

ГИР

Е. А. СОКОЛОВА

МАРГАНЦЕНОСНОСТЬ ВУЛКАНОГЕННО- ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Е. А. СОКОЛОВА

МАРГАНЦЕНОСНОСТЬ
ВУЛКАНОГЕННО-
ОСАДОЧНЫХ
ФОРМАЦИЙ

Труды, вып. 360



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1982

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute
E.A. Sokolova
**MANGANESE-BEARING
VOLCANOGENO-SEDIMENTARY FORMATIONS**

Transactions, vol. 360

Соколова Е.А. Марганценоность вулканогенно-осадочных формаций. М.: Наука, 1982 (Тр./ГИН; Вып. 360).

Монография является первой крупной сводкой по проблеме марганценоности вулканогенно-осадочных формаций. Она состоит из двух разделов: в первом из них рассматриваются формации мезо-кайнозойского возраста, развитые в Тихоокеанском поясе, во втором – палеозойские формации Евразии (те из них, с которыми связаны марганцевые месторождения СССР). Анализ изученного материала позволил установить характер связей марганцевого оруденения с определенными типами формаций, выявить особенности рудоносности формаций, отвечающих разным стадиям геосинклинального процесса, сформулировать основные закономерности локализации марганцевых месторождений в вулканогенно-осадочных формациях.

В работе прослежена эволюция марганцевого вулканогенно-осадочного рудообразования во времени и изложена концепция об определяющем значении вулканического источника рудного вещества.

Табл. 36. Ил. 49. Библиогр. 214 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
В.А. Крашенинников, В.Г. Гербова, П.П. Тимофеев

Ответственный редактор

И.В. Хворова

Editorial board:

Academician *A.V. Peive* (editor-in-chief),
V.A. Krashennnikov, V.G. Gerbova, P.P. Timofeev

Responsible editor

I.V. Khvorova

ВВЕДЕНИЕ

Проблема марганценосности вулканогенно-осадочных формаций очень сложна и многообразна. Это связано как с особенностями состава и строения этих образований, так и с генетической спецификой заключенных в них марганцевых месторождений. До последнего времени рассматривались преимущественно вопросы марганценосности только отдельных формаций этой категории, т.е. работы носили главным образом региональный характер и не преследовали своей целью выявление общих закономерностей возникновения и размещения рудных концентраций в вулканогенно-осадочных формациях.

Настоящее исследование направлено на то, чтобы вскрыть и обосновать именно общие закономерности локализации марганцевых руд в вулканогенно-осадочных формациях. Необходимость этого обобщения диктовалась нуждами практической геологии, и, кроме того, оно позволяло сделать ряд теоретических выводов, значительно расширяющих представления о вулканогенно-осадочном типе рудо- и литогенеза в целом и способствующих развитию этого направления в литологии.

В составе определенных типов вулканогенно-осадочных формаций часто встречаются марганцевые месторождения, руды которых, судя по целому ряду признаков, накапливались осадочным путем. Это положение достаточно аргументировано и в настоящее время разделяется подавляющим большинством геологов. Наряду с этим работами многих исследователей, в том числе и автора, было показано, что осадочный способ накопления рудного вещества ни в какой мере не снимает вопроса об его источнике и что в зависимости от решения этого вопроса находится и выработка поисковых критериев на данный вид полезного ископаемого.

В отношении источника соединений марганца (так же, как железа и кремнезема) существуют две основные точки зрения. Согласно первой из них, рудные соединения выносились в бассейн седиментации из коры выветривания (теория растворов выветривания [25, 26]); согласно второй (вулканогенно-осадочная концепция) — их поступление связывается с вулканической деятельностью, синхронной накоплению рудовмещающих толщ [36, 37, 133, 145, 150].

Долгое время теория растворов выветривания была господствующей, но по мере накопления фактического материала число сторонников концепции вулканогенно-осадочного рудообразования заметно возросло¹. В первую очередь были пересмотрены генетические представления, касающиеся марганцевых месторождений в тех толщах, в которых значительная роль принадлежит вулканитам, затем в толщах осадочных пород, только косвенно связанных с собственно вулканическими образованиями (разной степени удаленности периферические части вулканических областей, осадочные толщи, во времени сменяющие вулканические формации, и т.д.). В результате было установлено, что вопреки прежним представлениям многие марганцевые месторождения, в том числе и промышленные, образовались за счет привноса рудных соединений, связанного с вулканическими процессами, и что размещение этих месторождений контролируется не положением

¹ В работе не рассматривается современное рудообразование. Следует отметить, однако, что последними исследованиями [10, 12, 54, 116, 117] показано, что современные эксгалации являются поставщиками больших количеств рудных, в том числе и марганцевых, соединений. Эти наблюдения служат дополнительным подтверждением того, что роль вулканических поступлений в общем балансе рудного вещества значительна.

береговой линии, как это следует ожидать в случае поступления продуктивных растворов с суши, а какими-то иными факторами. Выявление этих факторов становилось первоочередной задачей, от решения которой зависела правильность определения поисковых критериев на марганцевые руды вулканогенно-осадочного происхождения и выработка основы для их научного прогнозирования. Создававшееся положение обусловило актуальность настоящего исследования, которое, помимо теоретического значения, приобрело и практическую ценность.

Вулканогенно-осадочные формации являются специфическими образованиями, что определяется прежде всего сочетанием в них пород, имеющих эндогенное и экзогенное происхождение. Более того, многие члены этих формаций сложены веществом, привнесённым в бассейн седиментации вулканическими источниками, но отложившимся осадочным путем. Подобным образованиям, в числе которых часто бывают и марганцевые руды, при их несомненной связи с вулканическим процессом свойственны текстурные и структурные особенности, присущие обычным осадочным породам, что очень затрудняет их генетическую интерпретацию.

Генетическая разнородность отложений в составе вулканогенно-осадочных формаций требует особого подхода как к изучению этих ассоциаций пород в целом, так и связанных с ними полезных ископаемых, закономерности размещения которых оказываются очень сложными. Эта сложность обусловлена многообразием факторов, определяющих возникновение и место локализации рудных концентраций. Распределение их одновременно может находиться под литологическим, фаціальным, стратиграфическим и тектоническим контролем. Поэтому для выяснения генезиса и закономерностей размещения руд последние должны изучаться не обособленно, а с привлечением более широких геологических данных, позволяющих вскрыть связь рудонакопления с определенными типами вулканической деятельности и тектоническими этапами развития земной коры с той или иной палеогеографической обстановкой и другими факторами.

При всей сложности и многообразии вулканогенно-осадочных формаций им свойственна одна особенность, в значительной мере облегчающая их изучение. Эта особенность заключается в том, что входящие в состав формаций породы образуют довольно устойчивые парагенезы, занимающие закономерное положение в теле формаций. Подчиняются этим закономерностям и рудные члены. Поэтому при исследовании вулканогенно-осадочных формаций наиболее рациональным является выявление и последующее изучение реально существующих парагенезов пород, так как именно этот подход позволяет определить ряд эмпирических закономерностей размещения в них полезных ископаемых, тех закономерностей, которые ускользают, если рассматривать рудные концентрации в отрыве от вмещающих их ассоциаций пород.

Закономерности, установленные эмпирическим путем, несомненно, нуждаются в дополнительной расшифровке, так как они обусловлены сложным сочетанием различных факторов, характер и степень значимости которых должны быть вскрыты. Это достигается применением при изучении формаций всевозможных методов геологических исследований, в первую очередь литологических, степень использования каждого из которых определяется особенностями конкретных объектов и характером задач, намеченных к разрешению. Так, например, при рассмотрении тех типов вулканогенно-осадочных формаций, в которых осадочная составляющая явно преобладает над вулканической, большое значение приобретает фаціальный анализ, в других случаях интересы исследования требуют детального петрографического изучения магматических пород или же минералогического состава и текстурно-структурных особенностей самих руд и т.д. Возможность целеустремленного исследования суммарного результата геологических явлений составляет важную особенность метода формационного анализа, и именно эта особенность метода позволила прийти к тем выводам, которые сформулированы в заключительной части работы.

В монографии обобщаются результаты многолетних исследований автора, посвященных изучению марганценосных вулканогенно-осадочных формаций, представленных как на территории Советского Союза, так и за рубежом. Непосредственно в поле изучались формации, включающие месторождения Атасуйской и Джебдинской групп в Центральном Казахстане, Усинский формационный комп-

лекс и связанное с ним одноименное месторождение марганца в Кузнецком Алатау, марганценосная формация Эль-Кобре на Кубе.

Собранные материалы анализировались в сравнительном аспекте (с широким привлечением литературных данных), что позволило перейти от решения частных вопросов (выяснение генезиса отдельных месторождений, особенностей их положения в пределах конкретных формаций и т.д.) к закономерностям общего плана, т.е. качественно иному, более высокому уровню исследования.

В работе впервые сделана попытка увязать рассмотренные формации с современной схемой развития геосинклинальных областей, включающей три стадии: океаническую (начальную), переходную и континентальную (завершающую) и дать приблизительную оценку перспектив марганценосности каждой из этих стадий².

В начале работы излагается основная позиция автора в вопросе формационного анализа и рассматриваются принципы выделения и систематики вулканогенно-осадочных формаций. Последующие главы группируются в двух разделах. В первом из них (главы 1-4) дается характеристика особенностей состава, строения и марганценосности вулканогенно-осадочных формаций мезо-кайнозойского возраста, развитых в Тихоокеанском поясе, во втором (главы 5-10) в том же аспекте анализируются некоторые палеозойские формации Евразии (те из них, с которыми связаны марганцевые месторождения СССР). В каждом из разделов рассматриваются конкретные формации или их типы, отвечающие начальной, переходной и завершающей стадиям геосинклинального процесса, и выявляются их основные черты.

Заклчение основано на сравнительном анализе выводов, вытекающих из рассмотрения формации мезо-кайнозойской и палеозойской групп.

Работа выполнена в лаборатории литологии вулканогенно-осадочных формаций Геологического института АН СССР. Многие вопросы, затрагиваемые в работе и касающиеся общих излагаемых в ней принципов, обсуждались с И.В. Хворовой, П.П. Тимофеевым, В.Н. Холодовым, Л.Н. Формозовой, Н.А. Штрейсом, А.В. Лукьяновым, Ю.А. Лаврушиным и другими, которым автор приносит большую благодарность и признателен за ценные указания и замечания.

Особенности геологического строения отдельных рассматриваемых в настоящей работе регионов обсуждались со специалистами, занимающимися их детальным изучением. Автор искренне благодарен этим геологам, в числе которых Ю.М. Пушаровский, М. Г. Ломизе, А.А. Рожнов, С.М. Миртова, Е.Н. Меланхолина, В.А. Голубовский, В.В. Коптева, Л.И. Кулик, Е.А. Панских, за высказанные соображения и полученную от них информацию.

Автор считает своим долгом принести благодарность П.Ф. Андрущенко, В.В. Калинину, В.И. Степанову, Э.С. Залманзон за неоднократные консультации по вопросам минералогии и химического состава рудного вещества.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ, ИХ ВЫДЕЛЕНИЕ И ПРИНЦИПЫ СИСТЕМАТИКИ

В настоящее время не существует единства взглядов по основным проблемам формационного учения. Представители различных геологических школ придерживаются в принципе отличных методов выделения формаций, что весьма затрудняет использование литературного материала и особенно проведение сравнительных исследований. Рассмотрение существующих аспектов в определении формаций не входит в задачи настоящей работы, однако в силу создавшегося положения ее целесообразно начать с изложения тех принципов, которых мы придерживаемся при выделении и систематике формаций.

Вслед за Н.С. Шатским [144 - 146] и Н.П. Херасковым [132] под формациями понимаются естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных

² Имеется в виду концепция, согласно которой в основе геосинклинального процесса лежит вещественное преобразование земной коры океанического типа в континентальную. Это преобразование осуществляется путем постепенного наращивания гранитно-метаморфического слоя [60, 69, 76, 77, 79, 80, 81].

пород и ассоциирующих с ними минеральных образований, отдельные члены которых (породы, пачки пород, свиты) парагенетически связаны друг с другом как в латеральном направлении, так и в вертикальной стратиграфической последовательности. В основе этого определения лежит парагенетический подход к изучению явлений природы, подход, позволяющий наиболее объективно оценить реально существующие сообщества пород.

Формации представляют собой закономерно повторяющиеся в пространстве и во времени естественные сообщества пород. Эта особенность и отличает формации от свит и наглядно показывает, что мы имеем дело не со случайными наборами пород, а с их парагенетическими ассоциациями. Именно повторяемостью определенных ассоциаций отложений обусловлено то, что в основу формационного анализа кладется сравнительное изучение материала – только сравнительным путем можно отличить главные члены парагенеза от второстепенных, решить вопрос об ограничениях формаций, выяснить закономерности локализации в них полезных ископаемых и, наконец, перейти от конкретных формаций к их типам. Под конкретными формациями понимаются геологические тела, представленные в каких-то определенных регионах и имеющие определенный возраст. Формационные типы объединяют сходные конкретные формации [132]. Исследования, как правило, начинаются с выделения конкретных формаций, что всегда носит элемент условности. Эта условность будет существовать до тех пор, пока не будет установлена повторяемость данного парагенеза пород в разных местах и в разные эпохи развития земной коры, только подобная повторяемость может являться надежным признаком правильности выделения каких-то естественных ассоциаций пород в формации. Переход от конкретных формаций к их типам, т.е. от частного к общему, несомненно, является качественно новым этапом в процессе познания геологических явлений. В то же время типизация формаций позволяет уточнить некоторые аспекты происхождения конкретных ассоциаций пород, значительно расширяя наши представления об их генетической принадлежности, тектоническом положении и т.д.³

Парагенетический подход к выделению формаций ни в какой мере не умаляет значимости вопроса об их генетической принадлежности. Более того, последователи парагенетического направления считают, что решение генетических проблем (определение генезиса формации в целом, связанных с нею полезных ископаемых присущих ей структур и т.д.) зачастую является конечной целью исследования, т.е. формационный анализ – это путь к решению генетических проблем, он рассматривается как метод познания генетической сущности вещей.

Очень рационально, с нашей точки зрения, подходит к вопросу генезиса формаций К.Л. Волочкович. Этот исследователь пишет: "По мере накопления наших знаний и все более полного познания объекта появляются сведения об их генезисе. В связи с этим понятие "формация" все более наполняется генетическим содержанием; соответственно уточняются границы данной формации и ее строение. В конечном итоге появляются сведения об ее генезисе, которые можно включить и в само название" [26].

После того как формации и их типы выделены эмпирическим путем, они в зависимости от целей дальнейших исследований и для удобства последних могут быть сгруппированы по разным принципам: по их принадлежности к разным тектоническим областям (геосинклинальные, орогенные, платформенные формации) и разным стадиям развития земной коры (океанические, переходные, континентальные), по палеогеографическим (морские, наземные) и климатическим (аридные, гумидные) признакам и т.д. Такой подход, как отмечает Н.А. Штрейс, исключает предвзятость при выделении формаций и дает возможность классифи-

³ Особенности геологического строения или недостаточная геологическая изученность некоторых объектов делают затруднительным выделение на них даже конкретных формаций и приходится говорить о "формационных комплексах". Формационные комплексы, по Н.П. Хераскову, – крупные подразделения, объединяющие несколько конкретных формаций, смежных по возрасту и области распространения. Входящие в состав комплексов формации, как правило, относятся к какой-нибудь одной систематической группе принятой классификации.

шировать реально существующие геологические объекты, не руководствуясь заранее надуманной схемой.

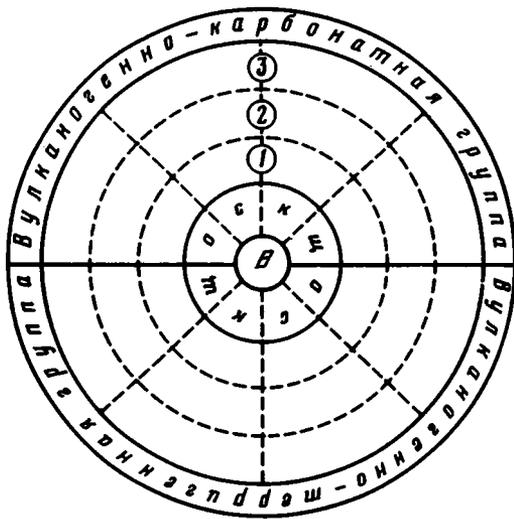
Именно такой путь исследования нашел отражение в трудах Н.С. Шатского [146] и Н.П. Хераскова [132, 134]. Эти исследователи, утверждая, что формации – понятие тектоническое и что их развитие связано с определенными этапами становления земной коры, никогда не выделяли формации по их тектонической принадлежности, они классифицировали выделенные эмпирическим путем парагенезы пород по тектоническим признакам и эти парагенезы служили основой для тектонических построений.

На основе конкретных формаций и даже формационных типов (абстрактные формации) удастся решить только некоторые геологические задачи. Есть проблемы, для разработки которых оказывается необходимым рассмотрение вертикальных и горизонтальных рядов формаций, которые так же, как и сами формации, могут быть конкретными и абстрактными. Сравнение рядов показывает, что смена одних формаций другими осуществляется в определенной последовательности, т.е. является закономерной при определенных тектонических условиях. Если формации можно рассматривать как веки определенных этапов развития земной коры, то анализ формационных рядов дает ключ к расшифровке процесса развития в его динамике.

Формации характеризуются определенным составом и строением присущих им парагенезов пород, и именно эти признаки должны являться определяющими при их выделении. По вещественному составу формации подразделяются на осадочные, вулканогенно-осадочные и магматические. В настоящей работе речь пойдет исключительно о вулканогенно-осадочных формациях, причем о тех их типах, которые несут марганцевое оруденение. Следует сказать, что рудоносные, в том числе и марганцевые, ассоциации пород не рассматриваются как какая-то особая группа или класс формаций. Полезные ископаемые, по Н.С. Шатскому [147], – это те же горные породы, входящие в состав определенных формаций и отличающиеся от прочих членов парагенеза только более редким составом. Имея большую практическую ценность, полезные ископаемые в то же время могут являться второстепенными, необязательными членами парагенезов. Эмпирическим путем устанавливается перспективность формации какого-то определенного типа на те или иные полезные ископаемые. Скажем, выясняется, что с вулканогенно-кремнистыми формациями часто связаны марганцевые руды или, что пестроцветные терригенные формации во многих случаях медоносны и т.д. Это не означает, однако, что все вулканогенно-кремнистые или пестроцветные формации рудоносны. В пределах одного формационного типа наверняка окажутся парагенезы пород, как включающие рудный член, так и без него. Естественно, что в предлагаемой работе внимание сосредоточивается на тех представителях формационных типов, которые несут оруденение.

При характеристике вещественного состава и строения вулканогенно-осадочных формаций необходимо исходить из того, что в них неизменно присутствуют две группы пород – осадочные и вулканогенные, которые могут находиться в различных количественных и качественных соотношениях. На эту специфику вулканогенно-осадочных формаций указывали в своих работах И.В. Хворова [127], Л.Н. Формозова [123, 124], Г.С. Дзоенидзе [35], Е.А. Соколова [104]. На первых этапах исследования (изучение вещественного состава) для систематики вулканогенно-осадочных формаций может быть предложена схема, изображенная на фиг. 1*. В ее основу положено выделение двух крупных групп формаций – вулканогенно-карбонатной и вулканогенно-терригенной, которые соответственно рассматриваются в верхней и нижней частях чертежа. В формациях первой группы осадочная составляющая представлена преимущественно карбонатными образо-

* Впервые круговая диаграмма, иллюстрирующая расположение некоторых железорудных месторождений в вулканогенно-осадочных формациях, была предложена Л.Н. Формозовой [125] и оказалась очень наглядной и пригодной для демонстрации различных представлений. Схема на фиг. 1 не повторяет полностью диаграммы Л.Н. Формозовой, но составлена по тому же принципу.



Фиг. 1. Схема систематики вулканогенно-осадочных формаций по их составу

Химический состав вулканических пород: О - основной, С - средний, К - кислый, Щ - щелочной

В - вулканические формации. Вулканогенно-осадочные формации: 1 - с преобладанием вулканических пород, 2 - с преобладанием осадочных пород, 3 - отдаленно-вулканические

ваниями при подчиненном развитии терригенных пород, во второй - соотношения обратные.

Общий облик формации в значительной мере определяется тем, с какими вулканическими породами и в каком соотношении сочетаются осадочные образования. В зависимости от химического состава парагенетически связанных с осадочными породами вулканитов вулканогенно-карбонатная и вулканогенно-терригенная группы формаций подразделяются на четыре подгруппы: для первой из них характерны вулканиты основного состава (О), затем среднего (С), кислого (К) и щелочного (Щ). На фиг. 1 этим подгруппам соответствуют секторы О, С, К, Щ.

Осадочные породы могут находиться с вулканитами в любых количественных соотношениях. По мере удаления от центра схемы количество осадочных пород в формации постепенно возрастает, а вулканических - соответственно уменьшается. Если в центре схемы располагаются собственно вулканические формации В, то в периферийном направлении они сначала сменяются вулканогенно-осадочными формациями, в которых вулканиты резко преобладают над осадочными образованиями (1), затем формациями, фон которых составляют осадочные породы, а вулканиты подчинены им (2), и, наконец, "отдаленно вулканическими" формациями, в которых материал вулканического происхождения имеет сугубо локальное распространение и часто представлен продуктами фумарольной и гидротермальной деятельности.

Таким образом, положение формаций в группах определяется, с одной стороны, типом родоначального вулканизма, а с другой - количественными соотношениями осадочной и вулканической составляющих парагенезов. От каждой родоначальной вулканической формации берет начало своеобразный формационный ряд, по мере прослеживания которого роль вулканических пород в парагенезах постепенно уменьшается. Таких рядов может быть выделено много. Их частным случаем являются формации зеленокаменно-кремнистой и порфирово-кремнистой групп Н.С. Шатского (случай, когда вулканическая деятельность сопровождалась обильным поступлением кремнезема). Первая группа выражена следующим рядом формаций: вулканогенная (спилито-кератофировая, диабазо-порфирировая), - яшмовая - кремнисто-сланцевая - отдаленно-кремнистая.

Предложенная схема может быть использована только для самой общей, первичной систематики вулканогенно-осадочных формаций по их вещественному составу. Естественно, что при более детальной характеристике формаций недостаточно сказать, что в их состав входят просто терригенные, или просто карбонатные породы, или вулканические образования определенной основности. Выделение формаций, несомненно, базируется на значительно более тонкой диагностике пород и учете ряда их специфических особенностей; кроме того, оно определяется не только вещественным составом парагенезов пород, но и их строением. По мере накопления сведений о составе и строении формаций уточняются представ-

ления об их объеме и характере ограничения. Задача ограничения формаций как геологических тел решается прежде всего сравнительным путем, типизацией похожих комплексов пород, развитых в различных регионах. Несмотря на то что сравнительный метод является весьма эффективным, им не всегда удается воспользоваться. Действительно, в начале исследования часто не хватает сравнительных данных и приходится иметь дело с конкретными парагенезами пород, представленными только в одном районе. Как же следует поступать в этом случае, что принимать за критерий выделения того или иного комплекса пород в формации? Представляется, что наиболее рациональное решение этого вопроса было предложено Н.П. Херасковым, который при выделении конкретных формаций большое внимание уделял структурному критерию. Он предлагал выделить формации на основе анализа разрезов, полагая, что их граница должна определяться анизотропией состава и структуры рассматриваемого комплекса пород. Н.П. Херасков приводит три возможных типа разрезов формаций: 1 – формация представлена однородной толщей; 2 – ее разрез характеризуется простым или сложным переслаиванием одних и тех же пород или их пачек, которые в своей последовательности не обнаруживают ясной направленности; 3 – для разреза характерна направленная последовательность пород, пачек и т.д., не приводящая, однако, к большим различиям в конечных членах парагенеза. Таким образом, формациям могут отвечать те комплексы пород, состав и строение которых достаточно устойчиво сохраняются в разрезе и в пространстве. Следует отметить, что границы формаций далеко не всегда совпадают со стратиграфическими. Они могут быть секущими по отношению к возрастным рубежам и могут совпадать с ними как частично, так и полностью. Точно так же совершенно необязательно совпадение границ формаций с перерывами в осадконакоплении, которые могут быть как внутри-, так и межформационными.

Вопрос об объеме формаций имеет еще один аспект. Представляется, что становление ассоциаций пород, отвечающих формациям, не оканчивалось в стадию осадконакопления и некоторые постседиментационные образования следует рассматривать как члены парагенеза. Так, например, с вулканогенными породами очень часто ассоциируют многочисленные субвулканические и интрузивные тела близкого с ними возраста, формирование которых происходило в несколько этапов. Некоторые из этих образований по существу представляют корни эффузивов и практически синхронны с ними, внедрение же других происходило в заключительную фазу того же магматического процесса, на более ранних стадиях которого происходили излияния лав и накопление пирокластического материала. В рассмотренном случае излившиеся и интрузивные породы образуют общий вулканоплутонический комплекс, отражающий эволюцию единого магматического процесса во времени. Этот комплекс представляет собой сложную вулканическую составляющую единого парагенеза пород и входит, таким образом, в состав формации. Более того, в некоторых случаях именно интрузивный магматизм дает возможность более полной и правильной интерпретации парагенезов. Так, например, очень показательным является появление или отсутствие в составе формации гранитоидов, наличие интрузий ультрабазитов или основных пород и, наконец, полное отсутствие интрузивного магматизма.

В отрыве от формаций нельзя также рассматривать залежи некоторых полезных ископаемых, образовавшихся в постседиментационную стадию. Часто приходится констатировать, что гидротермальные месторождения разных типов, несмотря на их явно наложенный характер, строго контролируются определенными формациями и входят в их состав в качестве второстепенных членов парагенеза. Если интрузии и субвулканические тела, внедрение которых происходило в заключительную фазу магматического процесса, рассматриваются как составная часть формации, то наряду с ними к этой же формации следует относить и гидротермальные месторождения, парагенетически связанные с интрузивными образованиями и, по всей вероятности, имеющие с ними один и тот же магматический источник. Примером таких месторождений могут служить залежи медных руд провинции Орьенте на Кубе, близкие по возрасту и пространственно связанные с малыми интрузиями и дайками. Внедрением их завершилось формирование вулканоплутонического комплекса верхнемелового–эоценового возраста [52].

Далеко не все гидротермальные месторождения обнаруживают пространственную и временную связь с изверженными породами, магматогенными дериватами которых они могли бы являться. С некоторыми формациями связаны эпигенетические рудные концентрации, для которых ассоциация с вулканитами вообще не характерна. Подобные месторождения образовались путем выборочного замещения вмещающих пород рудными соединениями, привносимыми термальными растворами, и обычно тяготеют к определенным пластам или ассоциациям осадочных пород (стратиформные рудные залежи). Осаждению рудного вещества из растворов, по всей вероятности, способствовали различные свойства этих пластов: это могли быть как механические и структурные особенности пород, так и определенный, присущий только данным пластам физико-химический режим. Последний в значительной мере определялся составом отложений, как слагающих пласт, так и находящихся с ним в непосредственном контакте. Таким образом, несмотря на вторичный, наложенный характер оруденения, появление рудных концентраций в значительной мере определяется свойствами рудовмещающих пород, заложенными в них изначально. Именно поэтому описанную категорию эпигенетических месторождений целесообразно рассматривать как составную часть парагенеза и не отрывать их от формации, в составе которой они локализуются.

Как уже говорилось выше, формации после их выделения по признакам состава и строения, могут быть сгруппированы по разным принципам. Принцип выбирается в зависимости от целей исследования и находит отражение в дальнейшей классификации формаций. Представляется, что наиболее универсальной является классификация формаций по тектоническим признакам, предложенная Н.С. Шатским и Н.П. Херасковым. Эти исследователи считали, что формация – понятие тектоническое, так как их главной особенностью является связь с определенными структурными элементами и этапами развития осадочной оболочки земной коры. Именно особенностями развития структуры земной коры обуславливается образование тех или иных формаций и определенная последовательность их появления. Тектонический аспект в классификации формаций наиболее отвечает целям настоящего исследования, так как одна из его основных задач – выявление тех стадий развития земной коры, на которых возникали перспективные в отношении марганцевого оруденения типы вулканогенно-осадочных формаций.

