаледонской Удино-Витимской структурно-формационной зоны. В прогибе реконструируются: склон синвулканической вулкано-купольной структуры, центральная наиболее погруженная часть, состоящая из ряда конседиментационных впадин, краевая сравнительно стабильная часть.

Гидротермально-осадочный рудный процесс тесно связан с развитием вулкано-купольной структуры. Главная масса колчеданных залежей образовалась на периферии структуры в смежных с ней конседиментационных впадинах центральной части прогиба. Гематитовые и сульфидно-гематитовые отложения формировались в краевой части прогиба.

Проведенные исследования позволяют целенаправленно проводить дальнейшие поиски стратиформного оруденения в Еравнинском рудном поле и на сопредельной территории. Осевая часть Гурвунурской площади перспективна на поиски колчеданных залежей в пачках II—VI. Ульдзуйтуйско-Октябрьская площадь и районы, расположенные к востоку от нее, перспективны главным образом на гематитовые и магнетитовые руды (пачки II—V).

Данной работой автор надеется привлечь внимание к возможностям метода литолого-фациальных и палеогеографических реконструкций при решении вопроса, связанных как с воссозданием процесса вулканогенно-осадочного рудообразования, так и с прогнозированием площадей, перспективных на поиски руд, в областях развития древних метаморфических толщ, вмещающих стратиформные рудные залежи.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев Д.-Н. Типы рудоносных формаций Забайкалья и связь с ними полиметаллического оруденения.— В кн.: Стратиформные месторождения цветных металлов. Чита, 1971, с. 69—71. (Зап. Забайк. филиала геогр. о-ва СССР, вып. III).

Амантов В. А. Тектоника и формации докайнозой Забайкалья и Северной Монголии. Автореф. докт. дис. Л., 1972. 51 с.

Андреев В. В. Геология, петрография и вопросы генезиса Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения (Западное Забайкалье). Автореф. канд. дис. Иркутск, 1969. 31 с.

Арсентьев В. П., Хренов П. М. Особенности тектонической эволюции территории Бурятской АССР и прилегающих областей.— В кн.: Геосинклинальные пояса Центральной Азии. (Тектоника Забайкалья). Улан-Удэ, 1973, с. 18—20. (Материалы к X сессии Науч. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока).

Бабкин И. Н. Типы руд Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения и принципы их выделения.— «Материалы по геологии и полезным ископ. БурАССР», Улан-Удэ, 1971, вып. XIV, с. 58—63.

Бабкин И. Н., Васильев И. Л., Трунева М. Ф. Обломковидные сульфидные обособления на Озерном месторождении (Западное Забайкалье).— В кн.: Материалы по минералогии, геохимии и петрографии Забайкалья. (Тезисы докладов). Вып. 4. Улан-Удэ, 1972, с. 58—63.

Байкенов Ш. А. Условия формирования рудовмещающих толщ и вопросы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Джунгарского Алатау.— В кн.: Стратиформные месторождения цветных металлов. Чита, 1971, с. 80—85. (Записки Забайк. филиала геогр. о-ва СССР, вып. III).

Балицкий Д. К., Бучарская Г. С., Гилев А. А., Ярошевич В. М. Некоторые особенности древнего вулканизма Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау и связанного с ним рудообразования.— В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. Красноярск, 1970, с. 60—61. (Материалы к I конф. по палеовулканизму Средней Сибири).

Беззубцев В. В., Бондарев Д. М., Широкова Е. В. Рифогенно-вулканогенная формация Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна и ее место в ряду геосинклинальных формаций.— В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. Красноярск, 1970, с. 41—43. (Материалы к I конференции по палеовулканизму Средней Сибири).

Беличенко В. Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М., «Наука», 1969, 207 с.

Беличенко В. Г., Хренов П. М., Чернов Ю. А. Поздние молассы раннекаледонской геосинклинали внутренней части Байкальской горной области.— «Докл. АН СССР», 1961, т. 138, № 6, с. 1405—1408.

Белоус Н. Х., Новожилов В. И. Парагенезис эксгальционно-осадочных железных и колчеданных руд Майнского месторождения.— В кн.: Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири. Новосибирск, 1964, с. 101—111. (Труды СНИИГГиМС, вып. 35).

Бишофф Дж. Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химизм и генезис).— В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., «Мир», 1974, с. 157—197.

Богданов Ю. В., Кутырев Э. И. Факторы контроля размещения стратифицированных месторождений цветных металлов.— В кн.: Стратиформные месторождения цветных металлов. Чита, 1971, с. 8—11. (Записки Забайк. филиала геогр. о-ва СССР, вып. III).

Богданова Е. И. Фациальные особенности кремнекислых вулканитов Учалинского рудного поля (Южный Урал). Автореф. канд. дис. Свердловск, 1973. 25 с.

Бородаевская М. Б., Кравцов А. И., Курбанов Н. Х., Новгорода М. И. О металлогенической специализации колчеданных вулканогенных формаций.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 187, № 2, с. 421—425.

Бородаевская М. Б., Кравцов А. И., Ширай Е. П. Особенности раннегеосинклинального вулканизма и оруденения в колчеданосных провинциях различных типов.— «Геол. рудных местор.», 1976, № 1, с. 20—28.

Бородаевская М. Б., Прушинская Э. Я. О генезисе обломковидных сульфидных обособлений в породах месторождения им. XIX партсъезда (Южный Урал).— «Геол. рудных местор.», 1962, № 1, с. 63—77.

Ботвинкина Л. Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М., «Наука», 1974. 318 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 263).

Бусленко А. И. Текстурно-структурные особенности и условия формирования руд Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения.— В кн.: Проблемы региональной геологии и петрографии Сибири и методы геохим. и геофиз. исследований, вып. 2. Новосибирск, 1970, с. 74—77.

Бутузова Г. Ю. Железнодорожные осадки фумарольного поля вулкана Санторин, их состав и генезис.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 168, № 6, с. 1400—1402.

Васильев И. Л. Фациальные особенности и формационная принадлежность нижнекембрийских отложений Еравнинского рудного поля.— В кн.: Геологические формации Прибайкалья и Забайкалья. (Тезисы докладов). Чита, 1972, с. 20—22. (Записки Забайк. филиала Геогр. о-ва СССР, вып. XXV).

Васильев И. Л. Палеотектонические факторы локализации колчеданного оруденения в Еравнинском прогибе Удино-Витимской геосинклинальной зоны.— В кн.: Геосинклинальные пояса Центральной Азии (Тектоника Забайкалья). Материалы к X сессии Науч. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Улан-Удэ, 1973, с. 204—205.

Васильев И. Л. Геолого-фациальные и палеогеографические условия нижнекембрийского осадконакопления и колчеданно-полиметаллического рудообразования в Еравнинском рудном поле (Западное Забайкалье). Автореф. канд. дис. Улан-Удэ, 1974. 35 с.

Васильев И. Л., Перинова Э. П., Язмир И. К. Рифоидные образования нижнего кембрия Еравнинского рудного района (Центр. Бурятия).— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 9. (Тезисы докладов). Чита, 1972, с. 10—12. (Записки Забайк. филиала Геогр. о-ва СССР, вып. LXIX).

Васильев И. Л., Перинова Э. П., Язмир М. М. Новые данные по стратиграфии и корреляции нижнекембрийских отложений Еравнинского рудного поля.— «Материалы по геологии и полезным ископ. БурАССР», Улан-Удэ, 1972, вып. XV, с. 18—28.

Васильев И. Л., Нефедьев М. А. Нижнекембрийский структурный план Еравнинского рудного поля по литолого-фациальным и геофизическим исследованиям.— В кн.: Рудные месторождения Забайкалья и методы их поисков. Чита, 1973, с. 149—151. (Зап. Забайк. филиала геогр. о-ва СССР, вып. XCIII).

Васильев И. Л., Перинова Э. П., Язмир М. М. Корреляция нижнекембрийских отложений Еравнинского рудного района (Центральная Бурятия).— «Докл. АН СССР», 1973, т. 210, № 6, с. 1405—1408.

Васильев И. Л., Перинова Э. П., Язмир М. М. Вулканогенные формации венда — нижнего кембрия Удино-Витимской зоны и некоторые вопросы их становления.— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. (Тезисы докл. II регионального петрографического совещания). Иркутск, 1974, с. 41—42.

Ватанабе Т. Вулканизм и рудообразование.— В кн.: Вулканизм и рудообразование. Серия «Науки о Земле». М., «Мир», 1973, с. 9—16.

Вершигора В. М., Стучевский Н. И., Тинтерис А. А. Вулканизм рудного Алтая и связь с ним полезных ископаемых.— В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. (Материалы к I конференции по палеовулканизму Средней Сибири). Красноярск, 1970, с. 21—24.

Виноградов Б. К. Об отношении интрузии гранитов к скарнам и оруденению на месторождении Солонго (Западное Забайкалье).— «Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР», Улаң-Удэ, 1972, вып. XV, с. 120—125.

Голдырев Г. С. Конкреции сульфидов железа в донных осадках Байкала.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 202, № 6, с. 1404—1408.