МАРГАНЦЕНОСНОСТЬ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ МЕЗО-КАЙНОЗОЯ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

В складчатых сооружениях, обрамляющих Тихий океан, широко представлены серии вулканогенно-осадочных отложений мезо-кайнозойского возраста, часто несущие марганцевое оруденение. Эти марганценовые серии разновозрастны (в пределах мезо-кайнозоя), формировались в различных палеогеографических условиях и занимают различное тектоническое положение [107, 109]. Многие из них могут быть приравнены к формационным комплексам и конкретным формациям, а последние объединены в определенные типы. Ниже рассматриваются Францисканский (вулканогенно-кремнисто-граувакковый) и Кубинский (андезитовый вулканогенно-обломочный) типы формаций, а также вулканогенно-молаассовый комплекс Чили. Перечисленными формационными категориями отнюдь не исчерпывается все многообразие представленных в Тихоокеанском поясе марганценовых сообществ пород (общая характеристика марганценовости данного региона не входила в задачи настоящей работы), тем не менее они достаточно представительны и анализ именно этих объектов дает возможность выявить особенности марганценовости вулканогенно-осадочных формаций на разных стадиях геосинклинального процесса.

ГЛАВА ПЕРВАЯ ФОРМАЦИИ ФРАНЦИСКАНСКОГО ТИПА (вулканогенно-кремнисто-граувакковые)

Формации Францисканского типа имеют очень широкое распространение в пределах Тихоокеанского пояса: на восточном обрамлении Тихого океана они представлены в штате Калифорния (США), на западном – в Новой Зеландии и Японии [101]¹. В качестве эталонной формации типа принимается францисканская формация в штате Калифорния, которая рассматривается более подробно, чем ее аналоги в Японии и Новой Зеландии. Что касается последних двух формаций, то они используются как сравнительные объекты, данные по которым способствуют более полной характеристике типа в целом.

ФРАНЦИСКАНСКАЯ ФОРМАЦИЯ, ШТАТ КАЛИФОРНИЯ, США (ВЕРХНЯЯ ЮРА, МЕЛ)

Общие сведения о формации и ее ограничения

В западной части штата Калифорния (США) францисканской формации отвечает комплекс пород позднеюрского и мелового (предположительно включается кампанский ярус) возраста мощностью 10 000–15 000 м. Особенности марганценовости формации наиболее полно были описаны в монографии Н.Л. Тали-

¹ В более ранних работах [101, 103] этот тип формаций описывается под названием Калифорнийского, однако представляется более целесообразным называть его Францисканским. Это связано с тем, что ассоциация развитых в провинции Береговых хребтов пород (эталон формации Калифорнийского типа, по автору) прочно вошла в геологическую литературу под названием францисканской серии или комплекса.

ферро [208], его выводы о минералогическом составе руд, условиях их залегания и генетических особенностях до настоящего времени являются общепризнанными. Представления о геологическом строении района за последние годы несколько изменились, и его общая характеристика дается по [4, 158, 159, 183].

Выходы францисканской формации сосредоточены в полосе северо-западного простирания, прослеживающейся вдоль побережья Тихого океана примерно на протяжении 900 км при ширине 100–120 км (фиг. 2, см. вкл.). Данных о характере латеральных изменений формации нет: на северо-западе полоса ее выходов срезается береговой линией, на юго-востоке перекрывается толщами более молодых отложений.

Основание формации неизвестно, однако в настоящее время имеются данные, позволяющие Э.Г. Бейли [4, 158, 159] заключить, что ее накопление происходило непосредственно на коре океанического типа. На францисканской формации с надвиговым контактом в основании залегают разновозрастные с ней отложения, развитые в Большой Долине Калифорнии. К зоне надвига приурочены выходы серпентинитов, которые во многих местах разделяют отложения Большой Долины и францисканской формации, залегающая в основании покрова. В настоящее время эти серпентиниты большинством исследователей рассматриваются как основание, на котором формировался комплекс отложений Большой Долины. Отложения позднеюрского и мелового возраста, развитые в Большой Долине, накапливались в иной структурно-фациальной зоне, чем францисканская формация и существенно отличаются от последней по своим литологическим признакам. Их характеристика будет дана ниже, при рассмотрении условий накопления францисканской формации.

Главные типы пород, их распределение внутри формации и степень метаморфизма

Францисканская формация представлена парагенезом пород, главная роль в котором принадлежит осадочным, преимущественно кластическим образованиям (до 90% общего объема формации). Среди обломочных пород наиболее широко распространены граувакковые песчаники, содержащие подчиненные по мощности прослой и линзы глинистых сланцев и реже конгломератов. Локальное развитие имеют известняки.

Песчаники – плотные, преимущественно среднезернистые породы серого и зеленовато-серого цвета. Они сложены обломками вулканических пород, реже кремнистых сланцев, а также мономинеральными зернами полевых шпатов и кварца. В некоторых разностях обломки пород составляют более половины общего объема породы. Их подавляющее большинство представлено лавами и туфами основного состава. Характерны также обломки вулканического стекла, наиболее мелкая фракция которых слагает матрикс песчаников. Встреченные в обломках вулканические породы идентичны вулканитам, присутствующим во францисканской формации в коренном залегании. Содержание обломков полевых шпатов составляет 20–25% общего объема породы. Обычно они представлены альбитами, и только в некоторых районах песчаники содержат также обломки калиевых полевых шпатов. Кварцевые зерна являются неизменной составной частью описываемых пород, причем в некоторых случаях их содержание составляет до 40% (состав песчаников отражен в табл. 1). Матрикс песчаников представлен серицитизированным и хлоритизированным глинистым веществом и в ряде случаев трудно отграничивается от мелкозернистой фракции породы. В среднем он составляет от 5 до 25% ее общего объема. Обломочный материал плохо отсортирован, зерна угловатые и слабо окатанные.

Глинистые сланцы и аргиллиты составляют около 10% всех осадочных пород францисканской формации. Выделяются две разновидности сланцев: темно-серые и черные разности, обычно переслаивающиеся с граувакками, и красные или зеленые железистые сланцы, ассоциирующие с кремнистыми породами. Характеристика сланцев последней группы будет дана ниже, при описании кремнистых отложений. Черные и темно-серые сланцы обычно слагают тонкие прослой между более мощными пластами песчаников. Только в некоторых случаях

мощности сланцевых прослоев измеряются несколькими футами. Мощные пачки сланцев с подчиненными прослоями песчаников для формации не характерны. В минералогическом отношении сланцы и аргиллиты очень близки к тем песчаникам, с которыми они переслаиваются (Э.Г. Бейли даже называет их "граувакками"). Видимые под микроскопом обломочные зерна в них представлены кварцем и полевыми шпатами, а наиболее тонкая глинистая фракция — хлоритом и серицитом. Эти минералы иногда слагают самостоятельные тонкие пропластки. В выветренных прослоях преобладает слюдисто-монтмориллонитовый и вермикулитовый материал. Для сланцев не характерны известковистые разности, точно так же как в них редко встречаются карбонатные нодулы.

Конгломераты образуют отдельные линзы до первых десятков метров мощностью и протяженностью до сотен метров. Наиболее крупная их линза достигает длины 600 м и мощности 23 м. Матрикс конгломератов представлен обычно граувакками песчаниками, плохо отсортированными и перемытыми. Средний размер галек 2,5–10 см, отдельные валуны достигают в диаметре 0,75 м. Слагающая конгломераты галька подразделяется на две категории. К первой относятся породы, во францисканской формации не представленные: кварциты, черные кремнистые сланцы, кварцевые и плагиоклазовые порфириды, гранитоиды. Ко второй — собственно францисканские образования: граувакки, вулканические породы основного состава, глинистые, кремнистые и глаукофановые сланцы. Присутствие в конгломератах францисканской формации галек разного происхождения является их отличительной чертой, точно так же как и значительная величина галек при сравнительно малых размерах конгломератовых линз. Конгломераты образовывались в течение всего периода накопления формации и повсеместно, но в целом их количество очень невелико и они рассматриваются как подчиненный член парагенеза.

Известняки для францисканской формации мало характерны, так как составляют всего 0,1% от общего объема присущих ей осадочных пород. Они распространены неравномерно. Наиболее хорошо известняки представлены в районе п-ова Сан-Франциско. Отдельные изолированные тела известняков сосредоточены в линейно-вытянутом поясе, который прослеживается к юго-востоку от побережья на протяжении 16 км, после чего срезается разломом Сан-Андреас. На территории, расположенной восточнее разлома, известняки прослеживаются еще на 26 км. Известняки образуют линзы и удлиненные тела от первых метров до 1,5 км длиной и от нескольких до 120 м мощностью. В большинстве случаев это мелкие изолированные тела мощностью около метра. Отдельные тела известняков не приурочены строго к определенному стратиграфическому горизонту, но, судя по палеонтологическим данным, они формировались в сравнительно узком временном интервале, составляющем только часть от общего периода накопления формации. Наиболее распространены два типа известняков. К первому относятся плотные афанитовые известняки, иногда с многочисленными фораминиферами. Их окраска изменяется от светло-серой до почти черной и только иногда встречаются разности с розоватым оттенком. Серые известняки тонкозернистые, с хорошей слоистостью, пересеченные сетью тонких кальцитовых прожилков, содержат много фораминифер. Черные известняки грубозернистые и содержат мало фораминифер, при ударе сильно пахнут сероводородом. Локальное развитие имеют органогенно-детритусовые и оолитовые известняки, а также их разности, обогащенные глауконитом. Ко второму типу известняков относятся их красные разности. Эти породы имеют сравнительно ограниченное распространение и образуют небольшие прослои, обычно ассоциирующие с кремнистыми сланцами. Красная окраска известняков обусловлена присутствием в них оксидов железа.

Известняки описанных типов никогда не встречаются вместе, но они близки в возрастном отношении. Их общей особенностью является низкое содержание магния и фосфора. В то же время известняки второго типа отличаются более высоким содержанием оксидов железа и карбонатов марганца. Оба типа известняков обычно ассоциируют с вулканическими породами. Красные известняки неизменно встречаются вместе с подушечными лавами, слагаая матрикс, разделяющий подушечные отдельности и слои, непосредственно перекрывающие лавы.

Таблица 1

Анализы граувакков францисканской формации [159]

Состав	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	56,8	Не опр.	11,4	1,5	5,0	0,2	3,1
2	67,3	1,8	12,4	0,6	4,0	0,1	2,3
3	68,5	0,6	12,8	1,3	3,4	-	2,2
4	68,8	0,3	14,5	0,6	2,5	-	1,9
5	71,7	0,3	13,2	0,3	3,6	-	1,8
6	71,2	0,4	13,1	1,0	2,4	0,1	2,2
7	72,2	0,5	11,7	0,7	3,2	0,1	2,7
8	62,7	0,5	13,1	2,1	1,3	0,1	1,3
9	67,5	0,6	14,6	2,7	1,9	0,1	1,7
10	67,2	0,5	14,6	1,9	2,3	0,1	2,3
11	58,4	0,5	14,2	2,4	1,4	0,2	1,2
12	70,7	0,4	14,2	1,8	1,3	-	1,3
13	72,9	0,6	11,3	1,1	2,8	0,2	2,7
14	70,3	0,4	14,0	0,8	2,6	0,1	2,1
15	69,0	0,7	11,7	1,0	4,2	0,1	3,8
16	68,9	0,6	12,7	1,5	2,8	0,1	2,5
17	68,0	0,6	14,1	0,9	4,0	0,1	2,8
18	67,3	0,6	15,5	0,4	3,8	0,1	1,9
19	60,9	0,6	16,4	1,4	4,4	0,1	3,1
20	67,1	0,5	14,9	1,0	2,9	0,1	1,6
21	70,8	0,4	14,0	0,6	2,5	0,1	1,7
Среднее	67,5	0,5	13,5	1,2	3,0	0,1	2,2

Примечание. а - сумма с учетом всех окислов, определенных с точностью до 0,01; б - также содержит BaO - 0,04; ZrO₂ - 0,05; SO₃ - 0,15; в - также содержит ZrO₂ - 0,04.

Кроме того, они переслаиваются с красными радиоляриевыми кремнистыми сланцами, которые, в свою очередь, тесно связаны с вулканическими породами. Известняки первого типа чаще ассоциируют с пирокластическими породами. Известны также случаи их залегания среди граувакковых песчаников.

Э.Бейли приходит к выводу, что большая часть францисканских известняков представляет хомогенные породы, формировавшиеся в относительно глубоководных условиях и пространственно связанные с очагами вулканических извержений. Постоянное сонахождение вулканических пород и известняков рассматривается этим автором как указание на генетическую связь карбонатакопления с вулканизмом. Относительно мелководные условия седиментации допускаются только для органогенно-детритусовых известняков, но эти породы представлены в формации очень ограниченно.

Вулканические породы составляют около 10% общего объема формации. Вулканические породы разбросаны по всей формации, но создается впечатление, что они наиболее характерны для ее нижней части. Истинный характер вулканических пород часто трудно распознаваем, так как они сильно изменены и раздроблены. Вследствие этого многие вулканические образования описываются Э. Бейли как greenstones, т.е. как вулканиты, претерпевшие зеленокаменные изменения. Вулканические породы имеют основной состав. Они представлены эффузивами (преимущественно подушечными лавами), реже туфами и вулканическими брекчиями. Кроме того, некоторые разности зеленокаменных пород, возможно, образовались по силам и дайкам. Большинство лав по своему химическому составу сходны с толеитовыми базальтами, и только отдельные их разности обогащены щелочами (табл. 2). Тела вулканических пород имеют мощность от 1 до 1500 м, причем наиболее значительные из них прослеживаются по простиранию на 30 км. Излияния лав носят подводный характер. На это указыва-

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	P ₂ O ₅	Сумма
7,6	3,3	0,9	3,2	1,4	5,1	0,1	99,57 ^a
3,3	3,0	1,2	2,5	0,3	0,6	0,1	99,41 ^a
1,8	6,0	1,3	2,1	0,3	Не омп.	0,2	100,47 ^a
2,2	3,9	2,7	1,6	0,3	0,1	0,4	100,13 ^{a,б}
1,8	2,7	1,3	2,5	0,1	0,3	0,1	99,93 ^{a,в}
1,5	4,3	1,1	1,9	0,3	0,1	0,1	99,85 ^a
0,6	3,2	1,4	2,7	2,7	0,1	0,1	99
6,0	3,6	1,7	3,2	3,2	3,6	0,1	99
1,1	3,7	1,9	3,5	3,5	-	0,1	99
1,8	3,7	1,9	3,4	3,4	-	0,1	100
8,2	3,3	2,0	3,1	3,1	4,8	0,1	100
0,7	4,3	2,4	2,4	2,4	-	0,1	100
0,6	3,8	0,9	2,2	0,4	0,1	0,1	99,72 ^a
1,3	4,1	1,2	2,4	0,2	0,1	0,1	99,69 ^a
1,3	2,0	2,3	3,3	0,3	-	0,2	100
1,9	2,7	2,1	2,8	0,7	0,3	0,1	100
1,3	3,4	1,6	2,8	0,6	0,1	0,1	99
0,6	4,2	3,2	1,8	0,2	-	0,1	100
3,9	4,2	0,6	3,7	0,5	0,1	0,1	100
2,0	3,1	2,3	2,6	0,8	0,2	0,1	99
1,5	3,7	2,2	2,2	0,2	0,1	0,1	100
2,4	3,6	1,7	2,5	0,4	0,8	0,1	99,5

ет прежде всего широкое развитие среди них разностей с подушечными отдельностями, а также межподушечные включения карбонатных и кремнистых пород с морской фауной. Грубослоистые брекчии, агломераты и туфы переслаиваются с граувакками и иногда бывают связаны с ними постепенным переходом. Никаких признаков, указывающих на субаэральное происхождение этих пород, не отмечается.

Кремнистые породы составляют всего 0,5% общего объема формации. Несмотря на сравнительно ограниченное распространение, эти породы представляют существенный интерес, так как именно с ними связано марганцевое оруденение. Кремнистые образования представлены преимущественно сланцами. Массивные разности кремнистых пород имеют подчиненное распространение и обычно обособляются внутри сланцевых пачек, хотя в отдельных случаях мощность их прослоев достигает 10–12 м. Кремнистые породы сосредоточены в тех частях разреза, где развиты вулканы, причем залегают непосредственно на эффузивах. В этом случае лавовые потоки и перекрывающие их кремнистые породы представляют как бы единое тело, окруженное кластическими породами.

Кремнистые сланцы – тонкозернистые породы, окраска которых изменяется от белой и бледно-розовой до ярко-красной, красно- и шоколадно-коричневой, а также от белой и палево-зеленой до интенсивно-зеленой. Преобладают породы окрашенные в красные тона, что обуславливается присутствием в них окислов железа. Окраска массивных разностей кремнистых пород обычно более бледная, чем вмещающих их сланцев. В случае переслаивания кремнистых и глинистых сланцев последние бывают окрашены в те же цвета, что и кремнистые прослои.

Кремнистые сланцы, как правило, образуют линзы, размеры которых варьируют в широких пределах: их длина изменяется от нескольких метров до нескольких километров, ширина – от нескольких сантиметров до сотен метров. Линзы

Таблица 2

Состав вулканитов францисканской формации (Калифорния) по [159]

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	49,08	52,89	47,8	45,3	51,28	48,19	46,3
TiO ₂	1,72	1,12	3,3	2,6	1,33	1,94	1,7
Al ₂ O ₃	14,68	13,20	12,5	13,5	15,05	13,85	14,4
Fe ₂ O ₃	1,95	4,93	4,8	6,4	2,42	2,82	1,9
FeO	9,63	3,22	11,7	6,1	8,01	7,82	7,3
MnO	0,15	0,12	0,26	0,24	0,25	0,17	0,18
MgO	6,9	5,67	4,8	6,1	6,07	7,28	9,3
CaO	10,09	10,95	8,3	8,6	7,08	11,28	10,8
Na ₂ O	4,60	2,56	3,0	2,7	4,43	2,67	2,5
K ₂ O	0,20	0,13	0,30	1,6	0,12	0,32	0,76
H ₂ O ⁺	1,18	2,09	2,3	2,7	2,97	3,26	3,6
H ₂ O ⁻	0,28	0,25	0,36	1,0	0,39	0,15	0,58
CO ₂	-	2,45	-	2,5	-	0,24	-
P ₂ O ₅	0,23	0,18	0,35	0,27	0,13	0,20	0,19
Сумма	100,48	99,76	99,8	99,6	99,53	100,19	99,5
Na ₂ O+K ₂ O	4,80	2,69	3,30	4,13	4,55	2,99	3,26

кремнистых пород в определенных районах бывают приурочены приблизительно к одному стратиграфическому горизонту и располагаются в нем цепочкой или кулисообразно. Монолитных пластов кремнистые породы не образуют: при ближайшем рассмотрении оказывается, что их внешне однородные тела большой неизменной протяженности в действительности состоят из серии отдельных, более мелких линз и прослоев, разобренных глинистым веществом. Эти линзы в большинстве случаев бывают настолько удлинены, что производят впечатление правильных слоев, а в других - образуют резкие раздувы с пережимами. При микроскопическом изучении шлифов внешне однородной кремнистой породы в ней также обнаруживаются элементы линзовидного строения, обусловленные наличием глинистых пленок, разграничивающих участки, сложенные кремнистым веществом. Характерно, что пачки кремнисто-глинистых сланцев обычно не включают даже тонких прослоев граувакк и ассоциирующихся с ними черных глинистых сланцев. В целом линзы, сложенные глинисто-кремнистыми сланцами, характеризуются многократным чередованием прослоев, поочередно обогащенных глинистым веществом и кремнеземом, при общем преобладании последних. Линзы кремнистых сланцев не выклиниваются постепенно, а обрываются резко. Взаимоотношения *interfingering* между кремнистыми сланцами и граувакками не наблюдаются. При выклинивании пачек глинисто-кремнистых сланцев уменьшается количество слагающих их прослоев, но мощность последних остается неизменной.

Как уже отмечалось выше, в телах кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев иногда обособляются участки, сложенные массивными кремнистыми породами. Скопления последних обычно имеют форму линз, ориентированных по слоистости. Вмещающие сланцы как бы обтекают эти линзы, в точности повторяя их очертания. Наиболее крупные линзы достигают мощности в несколько метров (до 10-12 м) при длине в несколько десятков метров. Иногда линзы массивных кремнистых пород располагаются цепочкой вдоль одного горизонта, выклиниваются эти линзы обычно тупо.

8	9	10	11	12	13	14	15
46,60	48,8	49,3	46,98	44,90	46,52	45,6	43,8
2,87	2,3	1,6	-	1,84	0,92	1,6	1,5
15,28	21,0	17,3	17,07	9,94	13,76	14,0	11,4
3,98	1,6	2,6	1,85	3,10	2,23	1,2	4,1
8,17	5,25	5,5	7,2	8,82	6,84	9,4	7,3
0,08	0,12	0,14	-	0,15	0,07	0,16	0,16
5,4	3,4	3,7	8,29	14,25	9,30	10,15	14,2
10,68	6,5	10,8	12,15	9,38	12,16	6,5	7,5
2,26	4,3	3,8	2,54	1,17	1,91	2,2	1,6
0,85	1,95	0,25	0,53	0,28	0,23	0,21	0,07
3,63	3,7	3,8	4,86	4,95	5,15	6,0	6,1
0,24	0,65	0,22	-	0,86	0,39	0,74	1,7
0,06	-	-	-	0,02	0,21	1,4	-
0,36	0,34	0,22	0,09	0,17	0,10	0,15	0,15
100,46	99,9	99,2	101,38	99,82	99,79	99,3	99,6
3,11	6,25	4,05	3,07	1,44	2,14	2,41	1,67

Большинство кремнистых пород, как правило, состоит из крипто- и тонкокристаллического халцедона и кварца, но наряду с ними встречаются и аморфные опаловые разновидности [206, 207]. Все степени перехода от аморфных кремнистых пород к кристаллическим хорошо прослеживаются при их микроскопическом изучении. В кремнистой массе обычно рассеяны окислы железа. Мономинеральных обломочных зерен (кварц, полевые шпаты) кремнистые породы не содержат, но иногда в них присутствует желтовато-коричневый хлоритоподобный материал, видимо, возникший за счет измененного вулканического стекла основного состава.

В кремнистых породах часто присутствуют радиолярии. Последние распределяются в породе весьма неравномерно: они могут скапливаться в очень большом количестве в одном тонком слое и почти полностью отсутствовать в соседнем.

Как видно из химических анализов, приведенных в табл. 3, кремнистые сланцы содержат от 93 до 97% SiO_2 . Довольно высокое содержание окислов алюминия и железа связано с присутствием в сланцах тонких глинистых прослоев. В качестве отличительного признака рассматриваемых пород С.Г. Бейли отмечает существенное преобладание в них калия над натрием при общем низком содержании щелочей.

Глинистые сланцы, ассоциирующие с описываемыми кремнистыми породами, существенно отличаются от глинистых сланцев, переслаивающихся с граувакками. Как уже упоминалось, им свойственна красная и зеленоватая окраска, тогда как для сланцев из граувакковой ассоциации характерен серый и черный цвет. Красная окраска, так же как и в кремнистых сланцах, обусловлена присутствием соединений железа. В химическом отношении глинистые сланцы из кремнистой ассоциации отличаются от сланцев, связанных с граувакками очень высоким отношением $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, которое в первом случае - приблизительно 10, а во втором - единица. Кроме того, в сланцах из кремнистой ассоциации наблюдаются сравнительно повышенные содержания железа и марганца. Из табл. 4 видно,

Таблица 3

Состав кремнистых сланцев францисканской формации [4]

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	93,54	-	2,26	0,48	0,79	0,23
2	93,5	0,04	0,96	2,80	-	1,3
3	95,9	0,06	1,1	1,7	0,34	0,05
4	94,7	0,06	1,1	2,7	0,22	0,05
5	93,0	0,12	2,0	2,4	-	0,40
6	97,4	0,03	0,47	1,3	0,26	0,02
7	96,5	0,08	1,5	0,34	0,38	0,03
Среднее	95,1	0,06	1,20	1,9	0,2	0,31

что по химическому составу они более близки к глубоководным красным глинам, чем сланцам, ассоциирующим с граувакками, но и от глубоководных глин они отличаются более высоким отношением K₂O/Na₂O.

Н. Талиаферро полагает, что глинисто-кремнистые сланцы первоначально представляли собой илы, состоящие преимущественно из коллоидального кремнезема и тонкого глинистого материала. В процессе диагенеза коллоидальный кремнезем освобождался от механических примесей, таких, как глинистые и даже песчаные частицы. Подобная тенденция к сепарации кремнистой и терригенной составляющей илов приводила к возникновению резко очерченных прослоев и линз, сложенных глинистым и кремнистым материалом. По всей вероятности, ритмичная смена глинистых и кремнистых прослоев в сланцевых пачках обусловлена именно перераспределением компонентов высококремнистых илов в диагенезе, а не является следствием каких-либо сезонных изменений или пульсационного привноса кремнезема. Что касается линз массивных кремнистых пород, временами обособляющихся среди сланцев, то их появление, вероятно, связано с резко повышенными поступлениями кремнезема, носящими местный характер. Практическое отсутствие примеси терригенного материала в массивных кремнистых породах не говорит о прекращении его поступления в бассейн в определенные периоды времени. Привнос терригенного материала, вероятно, был приблизительно постоянным в течение всего периода нахождения кремнистых

Таблица 4

Сравнительный состав глинистых сланцев францисканской формации и глубоководных красных глин [4]

Состав	№ анализа			Состав	№ анализа		
	1	2	3		1	2	3
SiO ₂	58,5	63,2	54,48	CaO	0,53	1,5	1,96
TiO ₂	0,78	0,71	0,98	Na ₂ O	0,44	2,1	2,05
Al ₂ O ₃	13,7	15,7	15,94	K ₂ O	4,40	2,4	2,85
Fe ₂ O ₃	10,8	1,3	8,66	H ₂ O ⁺	4,2	3,7	7,04
FeO	0,33	4,7	0,84	H ₂ O ⁻	1,8	0,52	
MnO	1,30	0,08	1,21	P ₂ O ₅	0,38	0,18	0,30
MgO	2,5	3,0	3,31	Сумма	99,7	91,1	99,62

Примечание. 1 - глинистые сланцы, ассоциирующие с кремнистыми породами (среднее по семи образцам); 2 - глинистые сланцы, ассоциирующие с граувакками (среднее по пяти образцам); 3 - глубоководные красные глины (среднее по 51 образцу).

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	Сумма
0,66	0,09	0,37	0,51	0,72	0,21	-	99,86
0,11	0,42	0,01	0,08	0,72	0,22	0,03	100,2
0,10	0,50	0,02	0,26	0,70	0,11	0,02	100,9
0,14	0,06	0,01	0,37	0,63	0,16	0,03	100,2
0,13	0,11	0,11	0,41	1,0	0,26	0,05	100,0
-	0,05	0,01	0,04	0,55	0,07	0,04	100,2
0,16	0,17	0,11	0,26	0,65	0,15	0,04	100,4
0,11	0,22	0,04	0,24	0,61	0,16	0,04	100,2

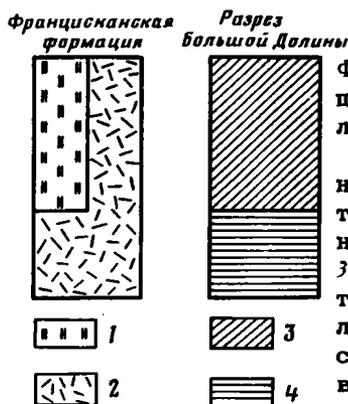
илов, но в моменты особенно обильного притока кремнезема обломочный материал подавлялся его массой.

Распределение типов пород внутри формации и степень их метаморфизма. Сведения о внутреннем строении формации крайне ограничены. Слагающие ее породы интенсивно дислоцированы, а складчатые, преимущественно изоклинальные структуры, осложнены многочисленными разломами. Кроме того, в составе францисканской формации не выделяются маркирующие слои или пачки, которые могли бы способствовать корреляции отдельных частей ее разреза. В самых общих чертах строение формации характеризуется следующими особенностями. Ее фон составляют граувакковые песчаники, среди которых обособляются пачки пород, сложенные глинисто-кремнистыми, кремнистыми и вулканическими отложениями, с которыми, в свою очередь, ассоциируют марганцевые руды. Подобные вулканогенно-кремнистые ассоциации пород образуют сложнопостроенные тела значительной протяженности, а чаще всего серию линз, ориентированных по сложности и вытягивающихся цепочкой вдоль определенных горизонтов. Пачки вулканогенно-кремнистых пород присутствуют на различных стратиграфических уровнях, но наиболее характерны для нижней части формации, отвечающей верхней юре. В средней и верхней частях формации (нижний и верхний мел) вулканогенно-кремнистые образования имеют более локальное распространение, и заключающие их горизонты в латеральном направлении чаще всего сменяются кластическими толщами.