Грешнер С. Г. О происхождении обломочных пород и рудных обособлений висячем боку Сибайского колчеданного месторождения на Южном Урале.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 192, № 3, с. 637—640.

Грешнер С. Г. Природа кислых вулканитов колчеданных рудных полей Урала, условия их формирования и отношение к ним колчеданного оруденения.— В кн.: Ежегодник Института геологии и геохимии УФ АН СССР (основные результаты работ 1969 г.). Свердловск, 1970, с. 166—170.

Грешнер С. Г., Чувашов Б. И., Богданова Е. И. О находках органических остатков в слоистых породах висячего бока Учалинского колчеданного месторождения (Южный Урал).— В кн.: Ежегодник Института геологии и геохимии УФ АН СССР (основные результаты работ 1969 г.). Свердловск, 1970, с. 171—178.

Демидов В. В. Основные черты осадконакопления рудовмещающей толщи колчеданно-полиметаллического месторождения Озерное (Западное Забайкалье).— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 6. ч. I. Чита, 1969, с. 203—206. (Записки Забайк. филиала геогр. о-ва СССР, вып. XXXV).

Дербигов И. В. О тектонических и палеогеографических условиях полиметаллического рудообразования в Рудном Алтае.— «Труды СНИИГГиМС», 1963, вып. 25, с. 119—140.

Дзоцендзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969. 343 с.

Дзоцендзе Г. С. Горячие рассолы Красного моря и вопросы вулканогенно-осадочного рудогенеза.— «Геол. рудных местор.», 1972, № 5, с. 3—21.

Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Лапин Б. Н. Положение гидротермально-метасоматического и вулканогенно-осадочного колчеданно-полиметаллического оруденения в процессе развития вулканогенно-осадочного колчеданно-полиметаллического оруденения в специализации вулканических поясов и вулканогенно-осадочных структур Дальнего Востока и других районов СССР. (Материалы VI Всесоюзного металлогенического совещания по проблемам металлогении Тихоокеанского рудного пояса). Владивосток, 1971, с. 135—138.

Дистанов Э. Г. Рудные формации колчеданно-полиметаллических месторождений юга Сибири.— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972, с. 65—76.

Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Тарасова Р. С. Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (Западное Забайкалье).— «Геол. рудных местор.», 1972, № 3, с. 3—22.

Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р. Текстуры и структуры гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения. Новосибирск, «Наука», 1975. 72 с.

Донец А. И. Геологическое строение Озернинского рудного узла (Бурятия) и закономерности размещения в его пределах сульфидного оруденения. Автореф. канд. дис. М., 1972. 22 с.

Еханин Г. М. Об эффузивах матирахской свиты быскарской серии бассейна р. Чулым (Минусинская котловина).— В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири.

(Материалы к I конференции по палеовулканизму Средней Сибири). Красноярск, 1970, с. 87—88.

Жалсабон Д., Лямина Н. А., Максимова Э. А., Скрипкина В. В., Перинова Э. П., Языр М. М., Кузьмин И. Я. Магматические формации Западного Забайкалья.— В кн.: Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию БГУ. Улан-Удэ, 1967, с. 68—74.

Журавлева И. Т. Археоциаты Сибирской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1960. 346 с.

Зайков В. В. Раннекаледонские вулcano-тектонические структуры и колчеданное оруденение (на примере Тувы).— В кн.: Металлогеническая специализация вулканических поясов и вулcano-тектонических структур Дальнего Востока и других районов СССР. (Материалы VI Всесоюзного металлогенического совещания по проблемам металлогении Тихоокеанского рудного пояса). Владивосток, 1971, с. 142—145.

Иванов Б. В. Структурные позиции зон кислого вулканизма Восточной Камчатки.— В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. (Материалы к I конференции по палеовулканизму Средней Сибири). Красноярск, 1970, с. 38—39.

Иванов С. Н. Генезис рудных месторождений колчеданного типа в связи с развитием геосинклинального магматизма и метаморфизма.— В кн.: Проблемы генезиса руд. М., «Наука», 1964, с. 118—127.

Иванов С. Н. Особенности образования геосинклинальных месторождений, связанных с базальтоидными гидротермами. Материалы ко Второму Уральскому петрографическому совещанию. Ч. 1. Свердловск, 1966, с. 20—23.

Иванов С. Н. О гидротермально-осадочном рудообразовании (рецензия на книгу Н. С. Скрипченко).— «Геол. рудных местор.», 1968, № 1, с. 128—132.

Иванов С. Н., Рокачев С. А. Происхождение сульфидных обломковидных обособлений в надрудных толщах колчеданных месторождений (на примере месторождения им. XIX партсъезда на Южном Урале).— «Геол. рудных местор.», 1966, № 6, с. 66—79.

Ильясов Г. С., Аржаватин П. В. Петрографические и петрохимические особенности рудовмещающих пород медноколчеданного месторождения им. XIX партсъезда.— В кн.: Геолого-минералогические особенности меднорудных месторождений Южного Урала, Уфа, 1962, с. 3—22.

Калугина Т. И., Калугин А. С. К методике количественного исследования вулканогенных формаций.— В кн.: Вулканические и вулcano-плутонические формации. (Труды II Всесоюз. вулканологического совещания). Т. 2. М., «Наука», 1966, с. 159—171.

Каретин Ю. С. Выделение типов вулканической деятельности в палеовулканических областях на примере зеленокаменной полосы Среднего Урала.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 192, № 6, с. 1327—1330.

Каретин Ю. С. О типах вулканической деятельности в палеовулканических областях (на примере Среднего Урала).— В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. (Материалы к I конференции по палеовулканизму Средней Сибири). Красноярск, 1970, с. 145—149.

Классификация вулканогенных обломочных горных пород. М., Геолтехиздат, 1962. 19 с.

Ковалев К. Р., Дистанов Э. Г., Кочеткова М. В., Бусленко А. И. Процессы гидротермально-осадочного отложения рудного вещества, диагенеза и метаморфизма руд Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения.— В кн.: Стратиформные месторождения цветных металлов. Чита, 1971, с. 88—91. (Записки Забайк. филиала геогр. о-ва СССР, вып. III).

Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения (на примере краснокаменноизмененных вулканогенных пород Казахстана). М., «Недра», 1967. 331 с.

Кормилицын В. С. О новой колчеданоносной провинции в Западном Забайкалье.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 168, № 4, с. 878—881.

Кормилицын В. С. Новые полиметаллические рудные районы в складчатом обрам-

лении юга Сибирской платформы.— В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. Л., 1968, с. 210—222. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 155).

Королюк И. К. Биогермные образования Западного Прибайкалья.— В кн.: Ископаемые рифы и методика их изучения. Свердловск, 1968, с. 55—71. (Труды 3-й палеоэкол.-литолог. сессии УФ АН СССР).

Котляр В. Н., Сейранян В. Б. Некоторые особенности вулканогенных месторождений Алаверди-Кафанской металлогенической зоны.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 1, с. 169—171.

Крапивин А. Г. О возможности рифогенного происхождения тремолитовых мраморов бассейна реки Абчады (Северное Прибайкалье).— «Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР», Улан-Удэ, 1972, вып. XV, с. 50—56.

Крашенинников Г. Ф. Фацции, генетические типы, формации.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1962, № 8, с. 3—13.

Крупский А. А., Рукавец В. Ф. Нижнепалеозойские формации Курбино-Еравнинского рудного района.— В кн.: Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию БГУ. Улан-Удэ, 1967, с. 43—47.

Крупский А. А., Рукавец В. Ф. Структурно-металлогенические особенности каледонид Курбино-Еравнинского рудного района (Западное Забайкалье).— В кн.: Геосинклинальные пояса Центральной Азии (Тектоника Забайкалья). Материалы к X сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Улан-Удэ, 1973, с. 200—201.

Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. Общие принципы и методы выделения рудных формаций и их систематики.— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972, с. 7—22.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.

Лапин Б. Н. Атлас структур девонских вулканогенных пород Горного Алтая. М., «Наука», 1965. 127 с.

Лапин В. Н. Нижнепалеозойский вулканизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение в Северо-Восточной Туве.— В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1968, с. 341—362.

Лапин Б. Н. Атлас структур кембрийских вулканогенных пород Тувы. Новосибирск, «Наука», 1972. 138 с.

Лапухов А. С. Диффузионный перенос свинца и цинка сквозь водонасыщенные горные породы (экспериментальные данные).— В кн.: Физика и физико-химия рудообразующих процессов. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 17—31.

Лебедев Л. М. О современном отложении самородного свинца из термальных растворов Челекена.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 174, № 1, с. 197—200.

Лебедев Л. М. Современное образование сфалерита в производственных сооружениях Челекенского месторождения.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 175, № 4, с. 920—923.

Ленных И. В. Основные вопросы геологии колчеданных месторождений Южного Урала.— В кн.: Вопросы геологии и происхождения колчеданных месторождений Урала. Свердловск, 1959, с. 79—92. (Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, вып. 43).