Отложения францисканской формации в своем подавляющем большинстве метаморфизованы очень слабо. Главным новообразованным минералом является ломонтит. Во внешне неметаморфизованных граувакках присутствуют также мелкие включения пумпеллита, кварца, альбита, хлорита и слюды. Интенсивно метаморфизованные разности пород имеют ограниченное распространение и приурочены преимущественно к зоне надвига, разделяющего францисканскую формацию от одновозрастных отложений Большой Долины. Метаморфические породы представлены главным образом глаукофановыми сланцами, значительно реже - образованиями эклогитовых фаций. Последние встречаются в виде тектонических блоков, и, по-видимому, между ними и вмещающими породами нет прямых генетических связей. То, что метаморфические породы образовались в зоне надвига, подчеркивается их пространственными связями и тем, что перед фронтом покрова зоны метаморфизма сменяются от низших к высшим. Тектонические нагрузки при образовании надвига, по всей вероятности, играли важную роль при метаморфизме. По мнению Э.Г. Бейли и М.К. Блейка, породы подвергались воздействию высокого давления без увеличения температур. Весьма вероятно, что подобные условия возникали в непосредственной близости от плоскостей смещения. Глаукофановые сланцы образовывались до завершения или в течение накопления осадков францисканской формации, что подтверждается наличием обломков этих пород во францисканских конгломератах. По всей вероятности, метаморфические образования являются синхронными с основным этапом перемещения тектонического покрова, который датируется началом и серединой позднемелового времени.

**Палеогеографическая и тектоническая обстановка
осадконакопления**

Францисканская формация представлена непрерывной морской серией, накопление которой происходило в относительно глубоководном трого, развивающемся на границе океана и континента. Настоящий раздел главы целесообразно начать с краткой характеристики разновозрастных с францисканской формацией отложений, развитых в пределах современной Большой Долины Калифорнии. Это связано с тем, что для выяснения палеогеографической и тектонической обстановок накопления изучаемой формации слагающие ее образования должны рассматриваться в совокупности с синхронным комплексом Большой Долины (фиг. 3).



Фиг. 3. Соотношение разрезов францисканской формации и разновозрастных с нею отложений Большой Долины [158]

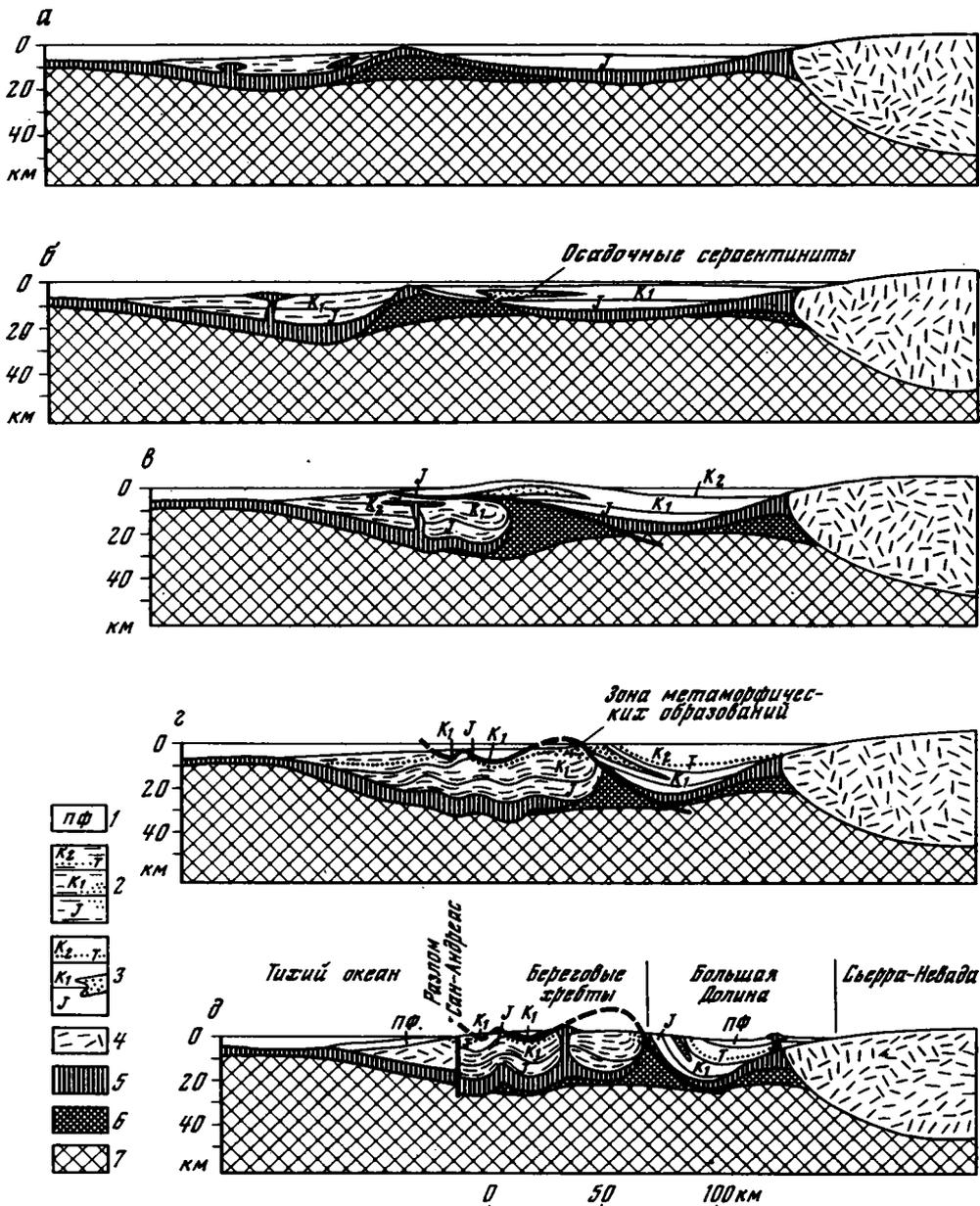
1-2 - францисканская формация: 1 - граувакки, глинистые сланцы, конгломераты, 2 - граувакки, глинистые сланцы, конгломераты, вулканические породы основного состава, кремнистые породы, прослой известняков; 3-4 - разрез Большой Долины - терригенные породы с тонкими прослоями известняков, в основании разреза локальное развитие вулканических пород основного состава и кремнистых сланцев: 3 - отложения мелового возраста, 4 - отложения верхнеюрского возраста

Породы позднеюрского и мелового возраста, развитые в Большой Долине, отличны от образований францисканской формации. Это преимущественно песчано-глинистые отложения общей мощностью около 15 000 м. Нижняя часть разреза мощностью до 5000 м сложена черными алевролитами, тонкослоистыми песчаниками, гравелитами и редкими прослоями конгломератов. Местами в самом основании разреза на серпентинитах залегают базальты с подушечной отдельностью, переслаивающиеся с базальтовыми брекчиями и отдельными прослоями кремнистых пород. По своему строению эта часть разреза похожа на францисканскую формацию и отличается от нее лишь большим количеством глинистых пород и наличием многочисленных окаменелостей. Кроме того, в юрских терригенных породах Большой Долины встречаются обломочные зерна калиевого полевого шпата, отсутствующие во францисканских граувакках. Верхняя часть разреза Большой Долины сложена чередующимися известковистыми алевролитами и тонкозернистыми песчаниками, мощность отдельных прослоев которых 3-10 см. Такое переслаивание придает толще флишеидный характер. В конце раннего мела песчаный материал постепенно начинает преобладать над глинистым, причем в песчаниках увеличивается количество обломков калиевых полевых шпатов и биотита. В верхних горизонтах разреза Большой Долины обнаружены органогенные прослой, сложенные преимущественно обломками пелешипод.

Среди кластических пород Большой Долины присутствуют также очень специфические образования - так называемые осадочные серпентиниты - породы, состоящие из мелких обломков серпентинита.

По представлениям Э.Г. Бейли и М.К. Блейка, накопление отложений францисканской формации и синхронных с ней толщ Большой Долины происходило в двух глубоких меридиональных прогибах, ложе которых почти повсеместно служила кора океанического типа (фиг. 4)*. Эти прогибы в эпоху седиментации были разделены подводным валом протяженностью около 150 км. Образования

* Корой континентального типа подстилается только самая восточная часть восточного прогиба, остальная же его часть, так же как и весь западный прогиб, развивалась на океанической коре.



Фиг. 4. Схематические разрезы через Береговые Хребты приблизительно в 100 км севернее Сан-Франциско [158]

а - конец юры; б - середина мела; в - начало позднего мела; г - поздний мел; д - современная структура

1 - постфранцисканские отложения; 2 - францисканская формация (точками показаны зоны, где породы метаморфизованы до фации глаукофановых сланцев; Т - туронские отложения); 3 - разрез Большой Долины (точками показаны линзы осадочных серпентинитов, Т - туронские отложения); 4 - дофранцисканские отложения и граниты, которые их прорывают; 5 - "базальты"; 6 - серпентинизированные ультраосновные породы; 7 - ультраосновные породы

францисканской формации выполняли прогиб, расположенный к западу от подводного вала (западный трог), отложения Большой Долины накапливались в восточном прогибе (восточный трог). В позднеюрское время над уровнем моря была поднята область Кламат—Сьерра—Невада, которая интенсивно размывалась и представляла обломочный материал в прибрежные прогибы.

В течение раннемелового времени оба прогиба продолжали опускаться, и в них происходило непрерывное накопление осадков. В западном Францисканском прогибе одновременно с накоплением терригенных пород продолжались вулканические извержения. В восточном прогибе вулканическая деятельность прекратилась еще до конца юрского времени. В начале мела в прогибе Большой Долины сквозь толщу осадков начались перемещения пластичных серпентинитов. Последние достигали поверхности морского дна, где локализовались в отдельных линзах, которые частично размывались подводными течениями с последующим образованием "осадочных серпентинитов".

В конце раннемелового времени в терригенных породах восточного прогиба значительно возрастает количество обломков калиевого полевого шпата и биотита, что связано с более глубокой эрозией интрузий гранитоидов в размываемой области Сьерра—Невада. Характерно, что, несмотря на то что обломочный материал сноился в основном с востока и с северо-востока, он равномерно распределялся подводными течениями по всему меридиональному трог.

Вопрос о том, что служило источником обломочного материала для францисканской формации, до настоящего времени остается открытым. Вполне правомерно предположение, что подводный вал между западным и восточным прогибами служил преградой для миграции терригенного материала из одного прогиба в другой и что область Сьерра—Невада служила питающей провинцией только для восточного прогиба. Действительно, францисканские отложения отличаются от отложений Большой Долины. Например, для нижнемеловых песчаников Большой Долины характерны обломки калиевого полевого шпата, а в францисканских породах они отсутствуют. Следует заметить, что калиевыми полевыми шпатами богаты щелочные интрузии Сьерра—Маэстра, тогда как в интрузивных породах области Кламат его содержание низкое. Далее, во Францисканском прогибе, относительно удаленном от области Сьерра—Невада, кластические породы представлены более грубообломочными разностями, чем в западном прогибе, непосредственно граничащем с этим поднятием. Приведенные доводы говорят о том, что поднятие Сьерра—Невада не могло служить поставщиком обломочного материала для францисканских толщ. В то же время прилегающая к Францисканскому прогибу северная часть гор Кламат была в рассматриваемое время погружена ниже уровня моря и, следовательно, не являлась областью сноса. Высказывается предположение, что обломочный материал во Францисканский прогиб приносился реками и потоками через район Кламат с более высоко поднятой части континента.

В течение нижнего мела область формирования францисканских толщ постепенно смещалась в сторону подводного вала. Непрерывающиеся движения привели к надвиганию на францисканские породы отложений Большой Долины. По плоскости этого надвига в основании разреза Большой Долины прослеживаются серпентиниты, которые иногда образуют апофизы среди терригенных пород. В процессе формирования надвига францисканские породы в его основании были метаморфизованы до фации глаукофановых сланцев.

В течение позднемелового времени (начиная с турона) северная и южная части Францисканского прогиба отличались по характеру седиментации. На севере (севернее Сан—Франциско) накапливались мощные толщи терригенных пород, содержащих калиевые полевые шпаты, а также прослой конгломератов, включающих гальку серпентинитов и метаморфических пород. Состав кластического материала позволяет предполагать, что эти отложения образовались в результате подводного разрушения юрских и раннемеловых пород разреза Большой Долины, слогающих передовую и верхнюю части пластины надвига, ниже которого располагались выходы серпентинитов и метаморфических пород. Проявления вулканической деятельности в северной части Францисканского прогиба были редки и носили спорадический характер.

В районах, расположенных южнее Сан—Франциско, в позднем мелу условия

накопления францисканских толщ были иными. Вулканическая деятельность здесь проявлялась активно и сопровождалась накоплением кремнистых пород. Спорадически отлагались мелководные известняки. Терригенные породы в отличие от северных районов обломков калиевых полевых шпатов содержат мало.

В прогибе Большой Долины осадконакопление было непрерывным. Здесь накапливались преимущественно песчаные осадки, содержащие калиевые полевые шпаты и биотит, количество которых со временем постепенно увеличивалось.

В самом конце мела структуры рассматриваемого региона были осложнены разломами Сан-Андреас. Тектонические перемещения по основному надвигу в это время уже прекратились. Надвиг, первоначально пологий, в конце мела приобретает крутые углы наклона.

Марганцевосность формации

Общий характер оруденения и морфология рудных тел. С францисканской формацией связаны многочисленные, но незначительные по размерам марганцевые месторождения и рудопроявления. Оруденение локализуется в тех горизонтах формации, в которых наряду с граувакками развиты вулканические и кремнистые породы, причем эти горизонты рудоносны на протяжении всей полосы их выходов (фиг. 5). Руды чаще всего ассоциируют с кремнистыми породами, преимущественно с их массивными разностями. Имеется много вариантов взаимоотношений рудных тел с вмещающими кремнистыми породами, основные из которых:

1) массивные линзы руд включены в тонкослоистые глинисто-кремнистые сланцы;

2) рудные тела ассоциируют с массивными кремнистыми породами, линзы которых, в свою очередь, заключены в тонкослоистых глинисто-кремнистых сланцах;

3) рудные тела ассоциируют с массивными кремнистыми породами, линзы которых подстилаются песчаниками, а перекрываются глинисто-кремнистыми сланцами;

4) рудные тела ассоциируют с массивными кремнистыми породами, подстилаются базальтами, а перекрываются глинисто-кремнистыми сланцами;

5) рудные тела располагаются в линзах массивных кремнистых пород, но отделяются от последних тонким прослоем глинистых сланцев.

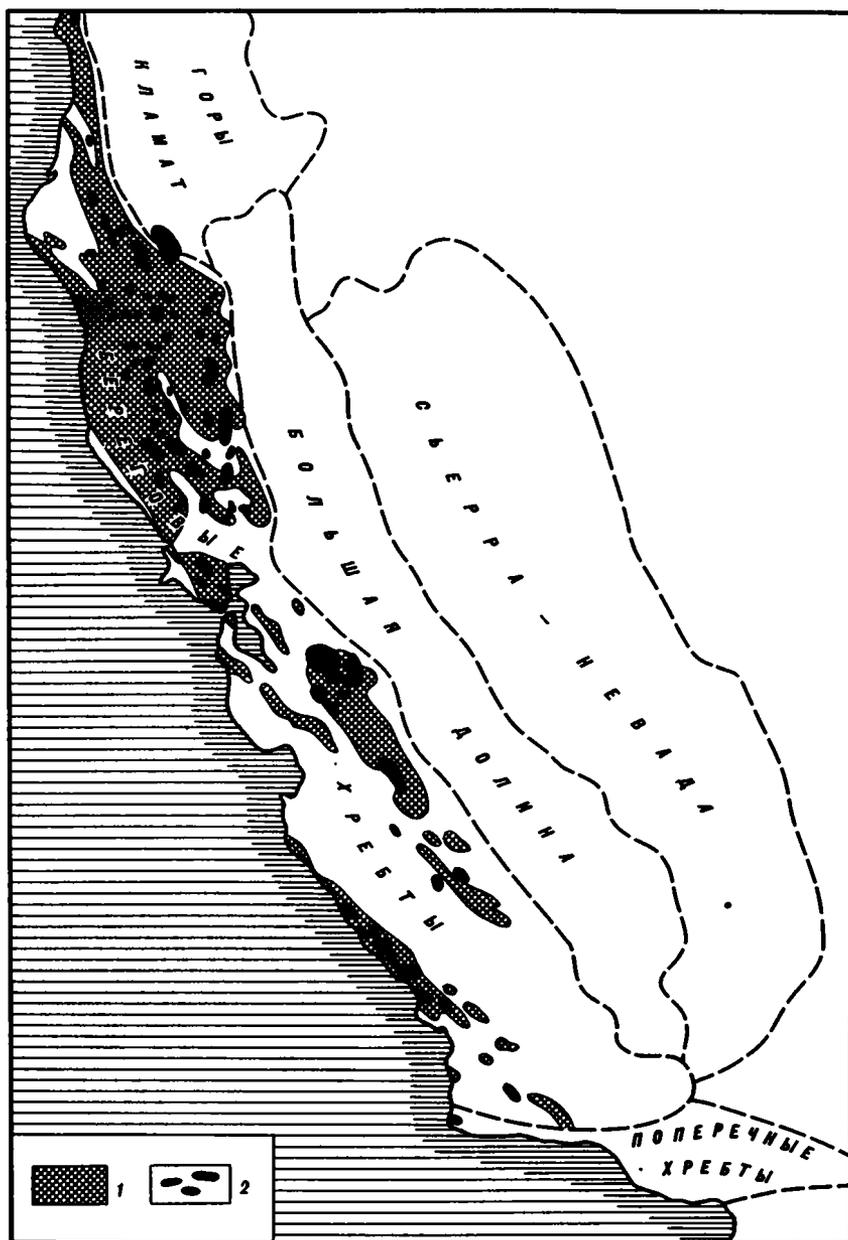
Во всех перечисленных случаях рудные тела имеют форму линз, залегающих согласно с вмещающими породами. Они могут быть единичными, могут располагаться кулисообразно или цепочкой вытягиваться вдоль определенного горизонта. Выклиниваются рудные тела тупо либо путем постепенного сужения, но никогда не расщепляются на несколько ветвей, разобренных глинистыми сланцами.

Рудные линзы чаще всего слагаются бедными марганцевыми рудами или просто марганецсодержащими кремнистыми породами. Промышленные рудные концентрации сравнительно редки. Средняя мощность наиболее богатых рудных линз обычно измеряется 1 м и только в одном случае достигает 9 м. Протяженность редко превышает десятки и первые сотни метров.

Рудные тела имеют обычно сложное строение, при котором состав и качество руд неоднократно изменяются даже в пределах небольших линз. Рудные линзы почти всегда полосчатые. Отдельные полосы складываются многочисленными мелкими линзочками, ориентированными по слоистости. Эти линзочки могут быть представлены как рудой одного состава, так и отличными минералогическими разностями руд.

Типы руд и условия их накопления. Первичные марганцевые руды слагаются материалом двух родов: марганцевыми карбонатами и марганецсодержащими опалами. Эти две составные части могут находиться в самых различных соотношениях, которые неоднократно изменяются даже в пределах одной рудной линзы. При резком преобладании одного из компонентов руда называется либо карбонатной, либо опаловой. Состав этих руд дается в табл. 5.

Сравнительно чистые неокисленные карбонатные руды представляют собой тонко-мелкозернистые породы, окрашенные в различные оттенки серого цвета, по внешнему виду ничем не отличающиеся от обыкновенных известняков.



Фиг. 5. Распределение марганцевого оруденения во францисканской формации (по [208])

1 - францисканская формация; 2 - площади распространения марганцевых руд и марганецсодержащих пород

Опаловые руды представляют собой плотные породы, характеризующиеся смоляным блеском и раковистым изломом. Их окраска варьирует в очень широких пределах, изменяясь от тускло-желтой до коричневой и даже смоляно-черной. Преобладают различные оттенки коричневого цвета, интенсивность которого определяется содержанием в породе окислов марганца. Содержание марганца в опалах достигает 50%. Опаловые руды, как правило, неоднородны и состоят из прерывистых полос и линз, характеризующихся различным содержанием окислов марганца. Эти линзы ориентированы параллельно общему напластованию породы и часто придают рудам отчетливое полосчатое строение. Линзы и

Таблица 5

Химический состав марганцевых руд францисканской формации по [208]

Состав руды	Карбонатные руды (разработки Бреретон)		Опаловые руды (разработки Вудс)		
	Образцы				
	1	2	1	2	3
SiO ₂	3,50	4,42	29,90	33,65	36,40
Al ₂ O ₃	0,35	-	1,50	1,70	2,9
Fe ₂ O ₃	Сл.	Сл.	1,35	1,46	2,9
FeO	1,05	2,00	Сл.	Сл.	Сл.
MnO	61,10	61,30	48,70	40,22	37,2
CaO	1,02	0,21	0,90	1,10	1,8
MgO	0,75	1,14	1,98	1,77	2,2
K ₂ O + Na ₂ O	-	-	Сл.	Сл.	-
H ₂ O ⁻	-	-	2,0	7,20	4,4
H ₂ O ⁺	0,10	0,20	8,50	7,30	8,1
CO ₂	31,80	30,40	5,05	5,50	4,9
P ₂ O ₅	0,25	-	0,06	Сл.	-
Сумма	99,92	99,67	99,94	99,90	97,9

полосы, сложенные опаловыми рудами с различным содержанием окислов марганца, обычно сменяют друг друга постепенно. В одной линзе часто удается проследить все градации перехода от богатых опаловых руд к обыкновенным массивным кремнистым породам.

Н. Талиаферро считает, что марганецсодержащие опалы представляют собой смесь, состоящую из трех основных частей: окислов марганца, кремнезема и воды. Эти три компонента могут находиться в различных соотношениях, и поэтому формула марганецсодержащего опала представляется следующим образом: $x\text{MnO} \cdot y\text{SiO}_2 \cdot z\text{H}_2\text{O}$. Для вещества подобного состава Н. Талиаферро предлагает название неотокит (neotocite), причем подчеркивает, что неотокит скорее представляет собой породу, чем минерал. Он считает, что окислы марганца были включены в структуру геля кремнезема в момент его формирования. В процессе метаморфизма марганецсодержащие опалы переходят в марганецсодержащие халцедоновые и кварцевые породы.

В кремнистых породах, включающих линзы марганцевых руд, часто также наблюдается повышенное содержание железа: соединения железа бывают либо относительно равномерно рассеяны в кремнистой массе, либо образуют в ней скопления линзообразной формы. Последние промышленного значения не имеют, но по своим структурным и текстурным особенностям, а также по характеру взаимоотношений с вмещающими породами совершенно аналогичны марганцеворудным линзам. Сходство железо-марганцеворудных концентраций подчеркивается их минеральным составом. Железо, так же как и марганец, присутствует либо в карбонатной форме, либо, что более распространено, в виде окислов (образования типа железосодержащих опалов). Известны опалы, в которых одновременно присутствуют окислы железа и марганца. Эти породы являются как бы связующим звеном между железо- и марганецсодержащими опалами. Кроме того, в опаловых железных рудах часто присутствуют сферолиты карбонатов марганца, а среди марганцевых карбонатных руд известны небольшие линзочки, сложенные железо-

содержащим опалом. Характерно, что линзы опаловых железных руд встречаются не только среди кремнистых пород, но и залегают иногда непосредственно в спилитах и туфах. Подобные рудные концентрации описаны в составе францисканской формации Э. Девисом [171] и характеризуются следующим химическим составом: марганец – 1–1,2%, окислы железа – до 60%, кремнезем – до 40%. По мнению Н. Талиаферро, наиболее благоприятные условия для накопления тонких глинисто-кремнистых, кремнистых и рудных илов, за счет которых формировались впоследствии характерные для продуктивных пачек месторождений породы и руды, создавались в относительно пониженных участках морского дна, которые тем не менее не являлись застойными депрессиями.

Генезис марганцевых руд и связанных с ними кремнистых пород. Из изложенного выше следует, что марганцевые руды францисканской формации несут все черты нормальной осадочной породы и особенно близки по своим свойствам к кремнистым образованиям, с которыми они ассоциируют. Родство кремнистых и рудных отложений доказывается не только обычным для них сонахождением. Оно подчеркивается также и большим сходством в строении рудных и кремнистых линз, причем сходством не только их внешних очертаний, но и внутреннего строения вплоть до идентичности мелких структурных и текстурных особенностей. Отсюда можно сделать вывод, что руды первоначально представляли собой химические осадки, которые отлагались в то же самое время, в той же самой морской обстановке и испытывали те же самые диагенетические преобразования, что и кремнистые илы. Более того, представляется вероятным, что рудные соединения и кремнезем поступали в бассейн седиментации из одного источника и что, следовательно, марганцевые и железные руды и кремнистые породы являются генетически родственными образованиями.

Выше неоднократно обращалось внимание не только на постоянное сонахождение рудных концентраций и кремнистых пород, но и на закономерную связь этих образований с эффузивами, выразившуюся в одновременном их появлении в разрезе формации. Постоянство ассоциаций перечисленных отложений, по мнению исследователей францисканской формации [4, 171, 206], указывает на генетическую связь рудо- и кремнезема с вулканической деятельностью, а руды и кремнистые породы ими относятся к категории вулканогенно-осадочных образований.

В вопросе о том, каким образом осуществляется вынос в морской бассейн кремнистых и рудных соединений, перечисленные исследователи придерживаются различных точек зрения. Э. Девис и Н. Талиаферро их поступления связывают с выносами подводных гидротермальных источников, деятельность которых сопровождала излияния лав. Э. Бейли полагает, что ассоциирующие с вулканическими породами кремнистые сланцы образовались за счет кремнезема, освобожденного при подводных извержениях в результате реакции излияющейся базальтовой лавы с морской водой². По мнению этого исследователя, растворение больших количеств кремнезема в морской воде могло происходить на значительных глубинах, при температурах, близких к критическим. Вода, нагретая до высокой температуры и пересыщенная кремнеземом, мигрировала от вулканических очагов, быстро охлаждаясь, в результате чего происходило осаждение кремнезема. Представляется, что в ходе рассматриваемого процесса, помимо кремнезема, освобождались также соединения марганца и железа, которые после выпадения в осадок могли образовывать рудные концентрации. В настоящее время возможность выщелачивания перечисленных элементов из основных вулканитов при взаимодействии последних с кипящей морской водой доказана экспериментальным путем [20, 21].

С точки зрения автора, вывод о вулканогенно-осадочном происхождении оруденения во францисканской формации справедлив. В то же время представляется, что поступление рудных соединений в бассейн седиментации не следует связывать с вулканическими источниками только одного какого-то определенного типа. Рудные концентрации, по всей вероятности, возникали за счет поступлений,

² Вопросы рудогенеза в работе Э. Бейли не рассматриваются.

связанных как с гидротермальными выносами [12, 36, 37, 116], так и образовавшихся при выщелачивании вулканических пород, причем в разных геологических ситуациях степень значимости этих рудогенерирующих источников могла изменяться. Какая форма выноса рудных соединений являлась определяющей в рассматриваемом случае, сказать с уверенностью трудно. Судя по тому, что в составе францисканской формации вулканиды имеют сравнительно ограниченное распространение, их выщелачивание не могло существенно влиять на общий рудный баланс, вследствие чего логично предположить, что ведущая роль в рудообразовании принадлежала гидротермальным поступлениям.

В заключение необходимо отметить следующее обстоятельство. Достаточное поступление в бассейн седиментации рудного компонента не являлось единственным фактором, обуславливающим возникновение значительных рудных концентраций. Для образования последних, так же как и для накопления глинисто-кремнистых илов по Н. Талиаферро, требовались условия, обеспечивающие скученность накопления тонких рудных взвесей и исключаящие возможность их рассеивания на обширных площадях. Благоприятная обстановка, видимо, могла создаваться в относительно прогнутых участках морского дна, защищенных от гидродинамических воздействий и расположенных вблизи источников, поставляющих рудные соединения.

ГРАУВАККОВАЯ ФОРМАЦИЯ НОВОЙ ЗЕЛАНДИИ (ПЕРМЬ - НИЖНИЙ МЕЗОЗОЙ)

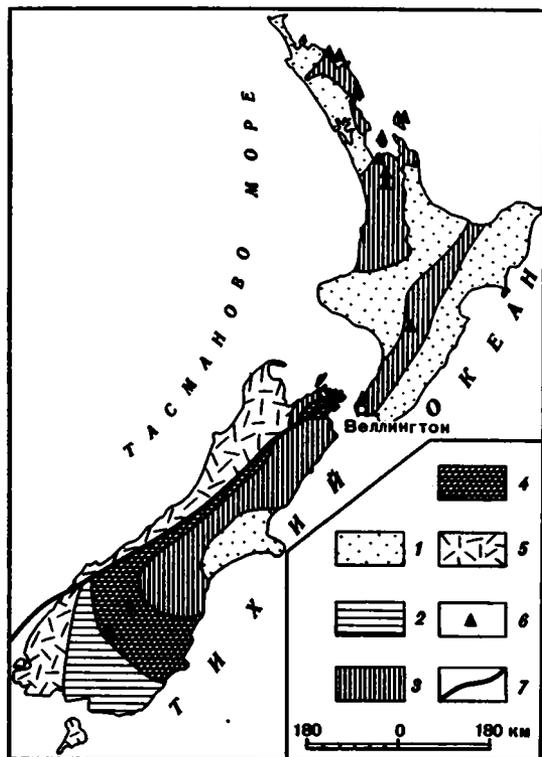
Общие сведения о формации и главные типы слагающих ее отложений

Граувакковые серии, во многом напоминающие францисканскую формацию Калифорнии, широко представлены также в Новой Зеландии, где они имеют также позднепалеозойский (предположительно пермский) и раннемезозойский возраст. Эти отложения, в дальнейшем описываемые как граувакковая формация Новой Зеландии, развиты в так называемой Альпийской структурно-фациальной зоне ("альпийская фация"), которая, как крупная структурная единица, выделяется большинством геологов Новой Зеландии, в числе которых Б. Вуд, Д. Гриндли и Х. Харрингтон [27], Д. Браун, Д. Кемпбелл и К. Крук [13], Х. Веллман [211, 212], Дж. Рид [126] и др. (фиг. 6). Формация по всей площади ее развития имеет однотипный состав и строение, но более детально она изучена в районе Веллингтона Дж. Ридом [196, 197] и Х. Веллманом [210, 211], данные которых используются при характеристике типов пород.

Главная масса пород описываемой формации представлена граувакковыми песчаниками и алевролитами, переслаивающимися с тонкими прослоями аргиллитов и включающими отдельные линзы внутриформационных конгломератов. Среди терригенных пород присутствуют прослои лав основного состава, кремнистых аргиллитов и вулканических аргиллитов. Вулканические и кремнистые породы группируются в своеобразные ассоциации, вошедшие в литературу под названием комплексов red rocks. Породы ассоциации red rocks имеют спорадическое распространение. Они локализируются в виде отдельных, изолированных друг от друга тел, обычно имеющих линзовидную форму. Эти тела встречаются на разных стратиграфических уровнях формации и не объединяются в определенных горизонтах. Марганцевые руды, как правило, связаны с ассоциациями red rocks.

Мошность граувакковой формации, по данным Н.А. Богданова [8], достигает 20 000 м. Ее основание не вскрыто. Контакт граувакковых толщ с более древними образованиями, развитыми по северо-западному побережью Южного острова тектонический. Вдоль этого разлома, а также по границе граувакковой формации с отложениями фациальной зоны Хоканое прослеживается пояс гипербазитов общей протяженностью около 1 000 км. Породы граувакковой формации в зоне, переходной к этому поясу, метаморфизованы.

На породах рассматриваемой формации с угловым несогласием залегают отложения мелового возраста. В нижней части разреза они представлены песчаниками с прослоями вулканических пород, выше сменяются толщами, имеющими



Фиг. 6. Схематическая геологическая карта Новой Зеландии (по [196] с изменениями автора)

1 - отложения послелеурского возраста; 2-3 - верхний палеозой и нижний мезозой; 2 - отложения "фашии Хоканоз", 3 - граувакковая формация ("Альпийская фашия"); 4 - зона метаморфических пород; 5 - ранний палеозой и докембрий?; 6 - марганцевые месторождения; 7 - разрывные нарушения

флишиоидный характер, которым свойственно ритмичное переслаивание песчаников и черных глинистых сланцев.

Граувакковые песчаники - массивные, преимущественно среднезернистые породы, окрашенные в разные оттенки серого цвета. Характерна плохая сортировка и слабая степень окатанности обломочных зерен. Песчаники сложены как мономинеральными зернами, так и обломками пород. Мо-

номинеральные зерна представлены в основном кварцем (от 10 до 30% общей массы породы) и полевыми шпатами (до 30%). Различаются полевые шпаты трех типов: калиевые полевые шпаты, натровые плагиоклазы и значительно реже плагиоклазы основного состава. Общее содержание плагиоклазов значительно выше, чем калиевых полевых шпатов. До 5% породы составляют обломки биотита.

Обломки пород составляют до 10% общей массы кластического материала. Они представлены изверженными, метаморфическими и осадочными породами. Изверженные породы наиболее характерны. Они имеют преимущественно кислый состав (главным образом риолиты, в меньшей мере - кварцевые порфиры и кератофиры) и реже представлены измененными базальтами. Обломки метаморфических пород представлены филлитами, слюдистыми сланцами и кварцитами, осадочных - алевролитами и в меньшей степени - кремнистыми образованиями. Обломки осадочных пород, видимо, имеют внутриформационное происхождение.

Матрикс песчаников по составу не отличается от тех обломочных зерен, которые он цементирует, и его выделение является в значительной мере условным. Так, к матриксу условно относятся частицы размером менее 0,02 мм. При таком подразделении матрикс составляет от 14 до 34% породы.

Химический состав граувакк отражен в табл. 6, где в первой графе приводится средний состав граувакковых песчаников из района Веллингтон (по 20 образцам), а в графах 2-14 - анализы песчаников той же формации, но за пределами района Веллингтон.

Аргиллиты - плотные породы черного и темно-серого цвета с хорошо выраженной слоистостью. К этому классу пород Дж. Рид относит терригенные образования с размером обломочных зерен 0,06-0,004 мм. Обломочный материал плохо отсортирован. Он представлен угловатыми зернышками кварца, полевыми шпатами и чешуйками биотита, погруженными в глинистый матрикс. Средний химический состав аргиллитов следующий (приводятся средние значения по 17 образцам аргиллитов, взятых в тех пунктах района Веллингтон, что и песчаники, состав которых отражен в первой графе табл. 6): SiO_2 - 64,2; Al_2O_3 - 16,3; Fe_2O_3 - 0,72; FeO - 4,1; MgO - 1,9; CaO - 1,4; Na_2O - 2,2; K_2O - 3,7;

H_2O^+ - 3,4; H_2O^- - 0,55; п.п. - нет; TiO_2 - 0,70; P_2O_5 - 0,14; MnO - 0,06; CO_2 - следы; S - 0,24; BaO - нет; C - 0,44; сумма - 100,1.

Из приведенных данных видно, что аргиллиты очень близки по составу к тем песчаникам, с которыми они переслаиваются, и отличаются более низким содержанием кремнезема и более высоким алюминия (соответственно SiO_2 - 64,2 и 71,1%; Al_2O_3 - 16,3 и 13,9%). Для аргиллитов также характерно повышенное содержание калия по сравнению с натрием (в песчаниках это отношение обратное). Калиевый характер аргиллитов объясняется их повышенной глинистостью.

Одинаковый характер обломочных зерен и близкий химический состав песчаников и аргиллитов указывают на их генетическое родство и общий источник породообразующего материала. Судя по минералогическим и химическим особенностям, рассматриваемые терригенные породы в основном произошли за счет размыва батолитов гранитоидов, которые широко представлены в западной части Южного острова. Из этого района в бассейн седиментации поступали обломки кислых эффузивов и, возможно, базальтоидов. Последние могли образоваться также в результате внутриформационных размывов, за счет только что отложившихся лав. Эрозия материнских пород происходила без заметного химического разложения, что подтверждается присутствием в обломках большого количества сравнительно свежих плагиоклазов, а также неизмененных вулканических пород. Плохая сортировка и угловатость обломочных зерен наряду с обилием неустойчивых компонентов говорит о быстром захоронении породообразующего материала и сравнительной близости области сноса.

Вулканические породы представлены преимущественно эффузивами основного состава. Большинству из них свойственны хорошо выраженные подушечные отдельности, и только отдельные прослои представлены массивными лавами. Цвет эффузивных пород изменяется от кроваво-красного до зеленого. Лавы образуют незначительные по мощности и протяженности прослои, которые ассоциируют с кремнистыми породами и вулканическими аргиллитами. Излияния лав происходили в подводных условиях. Химический состав эффузивов из района Веллингтон приведен в табл. 7*.

Вулканические аргиллиты - породы красного, зеленого, реже серого цвета, неизменно ассоциирующие с эффузивами и кремнистыми образованиями. Пласты вулканических аргиллитов чаще всего подстилают лавовые потоки, но могут залегать и над ними. Кроме того, эти образования в некоторых разрезах переслаиваются с кремнистыми породами. Вулканические аргиллиты более тонкозернисты, чем аргиллиты, переслаивающиеся с граувакковыми песчаниками. Из-за малого размера породообразующих зерен минералогический состав вулканических аргиллитов трудно распознаваем. Рентгеноструктурным анализом установлено присутствие в их составе кварца, иллита, каолинита и полевых шпатов. Окраска пород обуславливается присутствием в них соединений железа в разных степенях окисления.

Х. Веллман [210] и Дж. Рид [196, 197] считают, что вулканические аргиллиты представляют собой туфогенные породы, состоящие из смеси глинистого материала терригенного и вулканического происхождения. Это мнение основывается, во-первых, на постоянной ассоциации вулканических аргиллитов с эффузивами и, во-вторых, на их химическом составе. Последний занимает промежуточное положение между составом терригенных аргиллитов и эффузивных пород, входящих в состав ассоциации red rocks (табл. 8).

Вулканические аргиллиты рассматриваются упомянутыми выше исследователями как литифицированные глубоководные илы, изначально отлагавшиеся в наиболее прогнутых участках морского дна.

Кремнистые породы представлены яшмами и кремнистыми серыми сланцами. Яшмы для формации более характерны и встречаются исключительно в ассо-

*Как видно из табл. 7, эффузивы района Веллингтон характеризуются повышенным содержанием калия. Однако Дж. Рид отмечает, что в других районах Новой Зеландии в составе описываемой формации присутствуют и натровые разности базальтов, приближающиеся по своему составу к спилитам.

Таблица 6
Состав граувакков Новой Зеландии по [196]

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	71,1	73,27	71,83	70,43	74,65	70,45	70,75
Al ₂ O ₃	13,9	13,35	13,32	14,60	12,71	14,25	12,30
Fe ₂ O ₃	Сл.	1,22	1,67	0,52	2,15	0,56	2,72
FeO	2,7	1,58	1,50	2,37	0,76	2,87	2,74
MgO	1,3	0,72	0,91	1,13	0,80	1,35	1,22
CaO	1,8	0,96	0,79	2,21	0,44	1,21	1,90
Na ₂ O	3,7	3,61	3,86	3,12	3,72	4,18	3,18
K ₂ O	2,3	2,74	3,05	2,63	1,70	2,07	2,48
H ₂ O ⁺	1,9	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁻	0,26	0,37	0,41	0,45	0,51	0,31	0,16
П.п.п.	-	1,59	1,76	1,54	1,96	1,79	1,79
TiO ₂	0,50	0,42	0,57	0,55	0,55	0,45	0,62
P ₂ O ₅	0,10	0,13	0,20	0,23	0,13	0,15	0,16
MnO	0,05	-	-	-	-	-	0,06
CO ₂	0,12	-	-	-	-	-	-
S	Сл.	-	-	-	-	-	-
BaO	-	-	-	-	-	-	-
C	0,09	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,8	99,96	99,87	99,78	100,08	99,64	100,26

Таблица 7
Вулканические породы Новой Зеландии (район Веллингтон, по [196])

Компо- ненты	1	2	3	Компо- ненты	1	2	3
SiO ₂	48,62	48,6	47,4	П.п.п.	8,22	-	-
Al ₂ O ₃	13,98	16,1	15,7	TiO ₂	1,66	1,94	3,6
Fe ₂ O ₃	7,68	7,6	2,4	P ₂ O ₅	-	0,34	0,88
FeO	2,16	4,0	9,1	MnO	-	0,34	0,20
MgO	1,36	3,6	4,4	CO ₂	-	1,45	-
CaO	10,27	6,2	7,7	V ₂ O ₃	-	-	-
Na ₂ O	3,56	4,5	4,0	S	-	-	-
K ₂ O	1,69	1,76	1,28	Cl	-	-	-
H ₂ O ⁺	-	2,9	4,1	NiO	-	-	-
H ₂ O	-	0,22	0,34	Сумма	99,20	99,6	101,1

Примечание. 1 - туф; 2-3 - эффузивные породы.

8	9	10	11	12	13	14	Среднее
66,10	69,62	65,77	70,90	68,20	65,11	66,91	69,7
14,55	14,20	15,03	14,33	16,63	15,49	15,50	14,3
0,40	0,56	2,27	0,23	0,04	0,77	0,61	1,0
4,20	2,81	2,23	2,55	3,14	3,39	2,74	2,5
0,30	1,64	1,87	1,11	1,30	1,90	1,73	1,2
2,95	1,58	3,34	1,31	2,45	2,82	2,54	1,9
3,25	3,64	3,31	3,56	2,43	4,01	3,79	3,5
1,07	2,80	2,25	2,73	2,33	2,58	2,87	2,4
-	1,74	2,25	1,75	-	2,27	1,96	1,9
0,80	0,29	0,29	0,36	0,55	0,33	0,20	0,4
2,71	-	-	-	1,75	-	-	-
1,50	0,50	0,70	0,50	0,31	0,60	0,48	0,6
0,37	0,13	0,23	0,12	0,23	0,22	0,17	0,2
0,25	0,06	0,07	0,06	0,30	0,08	0,11	0,1
0,43	0,09	0,03	0,20	0,05	0,09	0,06	0,1
-	0,08	0,01	0,05	-	0,01	0,02	0,03
-	0,07	0,08	0,06	-	0,07	0,08	0,07
-	-	-	-	-	-	-	0,1
99,22	99,81	99,77	99,87	99,84	99,74	99,77	99,9

Таблица 8

Состав вулканических аргиллитов Новой Зеландии (район Веллингтон, по [196, 197])

Состав	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	61,10	60,61	58,70	62,44	60,71	48,21	64,2
Al ₂ O ₃	17,60	17,74	18,29	18,46	18,02	15,26	16,3
Fe ₂ O ₃	3,84	2,10	1,99	1,44	2,34	5,89	0,72
FeO	3,85	4,80	6,03	3,20	4,47	5,09	4,1
MgO	2,07	2,74	2,96	2,06	2,46	3,12	1,9
CaO	1,07	0,91	1,30	0,93	1,05	8,05	1,4
Na ₂ O	2,78	2,71	2,63	3,33	2,86	4,02	2,2
K ₂ O	3,45	3,41	3,30	3,64	3,45	1,58	3,7
H ₂ O ⁺	-	3,92	-	3,21			
H ₂ O ⁻	-	0,27	-	0,34			
П.п.п.	3,42	-	4,11	-			

Таблица 8 (окончание)

Состав	1	2	3	4	5	6	7
TiO ₂	0,95	0,67	0,93	0,72	0,82	1,80	0,70
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-
MnO	-	0,20	-	0,13	0,17	0,28	0,06
CO ₂	-	Сл.	-	Сл.	-	-	-
S	-	0,04	-	0,05	-	-	-
Cl	-	Сл.	-	Сл.	-	-	-
BaO	-	0,07	-	0,07	-	-	-
Сумма	100,13	100,19	100,24	100,02	-	-	-

Примечание. 1-2 – красные вулканические аргиллиты; 3-4 – зеленые вулканические аргиллиты; 5 – средние значения анализов 1-4; 6 – средний состав лав (анализы 1-3, см. табл. 7); 7 – средний состав терригенных аргиллитов.

шиации с эффузивами и вулканическими аргиллитами. Что касается кремнистых сланцев, то они иногда бывают представлены и за пределами комплекса red rocks, образуя прослой среди граувакковых песчаников. Яшмы отличаются от кремнистых сланцев более повышенным содержанием железа и марганца, а также присутствием в них остатков радиолярий. По данным двух неполных анализов содержание железа и яшмах (в пересчете на Fe₂O₃) составляет от 9,3 до 1,5%, а марганца (в пересчете на MnO) – 0,89 и 0,33%.

Возникновение яшм Дж. Рид связывает с подводной вулканической деятельностью, причем считает, что большая часть кремнезема освобождалась в результате реакции изливающихся лав с морской водой.

Обстановка осадконакопления

Накопление отложений рассматриваемой формации происходило в течение длительного времени, охватывающего верхнюю часть палеозоя и начало мезозоя, в глубоководных океанических условиях. Этот период характеризовался обильным поступлением в бассейн седиментации терригенного материала, в основном образовавшегося за счет размыва суши, располагавшейся к западу от современной полосы выходов граувакковой формации. Характер обломочного материала говорит о том, что разрушению в основном подвергались интрузии гранитоидов, в меньшей степени – эффузивные породы кислого состава и метаморфические образования.

Вулканическая деятельность сопутствовала всему периоду накопления граувакковых толщ, но ее проявления носили спорадический характер. Отдельные очаги были разобщены, и в сфере их деятельности формировались ассоциации red rocks. Последние образовывали изолированные тела линзовидной формы, локализующиеся среди терригенных пород на разных стратиграфических уровнях.

Геосинклинальный трог, в котором происходила седиментация граувакковых толщ, развивался непосредственно на коре океанического типа [8, 9, 82]. Этот трог располагался на границе океана и области с развивающейся сиалической корой, которая служила поставщиком терригенного материала для граувакковой формации. Граница структур, развивающихся на разном основании, прослеживается по смене формаций и, кроме того, подчеркивается поясом гипербазитов. Присутствие последнего является одним из доказательств того, что граувакковая формация развивалась непосредственно на океаническом ложе.

Образование зоны повышенного метаморфизма пород граувакковой формации, по заключению геологов Новой Зеландии [29], происходило в условиях низких температур и высоких давлений и, видимо, связано с тектоническим перемещением толщ в сторону континента.

Марганценоность формации

Марганцевые руды в составе граувакковой формации связаны с породами ассоциации red rocks [197, 198]. Эта ассоциация настолько обычна, что само появление образования red rocks Дж. Рид рассматривает, как поисковый признак на марганец. Рудные тела имеют форму укороченных линз, залегающих согласно среди пород ассоциации red rocks. Эти линзы встречаются спорадически, причем обычно их размеры невелики (только в отдельных случаях достигают промышленных масштабов). Главным марганцевым минералом является псиломелан. В меньших количествах присутствуют пиролюзит, браунит и родохрозит. В зонах повышенного метаморфизма развиты силикаты марганца. Наряду с марганцевыми рудами в состав ассоциации red rocks входят также гематитовые руды. В некоторых разностях марганцевых руд наблюдаются повышенные содержания железа. При выходе за пределы тел red rocks всякие признаки оруденения исчезают.

Таблица 9

Состав марганцевых руд районов Бомбей и Отау (по [198])

Состав	Бомбей			Отау	
	1	2	3	4	5
MnO ₂	78,72	80,3	82,15	88,2	23,2
MnO	5,17	5,24	4,25	3,4	40,4
SiO ₂	0,67	-	-	0,5	25,5
Al ₂ O ₃	0,99	-	-	0,8	0,5
Fe ₂ O ₃	0,97	0,95	0,65	11,4	4,8
MgO	0,27	-	-	0,1	0,2
CaO	0,26	-	-	Нет	1,6
Na ₂ O	0,13	-	-	0,38	2,36
K ₂ O	3,31	-	-	0,35	0,06
H ₂ O ⁺	1,51	-	-	-	-
H ₂ O ⁻	3,16	-	-	4,34	1,28
BaO	3,54	-	-	0,29	0,02
SrO	0,30	0,55	0,70	0,08	0,06
NiO	0,20	0,07	0,09	Нет	Нет
CuO	-	0,01	0,01	0,16	0,04
ZnO	0,20	-	-	-	-
TiO ₂	0,03	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,30	-	-	-	-
V ₂ O ₅	0,11	-	-	-	-
S	Сл.	-	-	-	-
Сумма	99,84	87,12	87,85	100,00	100,00

Таблица 10

Состав вулканитов марганценосной формации Японии (по [205])

Состав	1	2	3	4
SiO ₂	46,30	48,80	46,35	48,66
TiO ₂	1,75	2,30	1,95	2,60
Al ₂ O ₃	14,72	14,94	13,80	14,66
Fe ₂ O ₃	6,24	4,72	1,58	4,13
FeO	6,72	6,12	11,24	5,59
MnO	0,21	0,20	0,21	1,48
MgO	6,61	6,15	7,47	7,10
CaO	8,73	8,13	8,58	7,54
Na ₂ O	2,27	3,29	3,11	3,69
K ₂ O	1,68	2,20	0,23	0,29
H ₂ O ⁺	3,84	2,50	3,40	3,20
H ₂ O ⁻	0,57	0,38	0,54	0,28
Cr ₂ O ₃	0,02	-	0,02	0,01
P ₂ O ₅	0,11	0,24	0,20	0,24
CO ₂	0,03	Нет	1,19	0,73
Сумма	100,01	99,97	99,87	100,20

Дж. Рид отмечает, что вообще во всех породах комплекса red rocks содержания марганца и железа значительно выше, чем во вмещающих терригенных образованиях. Если в песчаниках и переслаивающихся с ними аргиллитах содержание MnO в среднем составляет 0,04–0,06%, то в пределах ассоциации red rocks оно следующее: вулканические аргиллиты – 0,09–0,2%, силициты – 0,14–0,34%, яшмы – 0,3–0,9%. Главные марганцевые месторождения сосредоточены на Северном острове. Состав руд приведен в табл. 9.

Дж. Рид считает, что описываемые марганцевые и железные руды представляют собой осадочные сингенетичные образования, возникновение которых находится в тесной связи с подводным вулканизмом. По его мнению, вынос в бассейн рудных соединений происходил в процессе гидротермальной и фумарольной деятельности, сопутствующей излияниям лав. Накопление рудных илов, очевидно, происходило на относительно прогнутых участках морского дна (ассоциация с глубоководными вулканическими аргиллитами), куда доступ кластического материала был сравнительно ограничен.

ФОРМАЦИЯ ХИДАКА, ЯПОНИИ (ПАЛЕОЗОЙ (?) - МЕЗОЗОЙ - ДО ВЕРХНЕГО МЕЛА)

Краткая справка о марганценосных отложениях Японии

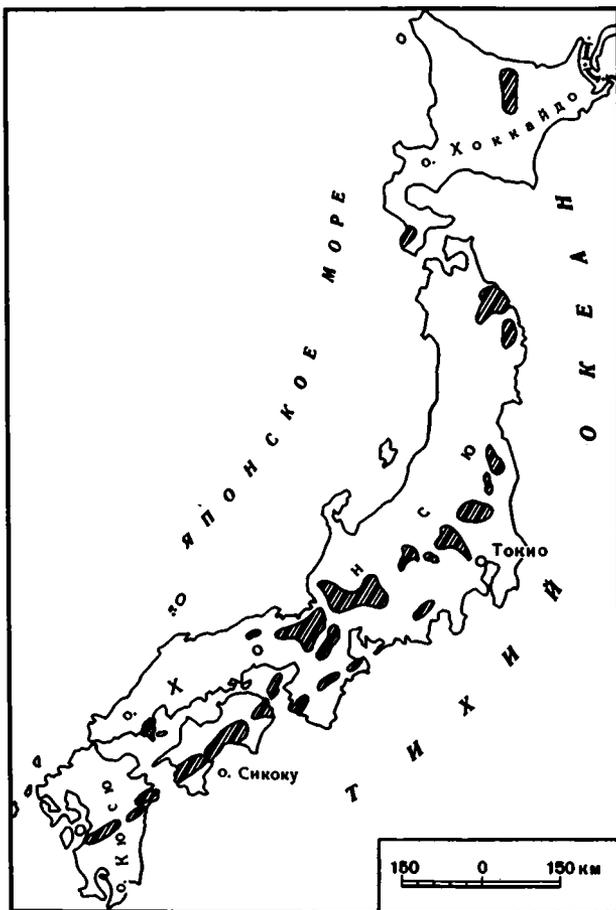
Марганценозные отложения в Японии имеют очень широкое распространение³. Они развиты в полосе, протягивающейся вдоль всех Японских островов: от района Токоро в северной части о-ва Хоккайдо через о-ва Хонсю и Сикоку к запад-

³ Имеются в виду отложения, с которыми связаны вулканогенно-осадочные и осадочные марганцевые и железо-марганцевые руды. Жильные гидротермальные месторождения в настоящей работе не рассматриваются и на карту (см. фиг. 7) не нанесены.

	5	6	7	8	9
	48,99	46,74	46,22	48,82	46,70
	0,96	0,74	1,08	2,38	1,95
	16,50	20,75	21,92	17,27	14,45
	2,92	1,91	7,63	9,35	2,45
	6,35	9,98	2,29	3,03	8,65
	0,94	1,73	0,40	0,11	0,14
	8,11	5,76	5,45	4,22	7,54
	5,47	2,25	1,70	7,95	9,27
	4,10	3,74	1,96	2,80	1,43
	0,20	0,51	4,74	1,82	0,15
	4,62	5,64	5,26	1,92	5,54
	0,28	0,16	0,92	0,22	0,66
	0,05	0,05	0,28	Нет	0,06
	0,10	0,10	0,20	0,31	0,23
	0,35	Сл.	Сл.	Сл.	0,73
	99,94	99,97	100,05	100,20	99,93

ной оконечности о-ва Кюсю. При этом главные рудные районы оказываются приуроченными к внешней зоне юго-западной Японии и к северной части о-ва Хоккайдо (фиг. 7). Во внутренней зоне Японии рудопоявления встречаются спорадически и невелики по размерам. Особенно отчетливо эта закономерность проявилась в отношении марганецсодержащих железных руд и марганцевых руд с повышенным содержанием железа: их концентрации локализируются исключительно по тихоокеанской стороне Японских островов. Все проявления оруденения связаны с однотипными ассоциациями пород, главная роль в которых принадлежит граувакковым песчаникам, глинистым сланцам, кремнистым породам, а также эффузивам и туфам основного состава; известняки в рассматриваемые парагенезы пород входят в качестве подчиненных членов. Соотношения между осадочными и вулканическими породами не остаются постоянными: они изменяются как в разрезе, так и по простиранию толщ. В некоторых случаях вулканические образования даже преобладают над осадочными. Точно так же от разреза к разрезу изменяется и характер вулканических пород: в одних случаях среди них преобладают эффузивные разности, в других — пирокластические. Характерно, что химический состав лав и их пирокластических производных во всей рудонесной полосе сохраняется примерно один и тот же (табл. 10).

Для иллюстрации состава и строения марганценозной формации более подробно рассмотрим рудовмещающие отложения о-ва Хоккайдо, обнажающиеся в антиклинории Хидака. Собственно рудный район Токоро располагается на северном погружении этой структуры, там где она срезается побережьем Охотского моря (см. фиг. 7). Железо-марганцевое оруденение района Токоро связано с отложениями надгруппы Хидака [30], объединяющей комплекс пород позднепалеозойского (?) и мезозойского (до раннего мела включительно) возраста. Надгруппа Хидака представлена единым парагенезом пород и может быть приравнена к формации в принятом в настоящей работе смысле. Накопление формации, видимо, происходило непосредственно на коре океанического типа [61].



Фиг. 7. Марганцеворудные районы Японии (по [184]). Штриховкой показаны марганцеворудные районы (жильные месторождения, а также рудопроявления кайнозойского возраста на схему не нанесены)

Тела гипербазитов и габброидов выведены на поверхность вдоль разломов. В своем современном расположении пластины гипербазитов связаны с эвгеосинклинальными отложениями различного возраста, а иногда даже смешаются в область распространения миегосинклинальных толщ.