Литвиновский Б. А. Новая среднепалеозойская вулканогенная формация в Западном Забайкалье и некоторые вопросы ее металлогении.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья. Вып. 10, Чита, 1973, с. 7—10. (Записки Забайк. филиала геогр. о-ва СССР, вып. LXXXIX).

Литвиновский Б. А., Каперская Ю. Н. Основные черты химизма палеозойских и раннепалеозойских вулкаников юга Витимского плоскогорья.— В кн.: Материалы по геологии, геохимии и петрограф. Забайкалья, 1974, вып. 5, с. 14—20.

Логинов В. П. Метаморфизованные колчеданные гальки в верхнесилурийских конгломератах Левихи (Южный Урал).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1956, № 6, с. 92—100.

Луцицкий И. В., Бровков Г. Н., Пилипенко В. И. Проблемы палеовулканологии и палеовулканологические карты.— «Труды лаборатории палеовулканол.», 1964, вып. 3, с. 12—21.

- Луцицкий И. В.** Основы палеовулканизма. Т. 2. М., «Наука». 383 с.
- Любалинская З. П., Семенов Г. Г.** Тектоническое положение геосинклинальных вулканогенных формаций нижнего кембрия в Западном Саяне.— В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. (Материалы к I конференции по палеовулканизму Средней Сибири). Красноярск, 1970, с. 44—45.
- Малеев Е. Ф.** Вулканокластические горные породы. М., Гостеолтехиздат. 1963. 168 с.
- Малеев Е. Ф.** Влияние типов извержений на формирование вулканогенных фаций и формаций.— В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М., «Наука», 1966, с. 5—13. (Труды 2-го Всесоюз. вулканол. совещания, т. II).
- Марков К. К.** Палеогеография. М., Изд-во МГУ, 1960. 268 с.
- Матюхин Н. Е.** К вопросу о структурно-тектоническом положении Озерного месторождения.— «Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР», Улан-Удэ, 1970, вып. XIII, с. 3—10.
- Матюхин Н. Е., Сливинский А. А., Гаврилов О. И.** К вопросу о структурно-тектоническом положении месторождений черных и цветных металлов Еравнинского рудного района.— В кн.: Геосинклинальные пояса Центральной Азии (Тектоника Забайкалья). Материалы к X сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Улан-Удэ, 1973, с. 201—203.
- Мацукума Т., Хорикоси Е.** Обзор месторождений Куроко в Японии.— В кн.: Вулканизм и рудообразование. Серия «Науки о Земле». М., «Мир», 1973, с. 129—151.
- Михайлова Н. А.** Методика составления крупномасштабных литолого-фациальных и палеогеографических карт. М., «Наука», 1973. 54 с.
- Мушкин И. В., Корсаков В. С., Асатулаев Н. Р., Барковская Е. И., Зонов В. И., Ким О. И., Лошкин Ю. И., Огарев Д. М., Сабдюшев Ш. Ш., Сорокин Э. С., Старцев О. А., Чукаров Е. В.** Вулканогенные формации Западного Узбекистана, особенности их тектонического размещения и рудоносности.— В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. (Материалы к I конференции по палеовулканизму Средней Сибири). Красноярск, 1970, с. 24—30.
- Нефедьев М. А.** Эффективность геофизических методов при изучении структуры и оценке перспективности Озерного рудного узла (Западное Забайкалье). Автореф. канд. дис. Иркутск, 1975. 28 с.
- Нечеухин В. М.** Типы рудовмещающих структур колчеданных месторождений Урала.— В кн.: Ежегодник Института геологии и геохимии УФ АН СССР (основные результаты работ 1972 г.). Свердловск, 1973, с. 158—161.
- Основы научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых.**— В кн.: Медные и свинцово-цинковые стратифицированные месторождения. Вып. 5. М., 1971. 185 с.
- Парк Ч. Ф., Мак-Дормид Р. О.** Рудные месторождения. М., «Мир», 1966, 545 с.
- Пастухов И. П.** Новое о возрасте медноколчеданных месторождений на Южном Урале.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Вып. 1. М., Гостеолтехиздат, 1956, с. 59—63.
- Пастухов И. П.** Некоторые особенности колчеданного месторождения им. XIX партсъезда (Южный Урал).— «Материалы по геологии цветных, редких и благородных металлов», М., 1961, вып. 5, с. 44—54.
- Петровская Н. В.** О минеральных ассоциациях и некоторых условиях формирования колчеданных месторождений Южного Урала.— «Геол. рудных местор.», 1961, № 2, с. 23—44.
- Петровская Н. В.** Ассоциации рудообразующих минералов, элементы строения рудных тел и некоторые черты генезиса Сибайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал).— «Труды ЦНИГРИ», 1961, вып. 40, с. 56—103.
- Погоня-Стефанович Ю. Ф.** Некоторые вопросы формирования вулканогенной толщи нижнего — среднего девона Минусинской котловины.— В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. (Материалы к I конференции по палеовулканизму Средней Сибири). Красноярск, 1970, с. 80—82.

Попов В. М. Анизотропия рудовмещающих толщ и ее действительная роль в формировании пластовых сульфидных месторождений.— В кн.: Стратиформные месторождения цветных металлов. Чита, 1971, с. 5—8 (Записки Забайк. филиала геогр. о-ва СССР, вып. III).

Попов В. М. Стратиформные месторождения докембрия.— В кн.: Материалы к X Всесоюзному литологическому совещанию. (Тезисы докладов). М., 1973, с. 351—355.

Прахова Е. Ф., Рокачев С. А. Формирование руд колчеданных месторождений Урала.— «Труды Ин-та геологии и геохимии УФ АН СССР», 1969, вып. 80. 100 с.

Происхождение свинцово-цинковых месторождений в Известняковых Альпах.— «Новости зарубежной геологии», вып. 12. 1959. 66 с.

Рейнолдс Р. Факторы, контролирующие локализацию рудных месторождений в районе Шарлсберг, свинцово-цинковый горный округ Висконсин-Иллинойс.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений, вып. 2. М., «Мир», 1964, с. 377—414.

Рипп Г. С., Белоголовов В. Р., Буров Л. А. Некоторые вопросы химизма формирования колчеданно-полиметаллических месторождений Западного Забайкалья.— В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья, вып. 3. Чита, Изд-во Забайк. филиала геогр. о-ва СССР, 1967, с. 93—96.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964. 437 с.

Рокачев С. А. Новые данные о сульфидных обломковидных обособлениях в рудопокрывающей толще Сибайского месторождения на Урале.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 162, № 5, с. 1138—1141.

Рокачев С. А. Происхождение сульфидных обломковидных обособлений в породах кровли колчеданных месторождений Южного Урала. Автореф. канд. дис. Свердловск, 1966. 22 с.

Сагло В. В. Девонский вулканизм и колчеданное оруденение Южного Урала.— В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. (Материалы к I конференции по палеовулканизму Средней Сибири). Красноярск, 1970, с. 19—21.

Сейранян В. Б. Зональность колчеданных месторождений (на примере Северной Армении).— «Докл. АН СССР», 1973, т. 211, № 2, с. 420—421.

Селиверстова М. И., Иванов Г. М. О вулканогенном происхождении некоторых железорудных месторождений Юго-Восточного Алтая.— В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. (Материалы к I конференции по палеовулканизму Средней Сибири). Красноярск, 1970, с. 47—50.

Скрипиль В. И. О строении вулканогенных толщ Гайского рудного поля и размещений в них колчеданного оруденения.— «Геол. рудных местор.», 1961, № 1, с. 80—91.

Скрипченко Н. С. Первичная зональность в медноколчеданных месторождениях. М., «Недра», 1964, с. 128—138. (XXII сессия МГК. Докл. сов. геологов. Проблемы генезиса руд).

Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). М., «Недра», 1966. 291 с.

Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М., «Недра», 1972. 213 с.

Смирнов В. И. Соотношение эндогенного и экзогенного рудообразования в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах. М., «Недра», 1964, с. 111—117. (XXII сессия МГК. Докл. сов. геологов. Проблемы генезиса руд).

Смирнов В. И. Колчеданные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 586—647.

Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. О рудных гальках в породах кровли Урупского медноколчеданного месторождения на Северном Кавказе.— «Докл. АН СССР», 1959, т. 126, № 1, с. 142—143.

Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1960, № 2, с. 3—15.

Смирнов Г. А., Федорова Г. Г. Роль механического перераспределения частиц в осадках при диагенезе в образовании слоистости.— «Докл. АН СССР», 1959, т. 129, № 4, с. 908—911.

Снайдер Ф. Г., Гердеман П. Э. Геология свинцовых месторождений юго-восточной части штата Миссури.— В кн.: Рудные месторождения США. Т. 1. Серия «Науки о Земле». М., «Мир», 1972, с. 42—79.

Страхов М. Н. К познанию подводного вулканогенно-осадочного рудообразования.— В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., «Наука», 1965, с. 11—23.