Состав и строение формации

Формация Хидака представлена непрерывной морской серией, главная роль в которой принадлежит граувакковым песчаникам, глинистым и кремнистым сланцам и вулканитам основного состава. В разных частях разреза формации соотношения между ее вулканической и осадочной составляющими несколько изменяются, что привело к подразделению надгруппы Хидака на три части или группы, границы между которыми очень нечеткие. Нижняя часть формации (группа Наконагава, верхняя часть палеозоя(?) – триас) представлена переслаивающимися песчаниками и алевролитами, обломочные зерна которых имеют преимущественно полевошпатово-кварцевый состав и реже представлены порфиритами и спилитами. Мощность этой части разреза определяется в несколько тысяч метров.

Более высокие горизонты формации (группа Камуи, триас–юра) представлены граувакковыми песчаниками и сланцами зеленоватых оттенков, среди которых

присутствуют прослои известняков и вулканических пород. Количество последних вверх по разрезу постепенно возрастает; если для нижней части разреза характерны только отдельные прослои туфов основного состава, то в его верхних горизонтах широко распространены покровы спилитов и диабазов, переслаивающихся с мощными прослоями основных туфов. Граувакки, ассоциирующие с вулканическими образованиями, приобретают интенсивную зеленую окраску и характеризуются обилием обломков спилитов. Мощность группы Камуи 4–6 тыс. м.

Для отложений самых верхних горизонтов формации (группа Сорачи, юра – нижний мел, мощность 9–10 тыс. м) характерно широкое развитие диабазовых лав и пирокластических пород, спилитов с подушечными отдельностями, кремнистых и кремнисто–глинистых пород, линз известняков. В нижней части разреза группы Сорачи вулканические образования преобладают над терригенными породами, и только в ее верхних горизонтах песчаники и глинистые сланцы вновь приобретают доминирующее значение. С кремнистыми и вулканическими породами группы Сорачи ассоциируют залежи марганецсодержащих железных руд, в связи с чем их характеристика дается несколько подробнее⁴.

Кремнистые породы имеют наиболее широкое распространение в пределах рудных полей. Большинству из них свойственна красноватая окраска, интенсивность которой увеличивается по мере повышения содержания соединений железа. Кроме того, встречаются кремнистые породы различных оттенков зеленого и серого цвета. Кремнистые породы состоят из агрегата опала и халцедона, пигментированного тонкораспыленным гематитом. Некоторые их прослои содержат радиолярии. Выделяются две разновидности кремнистых пород: массивные и слоистые. В слоистых разностях наблюдается чередование слоев, сложенных кремнистым и известково–глинистым материалом (в последних часто обнаруживается примесь туфогенного материала). Мощность кремнистых слоев 3–5 см, известково–глинистых – 0,5 см. В районе месторождений массивные кремнистые породы обычно преобладают над слоистыми.

Эффузивные породы относятся преимущественно к группе базальтов, причем наиболее распространены их толеитовые разности [160].

Судя по данным А. Такабатаке (см. табл. 10), среди эффузивов, развитых в районе рудных полей, помимо толеитов, представлены также базальты с относительно повышенной щелочностью (за счет относительно высокого содержания калия). Среди базальтов выделяются две разности – массивные и с подушечной отдельностью. Отдельности в подушечных лавах сцементированы небольшим количеством туфогенного материала. Некоторые подушечные лавы близки по своему составу к спилитам. Массивные разности лав распространены шире, чем подушечные, и мощность их покровов более значительная (изменяется от нескольких до 100 м и более). С рудами чаще ассоциируют подушечные лавы. Излияния лав, несомненно, были подводными. Об этом говорит многократное переслаивание эффузивов с радиоляриевыми кремнистыми породами и известняками, а также наличие в них подушечных отдельностей.

Туфы по составу идентичны лавам. В ряде районов они характеризуются интенсивной зеленой окраской и описываются как шальштейны. По простиранию туфы обычно замещаются радиоляриевыми кремнистыми породами или эффузивами. С этими же образованиями они и переслаиваются. Лавы на контакте с туфовыми прослоями, как правило, бывают обогащены примесью пирокластического материала.

Особенности отложений формации Хидака свидетельствуют об их образовании в глубоководных условиях, возможно, непосредственно на коре океанического типа [61]. В конце палеозоя и самом начале мезозоя вулканические проявления были незначительны. Этот период характеризуется обильным поступлением в бассейн седиментации кластического (полевошпатово–кварцевого) материала, образовавшегося при размыве сиалической суши. Позднее характер кластического материала изменялся: в терригенных прослоях начинают преобладать обломки

⁴Краткая характеристика кремнистых и вулканических пород дается по А. Такабатаке [205].

Таблица 11

Содержание основных компонентов в марганецсодержащих железных рудах района Токоро, о-в Хоккайдо [203]

№ анализа	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	15,90	5,44	53,64	0,12	13,71
2	11,80	2,64	53,26	0,22	18,30

Примечание. 1 – месторождение Кокурики, 2 – месторождение Наканозава.

эффузивов и туфов основного состава, которые представляют продукты одновременного или несколько более раннего вулканизма. Попутно с изменением состава обломочного материала во времени наблюдается постепенная активизация вулканической деятельности, которая достигает своего максимума в юрское время.

Марганценосность формации

Как уже отмечалось выше, марганцевые руды локализируются в верхней части формации Хидака, где, кроме того, представлены железо-марганцевые и железорудные накопления. Перечисленные разности руд могут быть как тесно пространственно связаны, так и разобщены [23, 161]. Руды, как правило, ассоциируются с массивными кремнистыми породами красного цвета и с вулканическими образованиями (лавами основного состава или их пирокластическими производными)⁵. В вертикальном разрезе последовательность залегания перечисленных пород не остается постоянной. По наблюдениям К. Канеко [184], пласты марганцевых руд чаще всего залегают среди кремнистых пород, причем с одной стороны рудная залежь бывает ограничена их массивной разновидностью, а с другой – слоистой. Характерно, что контакт руд и слоистых кремнистых пород всегда бывает резким, тогда как между массивными кремнистыми породами и рудами наблюдаются постепенные переходы. Условия залегания марганецсодержащих железных руд несколько иные. А. Такабатаке [205] приходит к выводу, что руды этого типа чаще всего залегают на вулканических породах (эффузивах или туфах), а перекрываются кремнистыми образованиями.

Рудные залежи обычно имеют форму линз, реже небольших пластовых тел, осложненных раздувами и пережимами. Размеры залежей, как правило, невелики: их протяженность не превышает нескольких десятков метров при мощности 1–5, реже 10 м. Рудные тела всегда залегают согласно с вмещающими породами, причем в определенных районах приурочены приблизительно к одному стратиграфическому уровню, вдоль которого вытягиваются цепочкой. Вследствие этого, несмотря на небольшие размеры отдельных рудных тел, общая протяженность рудоносных горизонтов может быть весьма значительной.

Главными марганцевыми минералами первичных руд являются браунит, гаусманит и родохрозит. В метаморфизованных разностях руд широкое распространение приобретают силикаты марганца. В зонах окисления развиты пиролюзит и псиломелан.

Марганецсодержащие железные руды состоят преимущественно из гематита, к которому в небольших количествах примешиваются окислы марганца. Кроме

⁵ Ассоциация марганцевых и марганецсодержащих железных руд с кремнистыми и вулканическими породами представлена не только в районе Токоро. Она отмечается повсеместно и рассматривается как совокупность пород, характерная для марганценосных отложений Японии вообще. Следует добавить, что характер вулканических и кремнистых пород в этих парагенезах во всех рудных районах сохраняется один и тот же.

MgO	CaO	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	S	P
1,66	3,68	3,41	1,28	0,09	0,67
1,08	6,24	3,44	1,25	0,03	0,77

того, в железисто-кремнистой рудообразующей массе присутствуют мелкие сферолиты, сложенные карбонатами марганца. Гематит обычно тонко импрегнирует агрегат халцедона и опала. Наиболее распространенными являются две разновидности марганецсодержащих железных руд: массивные однородные руды и ленточные. В массивных рудах рудное вещество равномерно распространено в тонкокристаллической кремнистой массе. В ленточных оно концентрируется в определенных полосах (в среднем до 5 мм), разобренных прослоями, сложенными чисто кремнистым материалом. По данным Дж. Сузуки [203], марганецсодержащие железные руды района Токоро в среднем содержат 30–40% железа и 8–15% марганца. Соотношение Fe/Mn может резко меняться от одного рудного тела к другому, но в пределах одного слоя оно обычно остается постоянным. Состав описываемых руд приведен в табл. 11.

На всех месторождениях Японии обращает на себя внимание постоянная ассоциация марганцевых и железных руд с кремнистыми и вулканическими породами. Как видно из описаний формации Хидака, оруденение несут те ее горизонты, которые соответствуют периодам максимальной активизации вулканической деятельности (группа Сорачи). Неизменный парагенез руд, кремнистых пород и вулканических образований рассматривается как указание на их генетическую связь.

Описанные марганцевые и железные руды, по мнению большинства исследователей, представляют собой первично-осадочные морские образования. Поступления рудных соединений и кремнезема связываются с деятельностью горячих источников, активизирующихся в периоды излияния лав.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ФРАНЦИСКАНСКОГО (ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТО-ГРАУВАККОВОГО) ТИПА ФОРМАЦИЙ

Сравнение вулканогенно-кремнисто-граувакковых формаций Калифорнии, Новой Зеландии и Японии позволяет выявить сходство и различия в их составе и строении и затем наметить основные черты, характерные для типа в целом.

Все рассмотренные конкретные формации характеризуются резким преобладанием осадочной составляющей над вулканической. Осадочная составляющая представлена преимущественно терригенными породами. В Калифорнии и Японии в ее состав в подчиненном количестве входят также известняки. В граувакковой формации Новой Зеландии карбонатные образования отсутствуют.

Граувакковые песчаники во всех рассмотренных формациях характеризуются слабой степенью окатанности и сортировки слагающего их кластического материала. В большинстве случаев около 50% общего объема породы составляют мономинеральные зерна, представленные кварцем и полевыми шпатами. Обломки пород представлены преимущественно эффузивами и их туфами, причем их состав от формации к формации несколько изменяется. В Калифорнии и Японии это исключительно вулканы основного состава, идентичные тем лавам и пирокластам, которые присутствуют в формации в коренном залегании. В грау-

Таблица 12

Сравнение граувакков Калифорнии и Новой Зеландии

Состав	Калифорния		Новая Зеландия	
	Пределы изменений	Среднее (21 обр.)	Пределы изменений	Среднее (13 обр.)
	1	2	3	4
SiO ₂	56,8-72,9	67,5	65,11-74,65	69,7
TiO ₂	0,3-1,8	0,5	0,31-1,50	0,6
Al ₂ O ₃	11,3-16,4	14,1	12,30-16,63	14,3
Fe ₂ O ₃	0,3-2,7	1,0	0,04-2,72	1,0
FeO	1,3-5,0	4,2	0,76-4,20	2,5
MnO	0,1-0,2	0,1	0,06-0,25	0,1
MgO	1,2-3,8	2,9	0,30-1,90	1,2
CaO	0,6-7,6	3,5	0,44-3,34	1,9
Na ₂ O	2,0-4,3	3,4	2,43-4,18	3,5
K ₂ O	0,6-3,2	2,0	1,07-3,05	2,4
H ₂ O ⁺	1,6-3,7	2,1	1,74-2,27	1,9
H ₂ O ⁻	0,1-1,4	0,1	0,16-0,80	0,4
CO ₂	0-5,1	1,6	0,03-0,48	0,1
P ₂ O ₅	0,1-0,4	0,1	0,12-0,37	0,2
Сумма		99,5		99,9

Примечание. В графе 3 указаны пределы изменений содержания компонентов по анализам 2-14 табл. 6. Средние значения (графа 4) выведены по анализам 1-14 табл. 6.

вакках Новой Зеландии представлены обломки кислых эффузивов, которые в составе формации неизвестны.

По химическому составу граувакковые песчаники и переслаивающиеся с ними глинистые породы в Калифорнии и Новой Зеландии, очень близки (табл. 12, 13)*. Основные отличия следующие. Песчаники и глинистые сланцы Калифорнии характеризуются более высоким, чем в Новой Зеландии, содержанием магния, а глинистые породы Новой Зеландии - относительно высоким содержанием калия.

Терригенные породы всех рассмотренных формаций образовались преимущественно за счет разрушения крупных областей суши и только отчасти - в результате внутрiformационных размывов. В пределах областей денудации широкое развитие имели интрузии гранитоидов, присутствие которых в значительной мере определило состав обломочных пород и особенности их химизма.

Вулканические образования являются обязательными членами рассматриваемых парагенезов пород, хотя в количественном отношении они подчинены осадочным отложениям. При постоянном подчинении вулканической составляющей осадочной соотношения между этими категориями пород не остаются постоянными, изменяясь от формации к формации. Особенно резко подчинение вулканических пород осадочным выражено в Новой Зеландии, где вулканы встречаются среди граувакков спорадически, образуя изолированные тела небольших

* Данными по химическому составу терригенных пород Японии мы не располагаем.

Таблица 13

Сравнение глинистых пород Калифорнии и Новой Зеландии

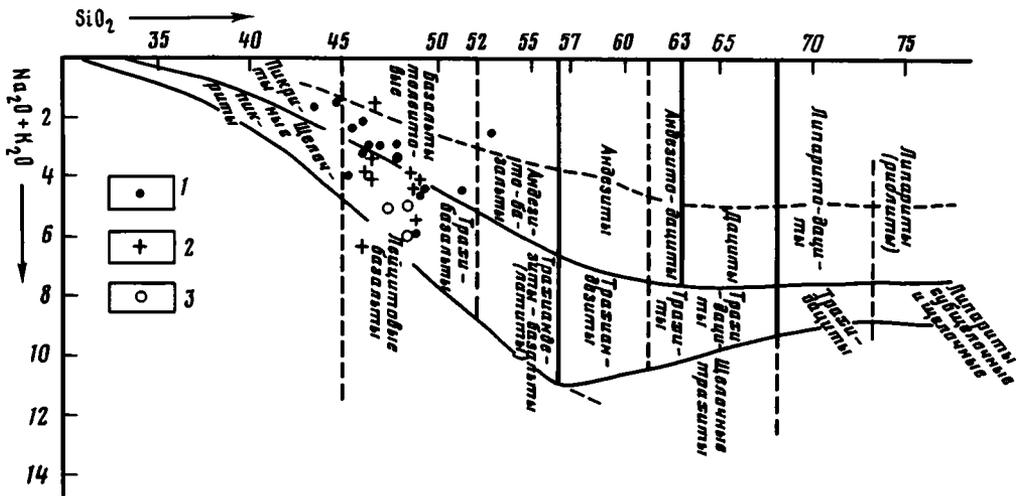
Компо- ненты	Калифорния	Новая Зе- ландия	Компоненты	Калифорния	Новая Зе- ландия
	1	2		1	2
SiO ₂	63,2	64,2	Na ₂ O	2,1	2,2
TiO ₂	0,71	0,70	K ₂ O	2,4	3,7
Al ₂ O ₃	15,7	16,3	H ₂ O ⁺	3,7	3,4
Fe ₂ O ₃	1,3	0,72	H ₂ O ⁻	0,52	0,55
FeO	4,7	4,1	CO ₂	-	Сл.
MnO	0,08	0,06	P ₂ O ₅	0,18	0,14
MgO	3,0	1,9	Сумма	99,1	99,66
CaO	1,5	1,4			

Примечание. Сравниваются глинистые породы, переслаивающиеся с граувакковыми песчаниками: 1 - среднее по 5 образцам; 2 - среднее по 17 образцам.

размеров, приуроченные к разным стратиграфическим уровням. В Калифорнии мощность и протяженность пластов вулканических пород значительно возрастает, появляется тенденция к их локализации в определенных горизонтах. В Японии в некоторых интервалах разреза формации (верхняя часть группы Камуи и нижняя часть группы Сорачи), мощность которых достигает нескольких километров, вулканиды явно преобладают над осадочными породами. Во всех рассмотренных формациях вулканические породы представлены преимущественно эффузивами. Только в Японии пирокластические образования иногда доминируют над излившимися породами.

По химическому составу вулканические породы всех рассмотренных формаций относятся к группе базальтов, которые представлены либо толеитами, либо разностями, характеризующимися несколько повышенной щелочностью. Ограниченное число анализов вулканических пород затрудняет сопоставление данных по конкретным формациям и позволяет говорить об особенностях химизма их вулканической составляющей только в самой общей, предположительной форме. При нанесении данных химических анализов на диаграмму SiO₂ - (Na₂O + K₂O), приведенную на фиг. 8, обращают на себя внимание некоторые вариации состава вулканидов (в пределах базальтовой группы) из разных формаций. Большинство вулканических пород Калифорнии отвечает толеитовым базальтам, в то время как базальты Японии и особенно Новой Зеландии характеризуются несколько повышенной щелочностью. Средние содержания щелочей в эффузивах из перечисленных регионов соответственно составляют 3,37; 4,25 и 5,59%. Возрастание щелочности идет за счет повышения содержания в породах калия. Если в эффузивах Калифорнии и Японии среднее содержание K₂O не превышает 1% (соответственно 0,52 и 0,89%), то в Новой Зеландии оно составляет 1,58%. Что касается содержания натрия, то оно во всех рассматриваемых случаях сохраняется примерно на общем уровне. В соответствии с таким поведением щелочей от формации к формации закономерно изменяется отношение Na₂O/K₂O, которое в Калифорнии в среднем составляет 11,33%, в Японии - 7,60% и в Новой Зеландии - 3,64%. Помимо повышенной щелочности, эффузивы Новой Зеландии отличаются от аналогичных пород Калифорнии и Японии низким содержанием магния (в среднем 3% MgO).

* Среднее содержание K₂O для Японии дается без учета анализа 7, табл. 8.



Фиг. 8 Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для эффузивных пород формации францисканского (вулканогенно-кремнисто-грауваккового) типа
 1 - Калифорния; 2 - Япония; 3 - Новая Зеландия

Излияния лав повсеместно сопровождалась интенсивным кремнеобразованием. Парагенез кремнистых пород с вулканитами является характерным для всех рассмотренных формаций, и именно с этими образованиями ассоциируют марганцевые и железные руды. Собственно железные руды встречаются сравнительно редко, но широко представлены биметаллические образования типа железистых марганцевых руд или марганецсодержащих железных руд. В минералогическом отношении руды однотипны: во всех формациях они представлены первично окисными и карбонатными разностями. Силикаты марганца и железа отмечаются только в зонах повышенного метаморфизма. Месторождения и особенно рудопроявления многочисленны, но по размерам невелики.

Марганцевые и железные руды имеют вулканогенно-осадочное происхождение. Поступление рудных соединений связывается с подводной вулканической деятельностью. Руды локализируются на сравнительно стабильном фашиальном фоне. Место возникновения рудных концентраций определялось, с одной стороны, положением вулканических центров, а с другой - рельефом морского дна, т.е. наличием западин, в которых могли накапливаться тонкие рудные взвеси.

Все рассмотренные формации представлены непрерывными морскими сериями, накопление которых происходило в относительно глубоководных трогах, развивающихся непосредственно на коре океанического типа. Эти трог располагались на границе океана и областей с достаточно хорошо развитой сиалической корой. Последние являлись основным поставщиком кластического материала для граувакковых формаций.

Резюмируя изложенный материал, отмечаем следующие основные черты марганценосных вулканогенно-кремнисто-граувакковых формаций.

1. Главным членом парагенеза являются терригенные породы, преимущественно граувакковые песчаники, которые составляют фон формаций. Вулканические и кремнистые образования имеют подчиненное развитие, но тем не менее являются обязательными членами парагенеза.
2. Вулканические породы представлены преимущественно эффузивами основного состава, отвечающими толеитовым и несколько более щелочным разностям базальтов. Излияния лав носили подводный характер и сопровождалась интенсивным кремнеобразованием.
3. С кремнистыми породами и вулканитами часто ассоциируют марганцевые и железисто-марганцевые руды окисного и карбонатного состава, имеющие вулканогенно-осадочное происхождение. Поступление рудных соединений связывается с подводной вулканической деятельностью. Месторождения и рудопроявления многочисленны, но по размерам невелики.

4. Формации представлены непрерывными морскими сериями, накопление которых происходило в относительно глубоководных бассейнах открытого типа. Руды локализовались на сравнительно стабильном фациальном фоне. Место возникновения рудных концентраций определялось, с одной стороны, положением источников, поставляющих соединения марганца и железа, с другой – особенностями рельефа дна, т.е. наличием относительно прогнутых участков, своего рода ловушек, в которых могли накапливаться тонкие рудные взвеси.

5. Осадконакопление происходило в глубоких трогах, развивающихся непосредственно на коре океанического типа. Эти трюги располагались на границе океана и области с развитой сиалической корой. Последние являлись основными поставщиками кластического материала для граувакковых формаций.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ФОРМАЦИИ КУБИНСКОГО ТИПА (андезитовые вулканогенно-обломочные)

Формации Кубинского типа представлены как на восточном, так и на западном обрамлении Тихого океана [105]. За эталонную формацию рассматриваемого типа принимается формация Эль-Кобре (провинция Орьенте, Куба), с которой связаны главные марганцевые месторождения Кубы и с которой мы имели возможность ознакомиться при полевых работах [111]. В качестве сравнительного объекта используются марганценозные отложения о-вов Фиджи (серии Вайнимала и Сингатока).

ФОРМАЦИЯ ЭЛЬ-КОБРЕ, КУБА (ВЕРХНИЙ МЕЛ–ЭОЦЕН)

Общая характеристика и объем формации

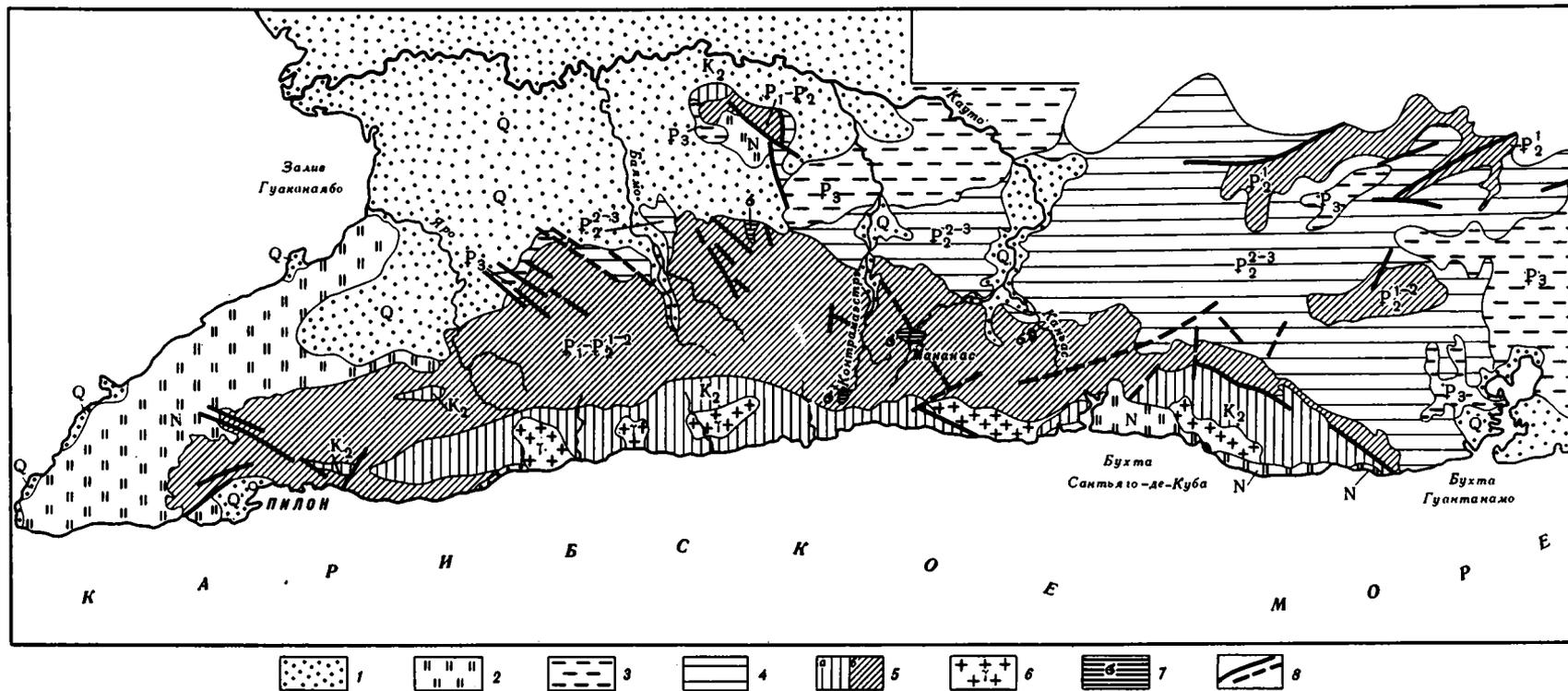
Формации Эль-Кобре отвечает сложнопостроенный комплекс преимущественно вулканических пород, возраст которого определяется как поздний мел – начало среднего эоцена. Формация развита в южной части провинции Орьенте (фиг. 9), где она слагает северное крыло и осевую часть антиклинория Сьерра-Маэстра. Южное крыло этой крупной структуры широтного простирания скрыто под водами Карибского моря, а в северном направлении она сменяется Восточно-Кубинским синклиниорием, выполненным более молодыми отложениями формации Сан-Луис (конец среднего и верхний эоцен). Сочленение названных структур осуществляется по погребенному глубинному разлому.

Основание формации Эль-Кобре не вскрыто. Ее верхняя граница устанавливается вполне четко по смене парагенеза вулканических пород (формация Эль-Кобре), осадочным комплексом формации Сан-Луис. Последняя представлена главным образом терригенными и мергелистыми породами, залегающими на формации Эль-Кобре преимущественно согласно, иногда с признаками постепенного перехода. На некоторых участках на контакте формаций обнаруживаются незначительные угловые несогласия и следы небольших размывов. Видимая мощность формации Эль-Кобре 4000–6000 м.

По простиранию полоса выходов формации Эль-Кобре прослеживается примерно на 250 км: на западе она перекрывается отложениями неогенового возраста, а на востоке срезана береговой линией.

Формация Эль-Кобре не всеми исследователями понимается в одном и том же объеме, что часто вносит путаницу в представления о геологическом строении изучаемого района. В связи с этим целесообразно остановиться на основных положениях и направлениях работ, отражающих эволюцию взглядов по данному вопросу и способствующих становлению концепций, принятых в настоящее время.

Понятие "формация Эль-Кобре" было введено в геологическую литературу С. Тейбером [204]. Этот исследователь впервые детализировал разрезы отложений мелового и палеогенового возраста в южной части провинции Орьенте и выделил в их составе формации Винент (мел), Эль-Кобре (эоцен) и Сан-Луис



Фиг. 9. Схематическая геологическая карта южной части провинции Ориенте (на базе карты масштаба 1:1 000 000, под ред. А.Н. Хименеса, А.С. Богатырева и др., 1962 г. и карты масштаба 1:500 000 г. под ред. К.М. Худолея и др., 1963 г.)

1 - отложения; четвертичного возраста; 2 - неоген; 3 - олигоцен; 4 - формация Сан-Луис: средний и верхний эоцен; 5 - формация Эль-Кобре: а - верхний мел, б - палеоцен, нижний и средний эоцен; 6 - интрузивные породы; 7 - экструзивные: купола; 8 - линии разрывных нарушений

(эоцен). Первые две формации, по этому автору, представлены преимущественно вулканическими породами, тогда как формации Сан-Луис отвечает серия осадочных образований. К формации Винент относятся наиболее низкие горизонты вулканического комплекса, обнажающиеся в южных отрогах хр. Гран-Пьедра (вблизи пос. Винент) и, возможно, слагающие южный фланг хр. Туркино. Существенных отличий в характере отложений, относимых С. Тейбером к формации Винент и Эль-Кобре, не наблюдается. Пространственных ограничений формации Винент С. Тейбер не дает: ее основание не вскрыто, верхний контакт и взаимоотношения с формацией Эль-Кобре не установлены. Мощность определяется в 1500 м.