Тарасова Р. С., Близнюк М. В., Бабкин И. Н. О формационном типе и генезисе свинцово-цинкового колчеданного месторождения Озерного.— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972, с. 79—97.

Условные обозначения и методические указания по составлению атласа литолого-палеогеографических карт СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962. 46 с.

Филько А. С., Бабкин И. Н., Тарасова Р. С. Озерное свинцово-цинковое месторождение.— «Разведка и охрана недр», 1967, № 3, с. 18—21.

Филько А. С., Тарасова Р. С. Геологическое строение и методика разведки Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения.— «Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР», Улан-Удэ, 1969, вып. XII, с. 153—167.

Формозова Л. Н. Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. 2. М., «Недра», 1968, с. 7—153. (Труды ГИН АН СССР, вып. 196).

Фремд Г. М. Типизация и генезис палеовулканов и отрицательных вулканотектонических структур.— В кн.: Палеовулканы и вулканотектонические структуры. Владивосток, 1971, с. 7—25. (Труды лаборатории палеовулканологии ДВПИ, вып. 4).

Хетагуров Г. В. Об условиях образования колчеданно-полиметаллических месторождений Буринского рудного поля. (Центральный Кавказ).— «Докл. АН СССР», 1973, т. 212, № 1, с. 180—183.

Хрянина Л. П. О нижнекембрийских интрузиях автомагматических брекчий в Северной Бурятии.— В кн.: Материалы к конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию БГУ. Улан-Удэ, 1967, с. 114—116.

Хрянина Л. П. Об особенностях развития эффузивного магматизма в верхней части олдындинской свиты на юге Витимского плоскогорья.— В кн.: Материалы к конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию БГУ. Улан-Удэ, 1967, с. 107—110.

Хорикоси Е., Сато Т. Вулканическая деятельность и рудные месторождения на руднике Косака.— В кн.: Вулканизм и рудообразование. Серия «Науки о Земле». М., «Мир», 1973, с. 151—162.

Царёв Д. И. Общегеологические факты о гидротермально-метасоматическом генезисе колчеданно-полиметаллических месторождений Бурятии.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири, т. III. (Материалы научной конференции). Изд-во ТГУ, Томск, 1974, с. 174—176.

Шобогоров П. Ч. О Северо-Байкальской колчеданно-полиметаллической провинции.— «Материалы по геологии, геохимии и петрографии Забайкалья», вып. 3, Улан-Удэ, 1971, с. 3—10.

Шуйский В. П., Мухина В. П. Палеогеографическое положение и некоторые данные о литологии нижнедевонских и нижнеэйфельских рифов Урала.— В кн.: Ископаемые рифы и методика их изучения. Свердловск, 1968, с. 89—115. (Труды 3-й палеозоолого-литологической сессии УФ АН СССР).

Щерба Г. Н. Магматическая дифференциация — один из процессов генерации полиметаллического оруденения в Казахстане.— «Труды лаборатории палеовулканологии», 1964, вып. 3, с. 324—326.

Щерба Г. Н. Связь рудных месторождений Казахстана с герцинским вулканизмом.— В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., «Недра», 1965, с. 71—87.

Щерба Г. Н. Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений рудного Алтая.— «Сов. геология», 1968, № 6, с. 49—69.

Эмри К., Хант Дж., Хейс Э. Общий обзор проблемы термальных рассолов и рудных осадков Красного моря.— В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., «Мир», 1974, с. 7—25.

Язмир М. М. К вопросу о морфолого-генетической классификации биогермов.— «Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР», Улан-Удэ, 1961, вып. VI, с. 52—59.

Язмир М. М. О новом местонахождении биогенных известняков с фауной археоциат.— «Материалы по геологии и полезным ископ. БурАССР», Улан-Удэ, 1961₂, вып. VII, с. 165—169.

Язмир М. М. Региональные биостратиграфические шкалы раннего палеозоя Бурятии.— В кн.: Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию БГУ, Улан-Удэ, 1967, с. 38—43.

Язмир М. М., Перинова Э. П., Алексеев В. И. Стратиграфия и формации раннего палеозоя Удино-Витимской зоны и ее дальнейшее подразделение.— В кн.: Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию БГУ, Улан-Удэ, 1967, с. 33—38.

Язмир М. М. Биостратиграфия и археоциаты раннего палеозоя Байкало-Витимской горной страны. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1968. 28 с.

Язмир М. М. О распределении ископаемых форм в разрезах олдындинской свиты западной части Еравнинской зоны.— «Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР», Улан-Удэ, 1972, вып. XX, с. 57—65.