Позднее В.П. Вудринг и С.Н. Дэвис [213] в составе серии Эль-Кобре (по Тейберу, формации Эль-Кобре) выделили две самостоятельные формации: вулканическую формацию Эль-Кобре и формацию Чарко Редондо, представленную преимущественно карбонатными породами, которые локализируются в верхних горизонтах вулканического комплекса.

Наиболее детальная геологическая характеристика рассматриваемого района была дана в монографии Г.Е. Льюиса и Дж. Страчека [189], многие выводы которых легли в основу современных представлений о геологии и отчасти металлогении юга центральной части провинции Орьенте. Эти исследователи трактуют формацию Эль-Кобре в том же объеме, что и С. Тейбер, рассматривая известняки Чарко Редондо в качестве ее составной части (Charco Redondo Limestone member). Мощность формации Эль-Кобре определяется в 4000–6000 м. Формация Винент Г.Е. Льюисом и Дж. Страчеком также выделяется, причем обращается внимание на ее слабую изученность и неопределенность границ. В работе дается описание основных типов пород, слагающих формацию Эль-Кобре, и делаются выводы об условиях их формирования. Палеонтологические исследования, проведенные Г.Е. Льюисом и Дж. Страчеком, значительно уточнили стратиграфическое положение конкретных комплексов пород¹. В слоях, относимых к формации Винент, была обнаружена фауна, характерная для позднего и, может быть, конца раннего мела. Возраст формации Эль-Кобре на основании палеонтологических данных был определен как палеоцен–средний эоцен (с допущением, что наиболее нижние ее горизонты могут отвечать позднему мелу), а формации Сан-Луис – как конец среднего эоцена и верхний эоцен.

В более позднее время в процессе составления геологических карт Кубы масштаба 1:1 000 000 под ред. А. Хименеса и др. [190], 1:500 000 под ред. К.М. Худолея (Mara yacimientos minerales de Cuba, 1963) были уточнены контуры выходов формации Эль-Кобре и расчленен на несколько свит комплекс вулканических пород. Детализация строения формации в некоторых районах ее развития была сделана К.М. Худолеем [139, 140], А.Ф. Адамовичем и В.Д. Чеховичем [1, 2, 142], а также Н.П. Лаверовым и Р. Кабрера-Ортега [52].

Структурное положение формации Эль-Кобре нашло отражение на тектонической карте Кубы масштаба 1:1 250 000, составленной Ю.М. Пушаровским и др. [85].

При полевых работах 1967–1970 гг., участие в которых принимал автор [112, 113], главное внимание было сосредоточено на изучении восточной части полосы выходов формации Эль-Кобре (примерно до долготы бухты Сантьяго-де-Куба на западе) и связанных с ней марганцеворудных концентраций. В более западных районах проводилось только ознакомление с наиболее значительными марганцевыми месторождениями и маршрутные исследования вмещающих их толщ, которые, однако, позволили составить представление о характере латеральных изменений изучаемых отложений.

¹ В числе предшественников Г.Е. Льюиса и Дж. Страчека, занимающихся вопросами стратиграфии изучаемых толщ, помимо С. Тейбера, С.Н. Дэвиса и В. Вудринга, должны быть названы также К. Хейс, Т. Воган, А. Спенсер [178], Ф. Кейзер [186], П. Бермудес [164].

В результате изучения разрезов отложений, относимых нашими предшественниками к формациям Винент и Эль-Кобре, мы пришли к выводу, что им отвечает непрерывная серия преимущественно вулканических пород, которые составляют единый крупный парагенез. Подчиненное развитие среди вулканитов имеют карбонатные породы. Все члены парагенеза закономерно повторяются по разрезу в пределах всего изучаемого комплекса, и мы не находим никаких оснований для выделения в его составе двух самостоятельных вулканических формаций.

Вопрос о соотношении карбонатной пачки Чарко Редондо с вулканической формацией Эль-Кобре, с нашей точки зрения, был правильно решен Г.Е. Льюисом и Дж. Страчеком, которые рассматривают эту ассоциацию пород как член формации Эль-Кобре. Как уже упоминалось, в ассоциацию Чарко Редондо выделяются самые верхние горизонты формации Эль-Кобре, в которых карбонатные породы приобретают более широкое распространение, чем в нижележащих частях разреза. Характерно, что чистые известняки в составе этой пачки имеют сравнительно ограниченное распространение, а преобладают либо известковые породы с обильной примесью пирокластического материала, либо туфы с карбонатным цементом. Во многих разрезах ассоциации Чарко Редондо наблюдается переслаивание карбонатных пород с туфами, количество и мощность прослоев которых постепенно уменьшается вверх по разрезу. Мощность пачки Чарко Редондо крайне не выдержана и сравнительно на коротком расстоянии может изменяться от 100 м и более (максимальная мощность 150 м) до нескольких метров. На отдельных участках карбонатные породы в верхах формации Эль-Кобре вообще исчезают, уступая место туфам и другим вулканогенно-обломочным образованиям. Учитывая все вышеизложенное, а также то обстоятельство, что карбонатные породы не являются принадлежностью одной только ассоциации Чарко Редондо, а входят в парагенез формации Эль-Кобре в качестве ее постоянного и закономерно повторяющегося члена, мы приходим к выводу о целесообразности выделения "известняков" Чарко Редондо в самостоятельную формацию. Таким образом, формация Эль-Кобре, в нашем понимании, объединяет формации Винент и Эль-Кобре (по С. Тейберу) и пачку Чарко Редондо.

Главные типы пород, их ассоциации и условия накопления

Формация Эль-Кобре представлена очень сложным парагенезом пород, в котором вулканические образования явно преобладают над осадочными. Вулканисты весьма многообразны по способу образования и по составу. Главная роль среди них принадлежит различным вулканогенно-обломочным образованиям, наряду с которыми представлены также и лавы (покровы эффузивов, небольшие экструзивные тела, силлы, реже дайки), преимущественно андезито-базальтового и реже более кислого состава. Второстепенными членами парагенеза являются известняки, кремнистые породы и марганцевые руды.

Вулканогенно-обломочные образования представлены в составе формации очень широко и во всем их многообразии. Это обширная группа пород, классификация которых неизменно вызывает затруднения. Из-за отсутствия единой номенклатурной шкалы исследователи разных школ часто называют одни и те же образования по-разному, в результате чего возникают трудности в использовании литературного материала. Мы придерживаемся номенклатурной схемы, предложенной на семинаре по классификации вулканогенно-обломочных пород в 1968 г. [130], согласно которой среди вулканогенно-обломочных пород, помимо собственно пирокластических образований (туфов), предложено выделять следующие три группы пород: тефroidы, туффиты и вулканотерригенные породы². Внутри каждой группы породы подразделяются на одни и те же

²Тефroidам отвечают породы, возникшие из окатанного, нелитифицированного пирокластического материала; туффиты — породы смешанного генезиса, в состав которых, помимо материала пирокластического происхождения, входят и иные компоненты; вулканотерригенные породы — образования, состоящие из продуктов размыва вулканических построек, синхронных (в геологическом смысле) седиментации.

гранулометрические типы. Все вышеперечисленные образования связаны друг с другом постепенным переходом, и именно то обстоятельство, что они образуют непрерывные ряды, в которых "осадочные" признаки как бы нарастают по мере удаления от родоначального туфа, позволяет более правильно диагностировать отдельные разности пород.

Пирокластические породы формации Эль-Кобре имеют преимущественно основной и средний состав. Значительно реже они слагаются вулканическим материалом дацитового и более кислого состава³.

Пирокластические образования представлены разнообразными гранулометрическими типами – от агломератов до туфов, сложенных пелитовыми частицами. Говорить о преобладании какого-либо определенного типа пирокластических образований в парагенезе формации в целом нельзя, так как их значение от разреза к разрезу меняется.

Агломераты сложены обломками и глыбами, размер которых изменяется от нескольких до десятков сантиметров. Наиболее характерны обломки и глыбы двух конфигураций: резко остроугольные и со сглаженными оплавленными контурами. Цемент чаще всего представлен более тонкой фракцией того же пирокластического материала, который слагает и более крупные обломки; реже связующей массой является лава. Часто наблюдается спекание обломков пород в единый монолитный агрегат. Для агломератов характерно резкое преобладание в их составе материала какой-либо определенной основности, причем в сфере действия одного вулканического очага химизм этих пород почти не изменяется.

Среди туфов псаммитовой структуры преобладают литокластические разности. В подчиненном количестве присутствуют витрокластические породы. Литокластические туфы сложены обломками сильно измененных эффузивов, среди которых преобладают миндалекаменные разности. Миндалины выполнены хлоритом, селадонитом, цеолитами и адуляром. Последний также довольно часто разбивается по плагиоклазу вкрапленников. О составе пород в обломках обычно можно судить только по реликтовым структурам и характеру вторичных изменений вкрапленников и базиса. Создается впечатление, что преобладают туфы андезитового состава. Обломки в туфах цементируются тончешуйчатым агрегатом вторичных минералов, преимущественно хлоритом и цеолитами. Обломки в породе располагаются беспорядочно. Слабые признаки слоистой текстуры начинают намечаться только в разностях, переходных к тефроидам. Витрокластические туфы образуют среди литокластических пород только отдельные прослои, которые тем не менее неизменно обращают на себя внимание яркой окраской. Это либо буровато-красные, либо голубовато-зеленые образования, окраска которых в первом случае обусловлена присутствием тонкораспыленных окислов железа, а во втором – интенсивным развитием селадонита. Обломки вулканических стекол, слагающие эти породы, часто ориентированы в одном направлении, что придает породе элементы флюидной текстуры. Многие из обломков перекручены жгутом. В ряде случаев наблюдается спекание породообразующего материала. По химическим особенностям описываемые образования близки к андезитам. Их средний состав следующий (%): SiO_2 – 60,71; TiO_2 – 0,77; Al_2O_3 – 14,66; Fe_2O_3 – 2,96; FeO – 4,14; CaO – 4,86; MgO – 2,95; MnO – 0,07; Na_2O – 3,06; K_2O – 0,95; H_2O^+ – 4,05; H_2O^- – 1,17; CO_2 – 0,20; C – нет; P_2O_5 – 0,11.

Некоторые разности витрокластических туфов по своим текстурным признакам напоминают игнимбриты. Характерно, что эти породы отличаются более кислым составом, отвечающим риолитам или в крайнем случае дацитам. Средние содержания основных компонентов в них следующие (%): SiO_2 – 69,20; TiO_2 – 0,36; Al_2O_3 – 13,37; Fe_2O_3 – 1,36; FeO – 0,47; CaO – 3,11; MgO – 0,15; MnO – 0,02; Na_2O – 4,09; K_2O – 1,63; H_2O^- – 1,32; H_2O^+ – 4,76; CO_2 – 0,20; C – нет; P_2O_5 – 0,05.

³ Вулканический материал, слагающий пирокластические образования, по составу идентичен эффузивным породам формации Эль-Кобре, о петрографических и химических особенностях которых будет сказано ниже.

Наиболее тонкозернистые пепловые туфы сложены мельчайшими частичками вулканического стекла, имеющими характерные серповидные и рогульчатые очертания. Частицы в породе расположены беспорядочно, образуя причудливые сплетения. Обломочная структура этих образований различима только под микроскопом.

Отдельные прослои витрокластических туфов интенсивно цеолитизированы и силицитизированы. В этом случае порода приобретает опоквидный облик и ей бывает свойственна светлая, почти белая, окраска. Характерно, что подобные "цеолититы" слагают резко локализованные, обычно стратифицированные тела, за пределами которых цеолитизация туфов не наблюдается или проявлена очень слабо.

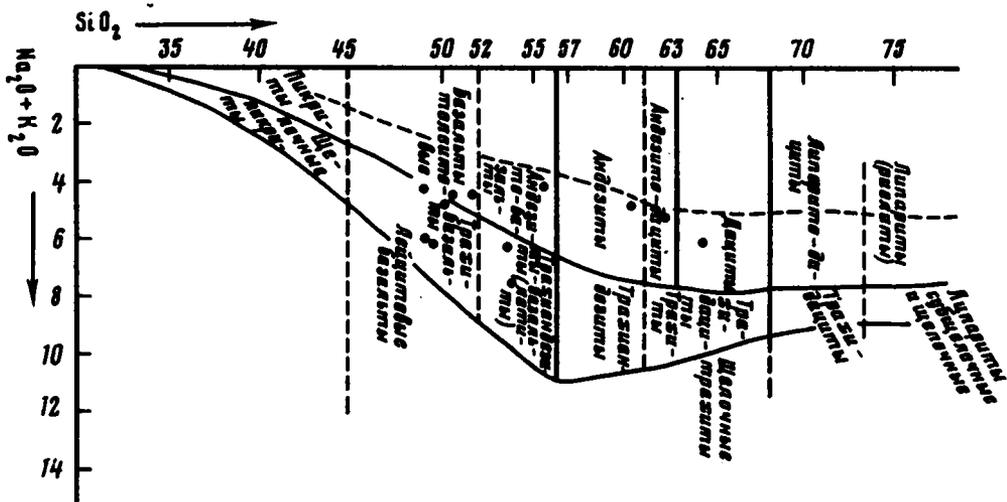
Тефроида, так же как и туфы, сложены преимущественно обломками вулканических пород, представленных в формации в коренном залегании. Однако если в туфах, как правило, преобладает материал какой-либо одной определенной основности, то в тефроидах он становится более пестрым. В этих породах часто смешиваются обломки андезитовых и более основных лав, иногда присутствуют обломки кислых эффузивов. Помимо обломков вулканитов, в тефроидах появляются фрагменты чуждых пород (известняки, известковистые туффиты, алевролиты), количество которых, однако, не превышает 10%. Наряду с угловатыми обломочными зернами, сохранившими явные признаки пирокластического происхождения, в тефроидах присутствует полуокатанный и даже окатанный кластический материал. В породах часто намечается, а иногда и резко обозначается слоистая структура.

Туффиты – породы, состоящие из двух или нескольких компонентов разного происхождения. Для формации Эль-Кобре наиболее характерны известковые и кластические туффиты. Первые представляют собой смеси карбонатного вещества хемогенного или органогенного происхождения и пирокластического материала разной степени окатанности. В наиболее тонкозернистых разновидностях туффитов пирокластическая составляющая представлена оскольчатыми обломками вулканического стекла, причем они образуют с карбонатным веществом относительно однородный агрегат. Для псаммитовых разновидностей характерны обломки эффузивов и туфов, погруженные в известковистый или известково-глинистый цемент. Возможно, что часть кластического материала имеет вулканотерригенное происхождение. Соотношение породообразующих компонентов и туффите изменяется быстро и в очень широких пределах. В составе незначительных по мощности пачек обычно удается проследить все переходы от тефроидов, в которых карбонатное вещество только иногда выполняет промежутки между обломками, до известняков с примесью пирокластического материала.

Кластические туффиты – это смесь обломочного материала пирокластического, вулканотерригенного и, возможно, терригенного происхождения. Известны также разновидности, в которых вулканогенно-обломочный материал сочетается с органогенно-детритовым (обычно обломки раковин фораминифер).

Для туффитов обеих рассмотренных групп характерна хорошо выраженная слоистость, обусловленная вариациями соотношений породообразующих компонентов от слоя к слою. Кроме того, карбонатные и кластические разновидности часто находятся в тонком переслаивании, слагая своеобразные ленточные пачки.

Вулканотерригенные образования являются весьма характерным членом парагенеза формации Эль-Кобре. По внешнему виду они часто напоминают обычные терригенные породы – конгломераты, песчаники, алевролиты, и только некоторые особенности их состава и пространственное положение относительно вулканических центров позволяют выяснить их истинную природу. Особенность состава описываемых образований следующая: они состоят из того же материала, которым сложены близлежащие вулканические постройки, и не содержат обломочных зерен, образовавшихся за счет размыва каких-либо иных, более удаленных участков суши. Выдержанных по простиранию пластов отдельные разновидности вулканотерригенных пород обычно не образуют. Они быстро сменяют друг друга как в вертикальном разрезе, так и в пространстве. Особенно быстро происходит выклинивание линз вулканотерригенных конгломератов, которые при сравнительно большой мощности (до 10–15 м) имеют малую протяженность.



Фиг. 10. Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для эффузивных пород формации Эль-Кобре, Куба

Эффузивные породы в количественном отношении подчинены вулканогенно-обломочным образованиям, но тем не менее очень характерны для формации в целом. Их состав варьирует в широких пределах, изменяясь от кислого до основного, однако преобладают базальты и порфириты базальтоидного типа. Среди базальтоидных пород значительную роль играют их щелочные разновидности (табл. 14, фиг. 10). Вулканические породы более кислого состава, обычно представленные образованиями типа дацитов и кварцевых кератофиров, имеют подчиненное значение, причем они чаще слагают экструзивные купола.

Эффузивные породы образуют покровы, мощность которых достигает нескольких метров, обычно довольно быстро сменяющиеся по простиранию агломератами или переходящие в лавобрекчии. Среди лавобрекчии различаются образования двух типов. Первые представлены лавами, чаще всего порфиритами или базальтами, в которые погружены обломки идентичного состава. Обломкам свойственны либо угловатые, либо сглаженные в результате оплавления контуры. Представляется, что подобные брекчии возникли в результате дробления застывшей корки эффузивов и последующей цементации образовавшихся обломков еще неконсолидированной лавой. В некоторых случаях на поверхности лавовых потоков возникают своеобразные гялокластические образования, внешне напоминающие туфы. Слагающий их материал имеет не пирокластическое происхождение, а сформировался в результате фрагментации поверхностного слоя лавы при быстром остывании. Обломки обычно цементируются вторичными минералами: хлоритоподобными продуктами либо цеолитами.

Лавовые брекчии второго типа имеют более пестрый состав. В этом случае в лавовый цемент погружены фрагменты эффузивных пород разной основности и структуры, а также обломки туфов. Брекчии данного типа возникали в те периоды, когда излияния эффузивов сопровождалась взрывной вулканической деятельностью, и извергавшийся пирокластический материал поступал в одновременно изливающихся лавы. Некоторая часть обломочного материала, чуждого по составу цементирующей лавовой массе, очевидно, захватывалась потоками на пути их следования и скапливалась в их периферийных частях. Интенсивность насыщения лавовой массы пирокластическим материалом различна — от единичных вclusions до резкого преобладания кластической составляющей над лавой. Переход между этими разновидностями обычно постепенный.

Наряду с покровами эффузивов и лавовыми брекчиями в составе формации обычно присутствуют небольшие субвулканические тела, внедрение которых происходило практически одновременно с излияниями лав и многие из которых представляют корни эффузивов.

Таблица 14

Вулканические породы формации Эль-Кобре (Куба)

Компонент	Базальты				Андезиты			
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	48,93	50,75	50,31	51,75	55,56	56,48	60,10	62,27
TiO ₂	0,07	1,02	1,28	0,76	1,05	0,77	0,64	0,59
Al ₂ O ₃	16,88	16,84	20,10	16,83	16,09	15,71	13,67	14,21
Fe ₂ O ₃	4,04	3,73	2,48	4,89	2,75	5,33	3,63	1,89
FeO	6,77	4,08	6,07	2,53	5,19	2,02	2,54	2,16
MnO	0,11	0,19	0,17	0,18	0,22	0,18	0,15	0,07
MgO	5,91	3,26	3,04	3,34	2,97	1,99	2,18	1,95
CaO	8,19	9,59	9,20	8,42	7,79	6,40	6,30	5,06
Na ₂ O	3,66	3,68	4,19	3,54	3,30	4,02	2,98	4,02
K ₂ O	0,71	0,93	0,89	1,12	1,02	1,57	1,96	1,38
H ₂ O ⁺	2,98	1,76	2,15	5,62	1,72	3,27	3,95	2,88
H ₂ O ⁻	1,49	1,73	0,48	1,36	1,91	2,27	1,14	0,67
CO ₂	0,38	0,16	0,12	Нет	Нет	0,56	0,82	3,14
C	Нет	Нет	Нет	"	"	Нет	Нет	Нет
P ₂ O ₅	0,19	0,10	0,16	0,18	0,09	0,11	0,11	0,08
Сумма	100,31	99,82	100,64	100,52	99,66	100,63	100,17	100,37
Na ₂ O+K ₂ O	4,37	4,61	5,08	4,66	4,32	5,59	4,94	5,40

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР. Район Бакнао: анализы 1; 5; 10-15. Район Яраябо: анализы 2; 6. Район Пилон: анализы 3; 4; 7-9. Район Манакас: анализ 16.

Осадочные породы в составе формации Эль-Кобре представлены преимущественно известняками, среди которых выделяются органогенные, органогенно-детритусовые и хемогенные разновидности. Известняки слагают рифовые тела, а также линзы и прослои среди вулканогенно-обломочных пород.

Выше упоминалось, что в парагенез формации Эль-Кобре входят также кремнистые породы - байяты. В связи с тем, что эти образования чаще всего присутствуют в продуктивных горизонтах формации, они будут рассмотрены в следующем разделе работы одновременно с марганцевыми рудами.

Весьма характерной особенностью формации является присутствие в ней крупных интрузивных тел, преимущественно гранодиоритового состава, которые в совокупности с вулканическими породами формации Эль-Кобре образуют общий вулканоплутонический комплекс, отражающий эволюцию единого магматического процесса во времени. Интрузии обнажаются в осевой части антиклинория Сьерра-Маэстра. По мнению Н.П. Лаверова и др. [52], в возрастном отношении эти интрузии близки к отложениям формации Эль-Кобре. По наблюдениям, интрузивные тела прорывают горизонты формации, отвечающие палеоцену(?) - раннему эоцену, на основании чего устанавливается их эоценовый возраст. Н.П. Лаверов полагает, что интрузии Сьерра-Маэстра образовались в результате застывания остаточного магматического очага, за счет которого возникали и слагающие формацию Эль-Кобре вулканогенные породы.

Описанные выше породы группируются внутри формации в определенные ассоциации, каждая из которых характеризуется свойственным только ей парагенезом пород. Говорить о закономерном изменении состава формации по разрезу можно только в самых общих чертах: в ее нижней части вулканические образования пользуются более широким распространением, тогда как вверх по

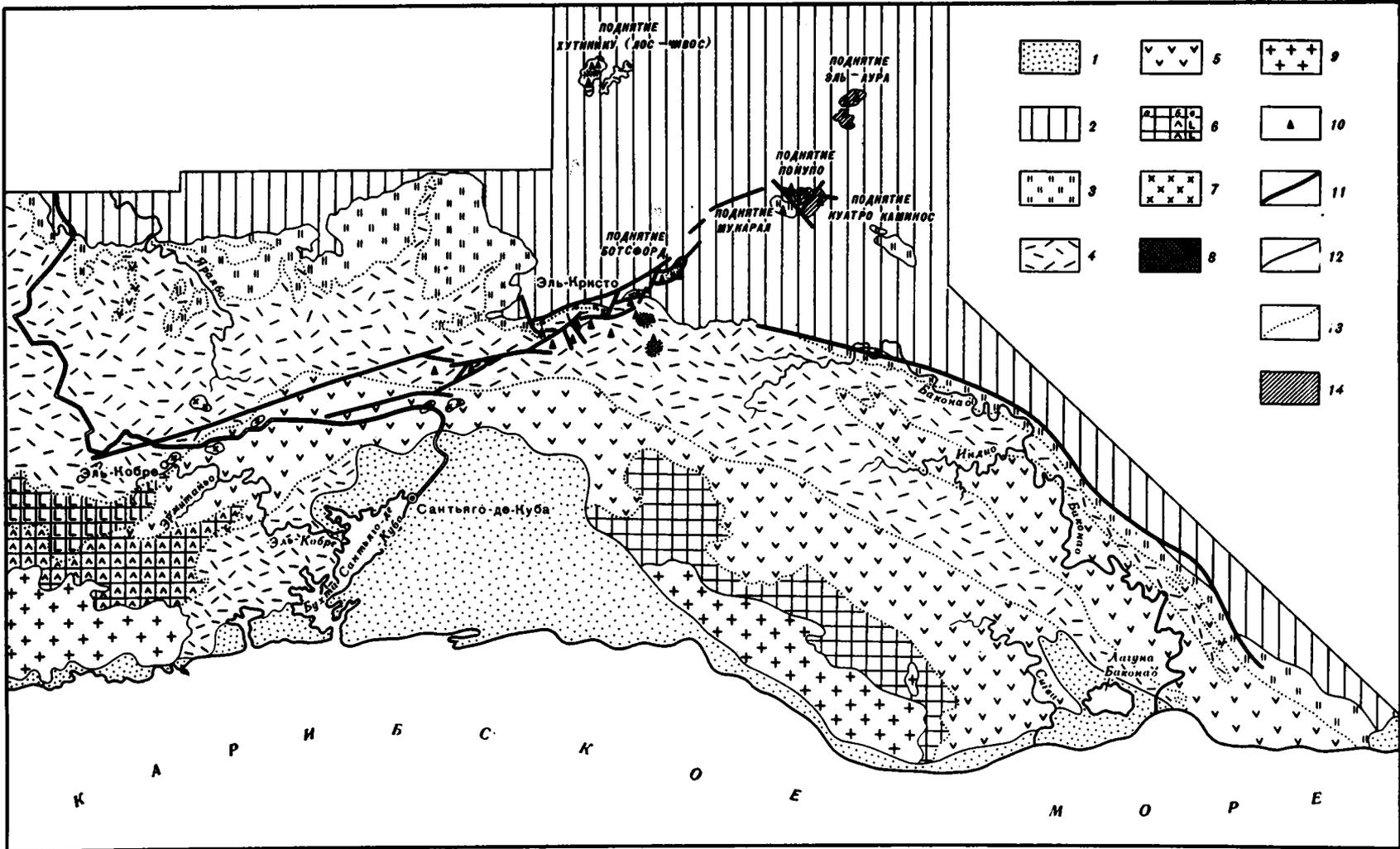
Щелочные базальтоидные породы						Кислые эффузивы	
9	10	11	12	13	14	15	16
47,38	47,51	49,30	49,47	53,81	53,92	63,99	75,13
1,19	1,06	1,04	1,27	0,85	1,02	0,51	0,34
17,46	14,76	17,22	17,32	17,34	16,42	14,82	11,67
5,16	7,16	3,99	4,12	2,86	5,25	1,81	2,86
4,90	2,79	5,93	5,66	5,11	3,11	2,98	0,26
0,22	0,16	0,20	0,20	0,21	0,16	0,19	0,08
4,63	4,71	5,61	4,60	3,48	1,76	0,95	0,31
7,20	7,71	5,17	5,17	4,39	4,69	3,97	0,86
4,54	4,83	5,30	5,69	6,14	6,53	5,01	4,75
1,95	1,70	0,92	0,69	0,35	1,22	1,25	1,93
4,46	2,74	3,42	3,23	2,92	2,59	2,08	0,79
0,96	1,70	1,04	1,42	0,96	0,94	0,60	0,74
0,40	2,80	0,22	0,54	1,08	2,60	2,02	Нет
Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	"
0,19	0,16	0,16	0,18	0,11	0,18	0,14	"
100,64	99,79	99,82	99,56	99,61	100,39	100,32	99,72
6,49	6,53	6,22	6,38	6,49	7,75	6,26	6,68

разрезу их количество постепенно уменьшается. Но это только общая тенденция. В действительности строение формации много сложнее. Обособляющиеся в ее составе конкретные парагенезы пород образуют тела, контуры которых далеко не всегда совпадают со стратиграфическими границами. Выделенные ассоциации пород могут сменять друг друга как в вертикальном разрезе, так и в латеральном направлении, причем в одних случаях они бывают связаны между собой постепенным переходом, а в других имеют резкие границы. Очень часто рассматриваемые ассоциации пород находятся во взаимоотношении интерфингер.

В результате наших исследований в восточной части полосы выходов формации Эль-Кобре (в интервале между бухтами Гуантанамо и Сантьяго-де-Куба) в ее составе были выделены следующие основные ассоциации пород: 1) эффузивно-пирокластическая, 2) вулканогенно-обломочная и 3) карбонатная ассоциация Чарко Редондо⁴.

Эффузивно-пирокластическая ассоциация представлена в двух ветвях – северной и южной, разобренных выходами отложений вулканогенно-обломочной ассоциации, а также на незначительных по площади участках бас-

⁴ Первоначально [111] в составе формации выделялось четыре ассоциации, названные по районам их распространения: Сигва, Баконао, Каней и Чарко Редондо. В настоящей работе представляется целесообразным дать этим ассоциациям названия, отражающие их литологическую сущность. Географическое название (Чарко Редондо) сохраняется только за карбонатной ассоциацией, так как оно прочно вошло в геологическую литературу Кубы. Ассоциация Каней соответствует вулканогенно-обломочная ассоциация, а ассоциации Сигва и Баконао объединены в эффузивно-пирокластическую.



сейна р. Яраябо (фиг. 11). На юго-востоке (устье р. Баконао) эти ветви почти объединяются, а в северо-западном направлении расстояние между ними увеличивается. Северная ветвь прослеживается в среднем и нижнем течении р. Баконао и далее к северо-западу, по руч. Индио, в верховьях которого она выклинивается. Южная прослеживается от р. Ситва на востоке до пос. Эль-Кобре на западе.

Главными членами парагенеза описываемой ассоциации пород являются эффузивы преимущественно андезитового и базальтового состава и их пирокластические производные. Среди последних особенно характерны агломераты, а также средне- и мелкообломочные литокластические туфы. Эффузивы и пирокластические породы переслаиваются и сменяют друг друга в латеральном направлении. Границы между их пластами нечеткие, так как лавы, как правило, брекчированы и обогащены примесью пирокластического материала. Тефроиды являются постоянными членами парагенеза, но в количественном отношении они подчинены собственно пирокластическим породам. Туффиты образуют маломощные прослои (до нескольких сантиметров) и быстро выклинивающиеся линзочки среди вулканических пород. В тех частях разреза, которые непосредственно граничат с вулканогенно-обломочной ассоциацией, мощность и количество прослоев туффитов несколько увеличивается, а в тефроидах возрастает интенсивность переработки пирокластического материала. Спорадическое распространение имеют линзы вулканотерригенных пород. В южной полосе выходов рассматриваемой ассоциации среди вулканических образований иногда локализируются известняки, видимо, имеющие рифогенную природу. Они слагают тела почти изометрической формы, иногда достигающие в поперечнике нескольких десятков метров, или укороченные линзы, обычно располагающиеся кулисообразно вдоль определенного стратиграфического горизонта. В северной ветви среди пород эффузивно-пирокластической ассоциации присутствуют только отдельные маломощные прослои известняков.

Строение и состав эффузивно-пирокластической ассоциации пород не отличаются постоянством и от разреза к разрезу могут испытывать существенные изменения. Прежде всего, внутри ассоциации присутствуют собственно прижерловые образования и вулканы, сформировавшиеся в некотором удалении от действующих вулканических центров (вулканические отложения "близкой периферии"). Для первых характерны массивные агломераты, лавы, насыщенные грубым пирокластическим материалом, эффузивы и многочисленные силлы. Вто-

Фиг. 11. Схема геологического строения формации Эль-Кобре провинции Орьенте. Составлена Е.А. Соколовой, Д.П. Коутиным, А. Брито с использованием данных [52], [189], [200]

1 - нерасчлененные отложения неогенового и четвертичного возраста; 2 - формация Сан-Луис - средний и верхний эоцен: терригенные и известково-терригенные породы; 3-8 - формация Эль-Кобре - верхний мел - нижняя часть среднего эоцена: 3 - карбонатная ассоциация Чарко-Редондо - известняки, известковистые туффиты, подчиненные прослои туфов, 4 - вулканогенно-обломочная ассоциация - тефроиды, туффиты, вулканотерригенные породы, подчиненные прослои туфов и известняков, изредка покровы лав, 5 - эффузивно-пирокластическая ассоциация - туфы и эффузивы, преимущественно андезит-базальтового состава, прослои тефроидов и туффитов, отдельные тела известняков, 6 - вулканические породы, сильно измененные в контактовых зонах, широкое развитие жерловых фаций и субвулканических тел: а - нерасчлененные комплексы, б - комплексы с преобладанием жерловых фаций пород основного состава, в - комплексы с преобладанием жерловых фаций пород кислого состава, 7 - субвулканические тела дацитового, андезитового и базальтового состава, 8 - кремнистые образования; 9 - гранитоиды; 10 - марганцевые месторождения; 11 - разрывные нарушения; 12 - стратиграфические границы и границы интрузивных тел; 13 - границы фациальных и литологических подразделений; 14 - выходы пород формации Эль-Кобре (детально см. фиг. 13 и 14).

рые представлены преимущественно мелко- и среднезернистыми туфами, среди которых агломератовые разности пирокластических пород и лавы имеют подчиненное распространение. В то же время среди отложений "близкой периферии" возрастает роль тефроидов и появляются прослои туффитов и линзы вулканотерригенных пород. В пределах территории, изображенной на фиг. 11, прижерловые вулканические образования представлены в нижнем течении р. Баконао, в бассейне р. Ярябо, примерно на широте пос. Эль-Кобре.

Состав вулканических пород эффузивно-пирокластической ассоциации также остается постоянным. Для всей северной и большей части южной полосы ее выходов (восточнее долготы пос. Эль-Кобре), так же как и для выходов в бассейне р. Ярябо, характерны вулканические породы почти исключительно андезит-базальтового состава (см. табл. 14). Только в самой западной части района (западнее долготы пос. Эль-Кобре) в составе ассоциации, помимо вулканитов андезит-базальтового состава, начинают появляться их кислые разности, а также прослои массивных игнимбритов [52].

Вулканогенно-обломочная ассоциация находится с эффузивно-пирокластической во взаимоотношении интерфингер. Как в вертикальном разрезе, так и по простиранию смена отложений этих ассоциаций осуществляется постепенно, через промежуточную зону, в которой наблюдается переслаивание пород, характерных для обоих рассматриваемых парагенезов. Главную роль в вулканогенно-обломочной ассоциации играют тефроиды, туффиты и вулканотерригенные образования. Собственно вулканические породы (эффузивы и туфы) являются второстепенными членами парагенеза. Среди вулканогенно-обломочных пород спорадически встречаются линзы и тонкие прослои известняков, а также прослои кластических пород с обильным карбонатным цементом, часто содержащими многочисленные реликты морских организмов.

Отличительной особенностью рассматриваемой ассоциации пород является большое петрографическое, структурное и текстурное разнообразие слагающих ее вулканогенно-обломочных образований, разновидности которых быстро сменяют друг друга как в вертикальном, так и в латеральном направлениях. В самых общих чертах можно говорить о двух, присущих ассоциации типах разрезов. Первый характеризуется ленточным тонкоплитчатым строением, обусловленным многократным, часто ритмическим переслаиванием сравнительно мало-мощных (от нескольких сантиметров до 1-1,5 м) пластов и послойно вытянутых линз туффитов различного состава, обычно имеющих алевролитовую или алевролитовую структуру с мелко-среднезернистыми тефроидами и вулканотерригенными образованиями. На фоне этих пород в некоторых случаях резко обособляются тонкие, но хорошо выдержанные по простиранию прослои пепловых туфов и известково-кремнистых сланцев. Для второго типа разрезов характерны более крупнозернистые, преимущественно псаммитовые разности тефроидов и особенно вулканотерригенных пород, которым свойственно массивное и грубо-слоистое сложение. Среди обломочных образований с псаммитовой структурой спорадически встречаются линзы вулканотерригенных конгломератов и гравелитов, которые при значительной мощности (иногда свыше 10 м) быстро выклиниваются по простиранию. Отдельные пачки тонкоплитчатых пород в разрезах описываемого типа также присутствуют, но имеют подчиненное значение.

Кластический материал, слагающий вулканогенно-обломочные породы описываемой ассоциации, представлен преимущественно вулканитами, характерными для эффузивно-пирокластической ассоциации. Породам свойствен пестроцветный облик. Среди тощи зеленовато-серых и палевых тонов отмечаются прослои, имеющие интенсивную голубовато-зеленую, буро-красную и розовую окраску. Яркая зеленая окраска обычно свойственна породам, сложенным обломками седлонитизированных и хлоритизированных туфов и эффузивов. Появление разноцветных прослоев обусловлено присутствием в породах тонкораспыленных соединений железа. Наиболее интенсивную розовую окраску имеют те разности вулканогенно-обломочных пород, в которых гидроокислы железа пигментируют развивающийся по вулканическому стеклу монтмориллонит. Эти породы настолько специфичны, что получили местное название "розита". Во многих случаях "розита" появляется в пределах продуктивных пачек марганцевых месторожде-

ний, где она может развиваться как погоризонтно, так и пятнами, выходящими за пределы одного слоя.

Карбонатная ассоциация Чарко Редондо, как уже указывалось выше, была выделена еще нашими предшественниками в качестве карбонатного члена формации Эль-Кобре. Она представлена известняками различных типов, часто содержащими примесь пирокластического материала. Подобные известняки по разрезу и по простиранию слоя сменяются карбонатными туффитами или вулканогенно-обломочными породами с карбонатным цементом. Среди известняков присутствуют отдельные прослои тефроидов и туфов. Ассоциация Чарко Редондо имеет определенное стратиграфическое положение – она соответствует верхним горизонтам формации Эль-Кобре. Это не значит, однако, что отложение карбонатных пород Чарко Редондо повсеместно началось одновременно. Нижняя граница ассоциации Чарко Редондо соответствует разным стратиграфическим уровням. Более того, на отдельных участках (район Эль-Кристо) накопление карбонатных пород вообще не происходило, и отложения формации Сан-Луис залегают непосредственно на образованиях вулканогенно-обломочной ассоциации.

Карбонатные породы Чарко Редондо залегают как на образованиях вулканогенно-обломочной, так и эффузивно-пирокластической ассоциаций, причем граница между ними обычно резкая, без постепенного нарастания карбонатности, но в большинстве случаев и без размыва. Переходные слои занимают очень незначительный интервал разреза (от десятка сантиметров до нескольких метров). Они представлены либо известковистыми туффитами, либо пачкой переслаивающихся известняков и кластических пород. Только в одном месте в основании известняков Чарко Редондо наблюдался размыв.

Как уже упоминалось выше, мы не имели возможности с одинаковой детальностью исследовать все полосы выходов формации Эль-Кобре. В районах, расположенных западнее долготы бухты Сантьяго-де-Куба, были проведены только отдельные рекогносцировочные маршруты, по которым составлялись опорные разрезы. Сравнение этих разрезов с данным, полученными при изучении восточных районов, показало, что характер ассоциаций пород, принимающих участие в строении формации Эль-Кобре, на всем ее протяжении почти сохраняется. Никаких принципиально новых сообществ пород при маршрутных исследованиях встречено не было, и, следовательно, та интерпретация условий образования формации, которую мы даем на основании данных, полученных в восточном районе, является приемлемой и для прочих площадей ее распространения.

Условия накопления формации. Анализ выделенных ассоциаций пород показывает, что их накопление происходило преимущественно в морских условиях. Об этом свидетельствует ряд текстурных особенностей слагающих ее вулканогенно-обломочных образований, а также присутствие на разных горизонтах линз карбонатных пород, содержащих остатки морских организмов. Морской бассейн был мелководным. В нем, несомненно, имелись отдельные островные гряды вулканического происхождения, которые спорадически воздымались выше уровня моря, являясь поставщиками вулканогенного и пирокластического материала. Вулканическая деятельность сопутствовала всему периоду накопления формации Эль-Кобре, определяя характер седиментации на протяжении почти всего рассматриваемого промежутка времени: только в заключительный этап осадконакопления карбонатные образования (ассоциация Чарко Редондо) начинают доминировать над вулканическими.

Как видно из изложенного выше материала, строение той части формации Эль-Кобре, в которой доминируют вулканические породы, достаточно сложное. По всей вероятности, смена одних сообществ вулканических образований другими обуславливается изменением положения вулканических центров и характера их деятельности на протяжении позднемиоценового и эоценового времени. Представляется, что такие парагенезы пород, как эффузивно-пирокластическая ассоциация, формировались в периоды максимальной активизации вулканизма и накапливались в непосредственной близости от центров извержений (прижерловые образования и вулканические отложения "близкой периферии"). Что каса-

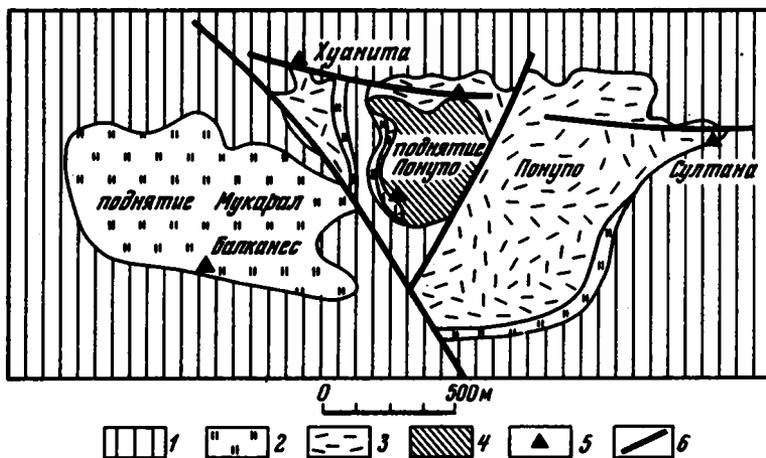
месторождения имеются в статьях Ф. Бучарда [166], Д. Хьютта и Е. Шаннона [179] и А. Калваче [167]. В более широком аспекте проблема марганцевосности формации Эль-Кобре рассматривается в работах Ч. Парка, М. Кокса [193, 194], В. Вудринга и С. Дэвиса [213], Ф. Симонса и Дж. Страчека [200]. Основные представления перечисленных авторов по вопросам генезиса и условий формирования руд будут рассмотрены ниже.

Положение марганцевых месторождений в формации Эль-Кобре

В провинции Орьенте известно примерно 180 месторождений и рудопроявлений марганца, которые сосредоточены в полосе выходов формации Эль-Кобре протяженностью около 200 км. Подавляющее большинство залежей марганцевых руд локализуется в верхней части формации Эль-Кобре в пределах последних 300–500 м ее разреза, причем такие крупные месторождения, как Кинто, Понупо и Лос-Чивос, залегают всего в нескольких метрах ниже кровли формации. Из месторождений, имеющих промышленное значение, только рудные тела группы Манакас локализируются в 2000–2500 м ниже кровли формаций. Примерно такое же и даже более низкое стратиграфическое положение занимают рудные точки в районе Пилона и рудопроявления группы Сигва (см. фиг. 12). Месторождения пространственно разобщены и единого марганцеворудного горизонта не образуют.

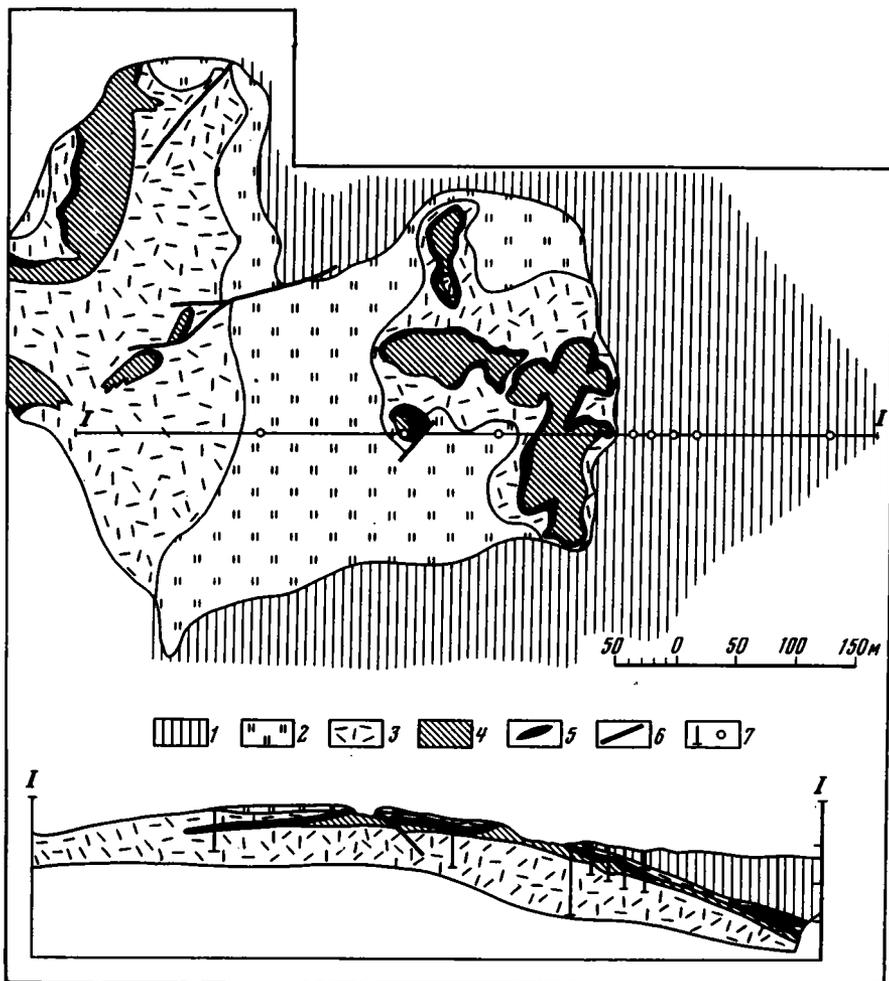
Литологическое изучение формации Эль-Кобре показало, что руды связаны с отложениями определенного типа. Чаще всего они локализируются в составе вулканогенно-обломочной и карбонатной ассоциаций, где рудоносными преимущественно являются пласты тефроидов, туффитов и вулканотерригенных пород. Значительно реже оруденение несут известняки. Характерно, что единичные залежи марганцевых руд, встречающиеся в эффузивно-пирокластической ассоциации, связаны с теми же породами, хотя последние входят в эти парагенезы в качестве членов, имеющих подчиненное значение.

Хорошо выраженного регионального структурного контроля в распространении рудных залежей установить не удается. Однако обращают на себя внимание следующие два обстоятельства: 1) большинство марганцевых месторождений располагается в зоне сочленения антиклинория Сьерра-Маэстра с Восточнокубинским синклинорием и 2) наблюдается явная тенденция приуроченности ряда месторождений к небольшим брахантиклинальным поднятиям. Так, с по-



Фиг. 13. Схематическая геологическая карта района поднятий Мукарал и Понупо, провинция Орьенте, Куба (по [200])

- 1 - формация Сав-Луис: терригенные и известково-терригенные породы;
 2-4 - формация Эль-Кобре: 2 - известняки, 3 - вулканогенно-обломочные породы, 4 - кремнистые образования; 5 - марганцевые месторождения;
 6 - разрывные нарушения



Фиг. 14. Схематическая геологическая карта района месторождения Сабанилья (поднятия Эль-Аура), провинция Орьенте, Куба (по [200])

1 - формация Сан-Луис: терригенные и известково-терригенные породы; 2-5 - формация Эль-Кобре: 2 - известняки, 3 - вулканогенно-обломочные породы, 4 - кремнистые образования, 5 - марганцевые руды; 6 - разрывные нарушения; 7 - скважины

добными поднятиями связаны месторождения групп Манакас (купол Манакас, см. фиг. 9), Понупо-Султано (поднятия Мукарал и Понупо), месторождение Лос-Чивос (поднятия Хутинику). Рудопроявления марганца известны также на поднятиях Ботсфорто, Куатро Каминос и Эль-Аура (фиг. 13, 14; см. также фиг. 11). Все перечисленные поднятия, за исключением первого, находятся в поле выходов отложений формации Сан-Луис, и породы, относящиеся к формации Эль-Кобре, обнажаются только в их сводовых частях. Обычно это породы вулканогенно-обломочной ассоциации либо карбонатные образования ассоциации Чарко Редондо. Поднятие Манакас имеет экструзивную природу и обособляется среди пород формации Эль-Кобре.

Характер рудных залежей и вещественный состав руд

Попытка систематики марганцеворудных концентраций провинции Орьенте была осуществлена Ч. Парком и М. Коксом в 1944 г. Схема, предложенная этими исследователями, была в принципе позднее принята Ф. Симонсом и

Таблица 15

Оценка продукции различных типов рудных скоплений южной части Центральной Ор്യенте за 1942–1945 гг., по Г.Е. Льюису и Дж. Страчеку (приблизительные данные производства концентратов и необработанной руды в английских тоннах)

Типы руд	Концентраты и необработанная руда	% общей добычи
Пластовые окисные руды в туфах в ассоциации с кремнистыми породами	132 500*, 680 500**	94,7
Пластовые окисные руды в туфах без кремнистых пород	2 250	0,3
Пластовые окисные руды в туфах среди известняков	8 000	1,0
Пластовые силикатно-окисные руды в туфах в ассоциации с кремнистыми породами	1 000	0,1
Поверхностные рудные скопления	30 500	3,9

* необработанная руда.

** концентраты из Шахт Кинто Понупо.

Дж. Страчеком [200] и сводится к следующему.

I. Пластовые руды (bedrock deposits)

Окисные руды

Руды в туфовых пластах среди известняков

Руды в туфах

Руды, ассоциирующие с кремнистыми породами

Руды без кремнистых пород

Силикатно-окисные руды

Руды в туфах

Руды, ассоциирующие с кремнистыми породами

Руды без кремнистых пород

II. Рудные отложения непластовой или неправильной формы (nonbedded or irregular deposits)

Окисные руды

Руды в известняках

Руды в туфах или других вулканических породах

III. Поверхностные рудные накопления (пещерные руды, гранзоны)⁵.

Наглядное графическое воплощение этой схемы было дано В. Вудрингом и С. Дэвисом (фиг. 15). Промышленная значимость различных типов руд иллюстрируется табл. 15.

Среди рудных тел, находящихся в коренном залегании, представляется целесообразным выделять две категории: 1) тела, залегающие согласно с вышележащими породами (стратиформные) и 2) тела, секущие напластование. Эти категории близки к двум первым подразделениям приведенной выше схемы. Однако мы заменяем понятие "пластовые" рудные тела на "стратиформные", что обусловливается генетическими особенностями оруденения, о которых будет сказано ниже. Стратиформные рудные залежи наиболее характерны для формации, и на их описании сосредоточивается главное внимание. Их характеристика

⁵ "Гранзоны" (granzoni) – поверхностные глинистые наносы, обогащенные комочками или обломками марганцевых руд.

Таблица 16

Результаты химических анализов тодорокита в различных месторождениях Кубы

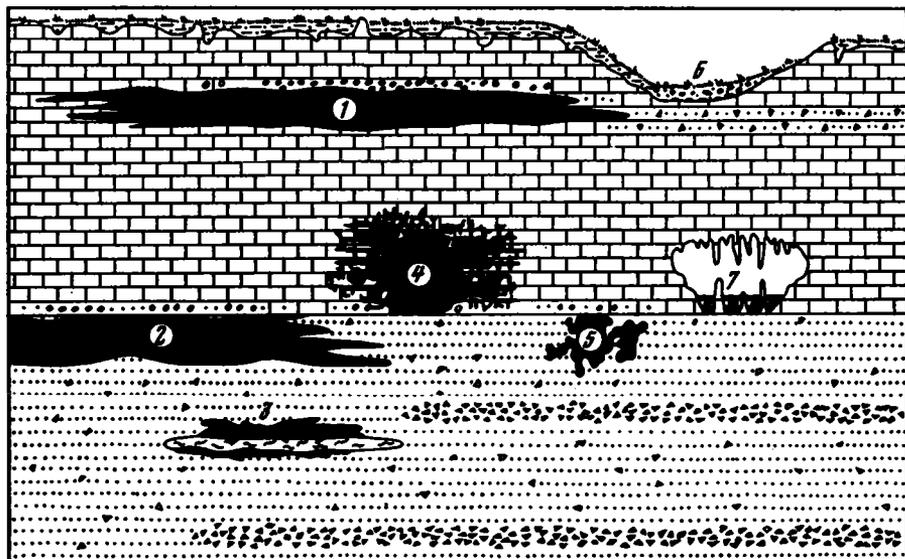
Компо- ненты	Чарко Редондо				Кинто	Тара- тана	Гуа- наба	Пону- по	Монте- Негро
	Новые данные	[175]	[202]						[188]
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	0,89	1,14	1,44	1,34	1,30	1,23	0,85	1,45	1,3
K ₂ O	0,78	0,35	0,75	0,43	0,24	0,48	1,48	0,06	0,7
CaO	3,23	2,30	2,13	2,03	2,57	1,52	2,66	5,51	0,4
SrO	-	0,05	0,13	-	0,60	0,24	0,53	0,92	1,2
BaO	0,61	0,19	0,40	0,14	1,05	0,20	0,18	0,54	0,9
CoO	-	0,05	0,18	0,23	-	0,02	-	-	-
NiO	-	0,05	-	-	-	-	-	-	-
CuO	-	0,01	0,44	-	Сл.	Сл.	Сл.	0,02	0,5
MgO	1,05	3,25	3,22	3,13	1,04	3,51	1,58	0,88	2,7
MnO	9,58	11,65	10,70	14,56	10,04	8,87	10,16	11,24	9,2
MnO ₂	68,80	69,57	68,46	67,19	72,37	72,15	71,61	67,86	70,6
Al ₂ O ₃	-	Сл.	0,19	-	0,46	0,14	0,12	0,25	1,2
Fe ₂ O ₃	4,24	-	0,77	-	0,06	0,06	0,06	0,18	2,2
R ₂ O ₃	-	0,26	-	-	-	-	-	-	-
SiO ₂	1,47	0,27	0,41	0,14	0,95	0,24	0,64	0,64	-
SO ₃	-	0,14	-	-	-	-	-	-	Не обн.
MoO ₃	-	0,05	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	9,22	-	-	-	-	-	-	-	8,2
H ₂ O ⁻	0,70	10,50	10,99	10,69	8,80	10,61	9,03	9,47	-
Сумма	100,56	100,01	99,51	99,88	99,48	99,27	98,90	99,02	99,8

Примечание. Анализы выполнены: 1 - Е.С. Базилевской; 2 - Дж. Ито; 3 - К.М. Уоршоу; 4 - К.М. Гонье; 5, 6, 7, 8 - К.М. Уоршоу; 9 - Дж. Гриером и Х. Холтом.

дается на основании собственных наблюдений [208, 112, 113] с использованием данных, приводимых в работах Г. Льюиса, Ф. Симонса и Дж. Страчека [189, 200].

Марганцевые руды стратиформных залежей имеют преимущественно окисный состав. Их главными минералами являются тодорокит (Mn^{+2} , Ca, Na) $Mn_3^{+4}O_7 \cdot 2-3H_2O$) и пиролюзит. Тодорокит первоначально описывался как "минерал типа псиломелана". В настоящее время этот минерал установлен на всех крупных месторождениях провинции Орьенте (табл. 16). Тодорокит местами активно замещается гипергенным (частично гипогенным?) пиролюзитом. Пиролюзит образует псевдоморфозы по лучистым агрегатам тодорокита, а также выделяется в виде зернистых и землистых прожилков и скоплений неправильной формы⁶.

⁶ Вещественный состав марганцевых руд Кубы изучался рядом исследователей в числе которых Д. Хьюет, Е. Шаннон, М. Флейшер, В. Ричмонд, С. Фрондель, У. Марвин, Д. Ито, Дж. Страчек, М. Росс, К. Уоршоу, Г. Фолринг [173-175, 179, 202]. В результате этих работ в составе марганцевых руд формации Эль-Кобре (имеются в виду как стратиформные залежи, так и тела неправильной формы) были установлены следующие минералы: браунит.