Ярош П. Я. Первичные формы выделения пирита в стратифицированных сульфидных месторождениях Озерном (Бурятия) и Жайрем (Центральный Казахстан).— В кн.: Ежегодник Института геологии и геохимии УФ АН СССР (основные результаты работ 1972 г.). Свердловск, 1973, с. 176—180.

Bischoff J. L. Reg Sea geothermal Brine Deposits: Their Mineralogy, Chemistry and Genesis. Hot Brines and Resent Heavy Metal Deposits in the Reg Sea. Edited by E. Degens and D. Ross. Springer-Verlag, N.-Y., 1969, p. 368—401.

Bischoff J. L., Sayles F. L. Porefluid and mineralogical studies of recent marine sediments: Bauer depression region of East Pacific Rise.— "J. Sediment. Petrol.", 1972, 42, N 3, p. 711—724.

Garrels R. M., Dreger R. M. Mechanism of limestone replacement at low temperatures and pressures.— "Geol. Soc. Am. Bull.", 1952, 63, p. 325—379.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Краткий очерк геологического строения Еравнинского рудного поля	6
Глава II. Очерк стратиграфии нижнекембрийских отложений	14
Характеристика опорных разрезов	15
Юго-восточная часть профиля I—I	—
Участок Озерный	24
Критерий расчленения и корреляции нижнекембрийских отложений	26
Особенности состава и строения пачек и горизонтов по латерали	30
Глава III. Генетические типы и фации нижнекембрийских отложений	36
Первый генетический тип. Вулканогенные образования	—
Эффузивные фации	37
Пирокластические фации	38
Второй генетический тип. Вулканогенно-осадочные образования	50
Фации открытого мелководного морского бассейна, прилегающего к зоне вулканизма	51
Фации бассейнов с застойным гидродинамическим режимом	53
Третий генетический тип. Нормально-осадочные мелководные морские отложения области активного вулканизма	—
Фации открытого мелководного морского бассейна	—
Фации бассейнов с застойным гидродинамическим режимом	56
Четвертый генетический тип. Рифогенные образования	56
Группа эксгалационно-осадочных фаций	59
Фации колчеданных руд	60
Фации колчеданно-сидеритовых и сидеритовых руд	63
Фации сульфидно-гематитовых и гематитовых руд	—
Рудокласты	67
Глава IV. Реконструкции условий накопления нижнекембрийских отложений, литолого-палеогеографические карты	73
Период накопления II пачки	75
Период накопления III пачки	76
Период накопления IV пачки	78
Период накопления V пачки	81
Период накопления VI пачки	84
Глава V. Основные черты процессов формирования рудоносной толщи	90
Вулканические процессы и их роль в накоплении рудоносной толщи	—
Условия формирования вулканогенно-осадочных отложений	93
Особенности накопления нормально-осадочных отложений	94
Процессы рифообразования	95
Некоторые особенности процесса гидротермально-осадочного рудообразования	—
Глава VI. Формационная принадлежность и палеотектонические факторы накопления рудоносной толщи	107
Формационная принадлежность рудоносной толщи	—
Особенности структурного плана Еравнинского прогиба	110
Палеотектонические факторы локализации гидротермально-осадочного оруденения	111
Заключение	114
Литература	117

Игорь Леонидович Васильев

ГЕОЛОГИЯ ЕРАВНИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Ответственный редактор

Станислав Андреевич Гурулев

Редактор *Л. И. Замуло*

Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*

Художник *М. М. Погребинский*

Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*

Корректоры *М. В. Ржевцева, К. И. Сергеева*

Сдано в набор 9 сентября 1976 г. Подписано в печать 3 мая 1977 г. МН 10047. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 1. 8 печ. л., 11,2 усл. печ. л.+бандероль, 13 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. Заказ № 257. Цена 1 р. 30 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск-99, Советская, 18.
4-я типография изд-ва «Наука». 630077, Новосибирск-77, Станиславского, 25.

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовит к выпуску следующие книги:

- Петрология и метаморфизм древних офиолитов.**
Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири
Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области
Золотухин В. В., Щедрин Н. Ф. Дифференцированные интрузии Имангдинского рудного узла
Кулебакин В. Г. Бактериальное выщелачивание сульфидных минералов
Турутанов Е. Х., Зорин Ю. А. Глубинное строение гранитных плутонов Монголии и Забайкалья
Феоктистов Г. Д. Петрология и условия формирования трапповых силлов
Зятыкова Л. К. Структурная геоморфология Алтае-Саянской горной области
Ушаков Г. Д. Аппаратура и методы изучения деформаций горных пород

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22.

Магазин «Наука».

Цена 1 р. 30 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