Фиг. 15. Типы рудных тел (марганцевые руды провинции Орьенте, Куба по [213])

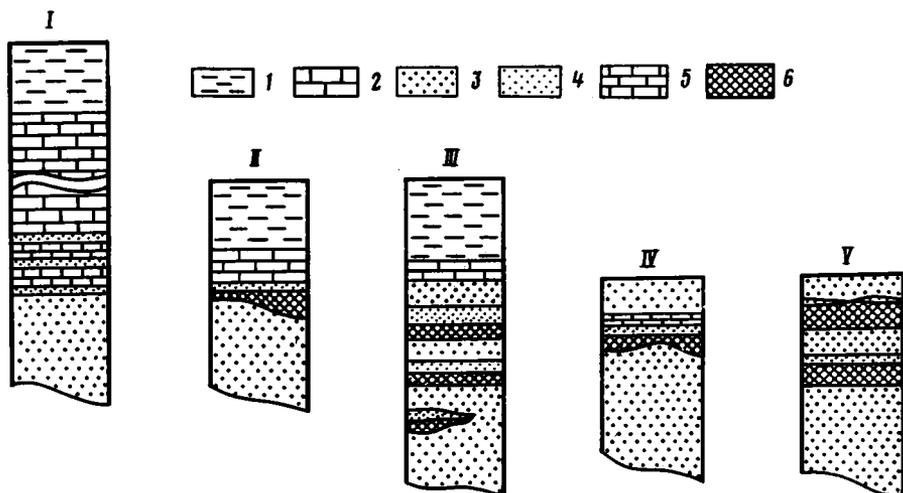
1 – пластовые руды в известняках; 2 – пластовые руды в туфах, не ассоциирующие с кремнистыми породами; 3 – пластовые руды в туфах, ассоциирующие с кремнистыми породами; 4 – непластовые руды в известняках; 5 – непластовые руды в туфах; 6 – руды типа гранзон (granzon); 7 – пещерные руды

*Строение продуктивных пачек месторождений
и входящих в их состав стратиформных залежей*

Продуктивные пачки большинства месторождений включают два или три рудных "пласта", которые располагаются один над другим или разобщены безрудными породами. В плане рудные залежи при общей эллиптической и реже грубоокруглой форме имеют пологосизвилистые очертания. Длина их обычно измеряется сотнями метров, на крупных месторождениях приближается к километру. Только на месторождении Чарко Редондо протяженность рудных пластов достигает двух километров (включая нерентабельные руды). Мощность рудоносных горизонтов колеблется в широких пределах, изменяясь от нескольких десятков сантиметров до 1–5 м. В отдельных случаях она превышает 10 м; так, например, рудный "пласт" месторождения Султана имеет мощность 11 м, месторождения Кинто – 15 м. О характере выклинивания и особенностях контактов рудных залежей будет сказано ниже, после описания текстурных особенностей руд.

Как упоминалось выше, подавляющее большинство стратиформных рудных тел локализуется в верхней части формации Эль-Кобре в составе вулканогенно-обломочной и карбонатной (известняки Чарко Редондо) ассоциаций пород. На большей части рассматриваемой территории известняки Чарко Редондо залегают непосредственно на породах вулканогенно-обломочной ассоциации, вверх по разрезу сменяются терригенными отложениями формации Сан-Луис. Только в районе Эль-Кристо (примерно на долготе г. Сантьяго-де-Куба) известняки Чарко Редондо вообще отсутствуют и формация Сан-Луис залегает непосредственно

пирролизит, манганит, гаусматит, романешит, криптомелан, рансеит, тодорокит, неотокит, бементит, ориентит, инезит, пьомонтит, родонит. Из перечисленных минералов только тодорокит и пирролизит и в меньшей степени браунит образуют промышленные концентрации. Иногда наблюдаются относительно крупные скопления марганцевых силикатов, представленных неотокитом с бементитом.



Фиг. 16. Схематические разрезы продуктивных горизонтов формации Эль-Кобре
 1 - Формация Сан-Луис; 2-6 - формация Эль-Кобре: 2 - известняки Чарко Редондо, 3 - вулканогенно-обломочные породы, 4 - марганцевые руды в вулканогенно-обломочных породах, 5 - прослои известняков среди вулканогенно-обломочных пород, 6 - кремнистые образования. Месторождения: I - Чарко Редондо; II - Понуло; III - Кинто; IV - Бостон; V - Эспанья

венно на породах вулканогенно-обломочной ассоциации. Мощности известняков в пределах марганценовой части формации Эль-Кобре изменяется от 10-110 м на западе до 5-10 м на востоке. Среди вулканогенно-обломочных пород, подстилающих ассоциацию Чарко Редондо, часто присутствуют маломощные прослои известняков, точно так же как в составе карбонатной пачки встречаются отдельные пласты тефроидов и туфитов. Стратиформное оруденение вне зависимости от того, локализуется оно в составе вулканогенно-обломочной или карбонатной ассоциаций, неизменно связано с кластическими отложениями. Так, в карбонатной пачке Чарко Редондо рудоносными являются заключенные среди известняков пласты вулканогенно-обломочных пород. Что касается известняков, то они сами по себе несут только незначительные рудопроявления, представленные либо гнездообразными скоплениями окислов марганца, либо трещиноватыми зонами, испещренными рудными прожилками. Необходимо отметить, однако, следующую интересную закономерность: известняки, не являясь рудоносными породами, часто входят в состав продуктивных пачек месторождений, располагаясь обычно над рудными залежами. Подобные соотношения карбонатных пород и руд неоднократно наблюдаются на месторождениях, связанных с вулканогенно-обломочной ассоциацией. Рудоносными в этом случае являются пласты кластических пород, залегающие над известняками, которые либо относятся к пачке Чарко Редондо, либо слагают маломощные прослои среди вулканогенно-обломочных отложений. Известняки могут залежать непосредственно на руде и могут быть отделены от нее тонким слоем "пустой" кластической породы. На некоторых месторождениях известняки в кровле рудных залежей вообще отсутствуют и продуктивный пласт подстилается и перекрывается примерно однотипными кластическими образованиями. Для иллюстрации сказанного дадим краткую характеристику продуктивных пачек конкретных месторождений. Разрезы этих месторождений приведены на фиг. 16.

1. Месторождение Чарко Редондо (см. фиг. 16, I). Оруденение связано с тремя пластами вулканогенно-обломочных пород: базальным, нижним, и верхним. Базальный рудный "пласт" отвечает самому верхнему горизонту пачки вулканогенно-обломочных пород (вулканогенно-обломочная ассоциация) и залегает непосредственно под известняками Чарко Редондо. Его мощность изменяется от нескольких сантиметров до 4 м. Оруденение представлено стя-

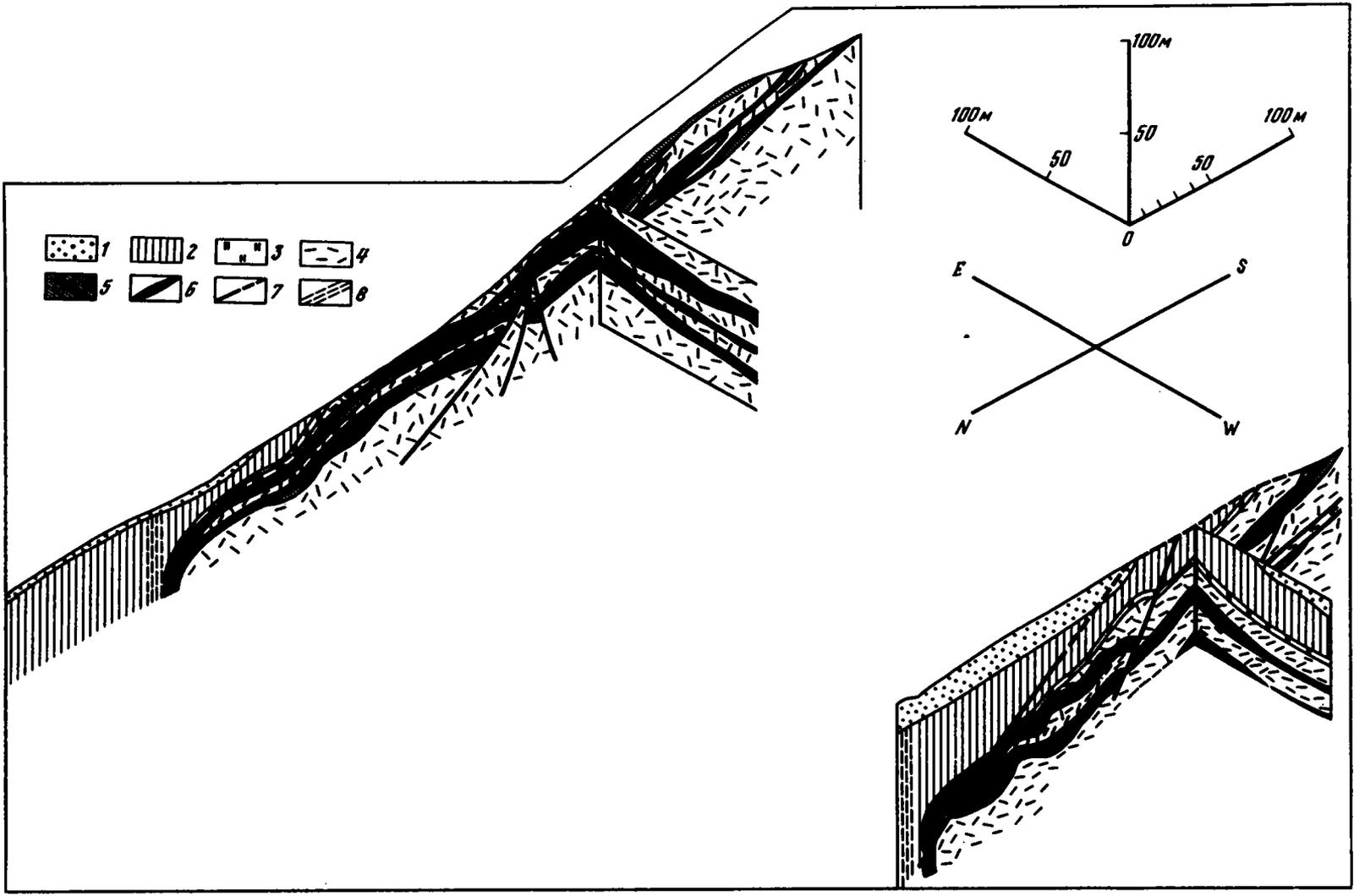
жениями, прожилками и тонкими прослоями окислов марганца, замещающих мелко- и среднезернистые кластические породы или матрикс их грубообломочных разностей. Руды относительно бедные.

Нижний и верхний рудоносные горизонты локализуются в составе пачки Чарко Редондо, но оруденение связано с прослоями среднезернистых вулканогенно-обломочных пород среди известняков. Эти прослои располагаются соответственно в 5–6 и 9–12 м от основания известняков Чарко Редондо. Их мощность около 1 м. Окислы марганца распределяются в пределах пластов неравномерно, но на отдельных участках они почти полностью замещают вмещающие породы. Руды богатые, содержание марганца в их промышленных разностях 30–50%. Протяженность нижнего и верхнего рудного пласта около 2000 м (включая бедные, нерентабельные руды). В основании рудных залежей часто присутствуют линзы, гнезда и прослои кремнистых пород, которые развиваются не только по кластическим отложениям, но и вдаются карманами во вмещающие их известняки. Это придает нижней границе рудовмещающего слоя причудливые извилистые очертания. Наблюдаются также отдельные случаи заливообразного проникновения рудной массы основного пласта в подстилающие его карбонатные отложения. Верхняя граница рудных "пластов" выражена значительно отчетливей – она полностью контролируется плоскостью контакта вулканогенно-обломочных пород и перекрывающих их известняков.

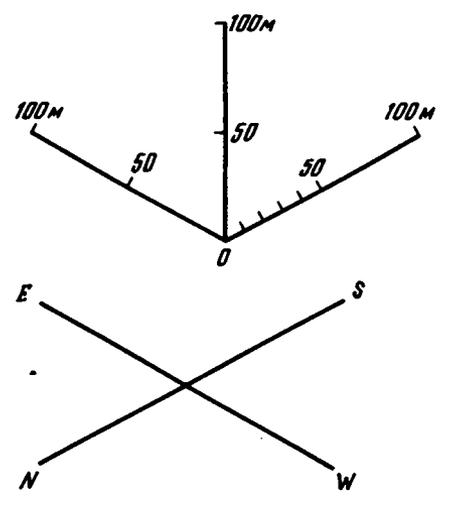
2. Месторождение Понупо (см. фиг. 16, II). Оруденение связано с пластами вулканогенно-обломочных пород, непосредственно подстилающих известняки Чарко Редондо. Мощность последних в районе месторождения изменяется от 2 до 12 м. Мощность рудоносного пласта достигает 2,5 м. Его протяженность около километра при ширине вскрытой части 250–300 м. Характерно, что богатые руды (40–45% марганца) локализуются в верхней части залежи (примерно 0,5 м), на контакте с известняками. Известняки в основании их слоя на несколько сантиметров замещены окислами марганца. Рудоносные кластические породы на большей части площади их развития подстилаются кремнистыми образованиями, которые вниз по разрезу сменяются вулканогенно-обломочными отложениями без признаков оруденения. Кремнистые образования слагают пластообразное тело, вскрытое на площади 430 × 300 м, мощность которого в центральной части достигает 30 м. При общей пластообразной конфигурации тела кремнистых пород его контакты с вмещающими породами, как правило, сложные: только на отдельных участках они контролируются плоскостями истинного напластования, чаще же носят более или менее резко выраженный секущий характер.

3. Месторождение Кинто (район Эль-Кристо, фиг. 17, см. фиг. 16, III). Руды залегают среди вулканогенно-обломочных отложений, локализуясь в трех пластообразных телах, из которых два верхних являются основными. Эти рудные тела имеют значительную протяженность (порядка километра) и мощность до 12–15 м, но сложены сравнительно небогатыми рудами, среднее содержание марганца в которых составляют 16–17%. Рудные "пласты" разобщены пустыми кластическими породами, эти же отложения подстилают и перекрывают продуктивную пачку в целом. Верхняя рудная залежь отделена от известняков Чарко Редондо пластом кластических пород мощностью до 15 м. Общая мощность продуктивного интервала разреза непостоянна: в южной и центральной частях рудного поля она достигает 40–50 м, в северном же направлении заметно сокращается. Такое изменение мощностей связано с тем, что в направлении с юга на север происходит постепенное сближение рудных "пластов" и соответственное сокращение междурудных интервалов вплоть до полного выклинивания последних. В основании рудных залежей, как правило, присутствуют кремнистые яшмовидные породы, мощность которых крайне не выдержана.

4. Месторождение Бостон (район Эль-Кристо, см. фиг. 16 IV). Единственный рудный "пласт" месторождения Бостон локализуется среди грубо- и среднезернистых вулканогенно-обломочных отложений. В составе рудовмещающей пачки кластических пород присутствует несколько маломощных прослоев известняков, под одним из которых (мощностью около 3 м) располагается



- 1 [Dotted pattern]
- 2 [Vertical lines]
- 3 [Horizontal lines]
- 4 [Dashed lines]
- 5 [Solid black]
- 6 [Diagonal lines /]
- 7 [Diagonal lines \]
- 8 [Cross-hatched]



рудная залежь. Максимальная мощность продуктивных слоев разреза 3 м. Руды ассоциируют с кремнистыми породами, которые слагают линзообразное тело 450×150 м с максимальной мощностью 12 м. Кремнистые образования подстилают продуктивные слои, но их взаимоотношения с рудоносными кластическими породами очень сложные. Помимо того что руды вдаются в кремнистые породы глубокими заливами и карманами, наблюдаются случаи утыкания слоев, несущих рудную минерализацию, в крутой склон или резкие выступы кремнистой линзы.

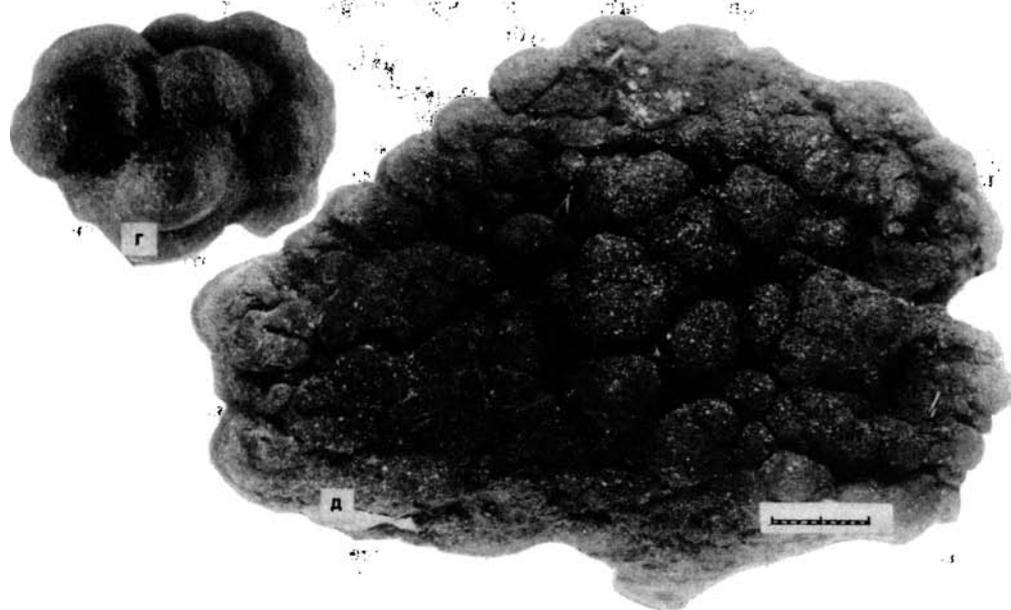
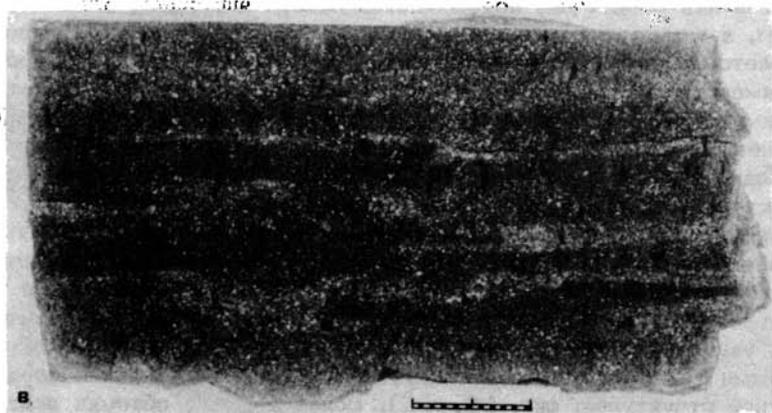
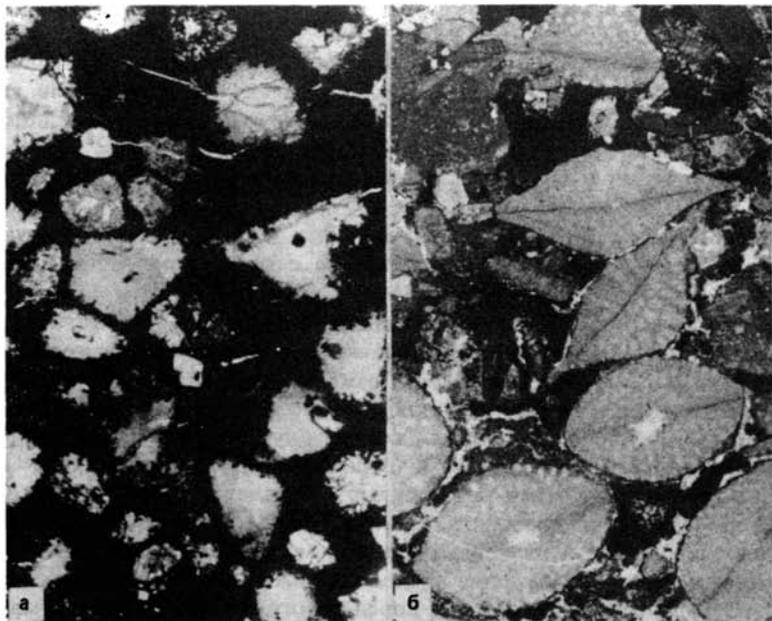
За пределами площади развития кремнистых пород рудоносные отложения еще прослеживаются на некотором расстоянии, но степень маргенцевой минерализации в них быстро падает.

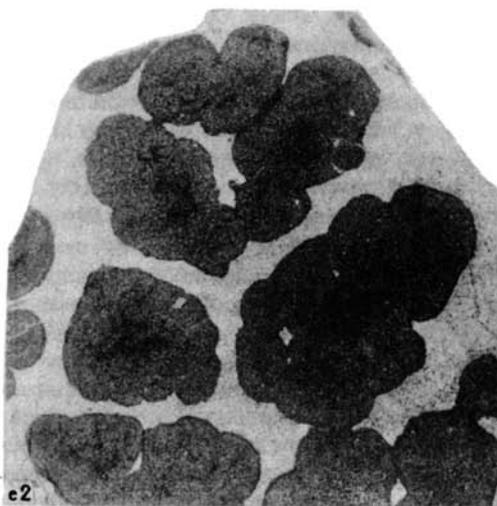
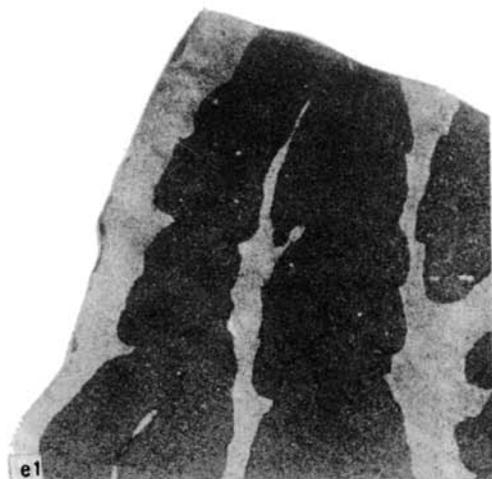
5. Месторождение Эспанья (район Эль-Кристо, см. фиг. 16, V). Характерной особенностью продуктивной пачки месторождения, а также вмещающих ее отложений является отсутствие в их составе известняков. В районе месторождения развиты преимущественно грубозернистые вулканогенно-обломочные породы, два пласта которых несут рудную минерализацию. Эти пласты разобщены безрудными кластическими отложениями мощностью 6–9 м. Руды тесно связаны с кремнистыми яшмовидными образованиями. Они локализируются вдоль верхнего контакта кремнистых линз и даже внутри последних. Характерно, что наиболее богатые руды встречаются именно в яшмоидах. Из двух представленных на месторождении рудных залежей наиболее значительна нижняя. Мощность пласта кластических пород, обогащенных окислами марганца, достигает в ней 3 м. Руды подстилаются линзой яшмоидов, длина которой около 200 м, а мощность 6–9 м. За пределами этой линзы рудная залежь быстро выклинивается. Вторая линза кремнистых пород, прослеженная на протяжении 60 м и имеющая мощность 6 м, относится к верхнему продуктивному горизонту. С этим горизонтом связаны только незначительные проявления марганцевого оруденения: обычно это небольшие скопления окислов марганца, локализующиеся среди яшмоидов, либо кластические породы, слабо минерализованные на контакте с подстилающими их яшмами.

Стратиформные рудные тела характеризуются крайне неоднородным строением, прежде всего различной интенсивностью замещения окислами марганца вмещающих вулканогенно-обломочных пород и наличием в пределах одного "пласта" рудных агрегатов различного типа. В процессе рудообразования соединения марганца чаще всего выполняют поры и промежутки между породообразующими обломочными зернами и замешают тонкий матрикс кластических пород (руды с цементной структурой; фиг. 18, а, б). Более крупные обломки оказываются погруженными в рудный цемент, который иногда разъедает их периферийную часть и проникает по трещинам в глубь зерна. В некоторых случаях мелко- и даже среднезернистые породы замещаются рудным веществом почти нацело. Интенсивность замещения обломочных зерен рудным веществом определяется не только их размером, но и составом. Установлено, что замещению легче всего подвергаются вулканические стекла, а также обломки пород типа туфопесчаников, мелкозернистых туфопесчаников и тефроидов тех же гранулометрических категорий. Наиболее устойчивыми в этом процессе оказываются органические остатки (раковины, фораминиферы, зубы акул), а также обломки кристаллов (оливин, пироксен, полевые шпаты), известняков и некоторых эффузивов. Что касается последних, то среди них более подвержены рудному метасомато-

Фиг. 17. Схема строения рудной залежи разработок Кинто, район Эль-Кристо, провинция Орьенте (по [200])

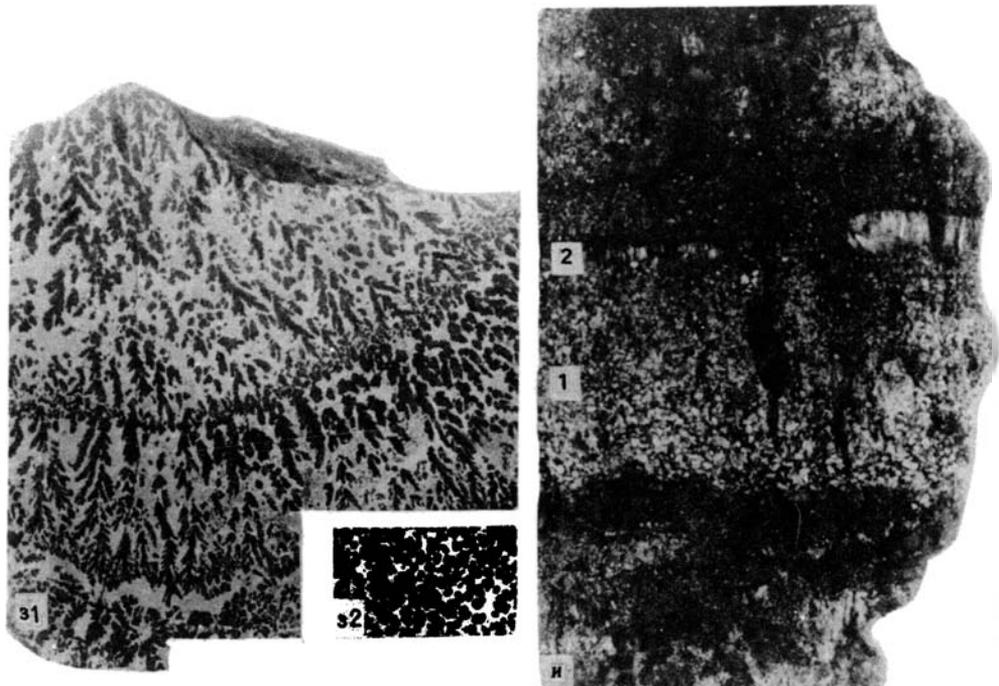
1 - отложения четвертичного возраста; 2 - формация Сан-Луис: терригенные и известково-терригенные породы; 3-6 - формация Эль-Кобре: 3 - известняки, 4 - вулканогенно-обломочные породы, 5 - кремнистые образования, 6 - марганцевые руды; 7 - разрывные нарушения достоверные и предполагаемые; 8 - зоны разрывных нарушений





Фиг. 18. Типы марганцевых руд

Руды с цементной структурой (*a, б, в, г, д, е*): *a* – вулканогенно–обломочная порода с рудным цементом, в которой окислами марганца замешена мелкообломочная часть; *б* – оруденелый карбонатный туффит, раковинки фораминифер в которых сохранились незамешенными; *в* – неравномерное замещение рудным веществом вулканогенно–обломочной породы; *г* – рудная “почка”; *д* – бугорчатая, поверхность рудного “слоя” (руда с цементной структурой), обусловленная срастанием отдельных “почек”; *е* – объемный дендрит, сложенный рудой с цементной структурой (*е-1* – продольный разрез, *е-2* – поперечный); *ж* – массивный сфероидолитовый агрегат грубокристаллического тодорокита (*ж-1* – продольный разрез агрегата, *ж-2* – нижняя поверхность его ограничения); *з* – ритмично–концентрический агрегат объемных дендритов кристаллического тодорокита (1 – продольный разрез, 2 – поперечный); *и* – “переслаивание” руды с цементной структурой (1) с кристаллическими рудными агрегатами (2)



Фиг. 18 (окончание)

зу слабораскристаллизованные разновидности, характеризующиеся обильным развитием стекловатого базиса⁷.

В результате замещения кластических пород соединениями марганца возникают рудные агрегаты двух типов. К первому (более распространенному) относятся руды с цементной структурой, полностью повторяющие текстурные и структурные особенности тех отложений, по которым они развиваются (см. фиг. 18, в). Более того, в рассматриваемых рудных агрегатах вследствие избирательной способности процесса замещения текстурный рисунок и тип структуры исходных пород часто подчеркивается и становится более явственным. Второй тип характеризуется метасоматическим развитием макроскопически видимых форм кристаллизации агрегатов тодорокита – почковидной и объемнодендритной. Подробное описание этих образований приводилось в ранее опубликованной работе [112], вследствие чего ниже дается только краткая характеристика их некоторых особенностей. Рудные агрегаты рассматриваемого типа имеют как цементную, так и грубокристаллическую или сфероидолитовую структуры. Почковидные и объемнодендритные рудные образования с цементной структурой представлены почти на всех месторождениях. Отдельные почки и нодулы достигают размера в несколько сантиметров (см. фиг. 18, г), они могут быть рассеяны в безрудной породе и могут находиться в тесном срастании. Изолированные нодулы чаще всего развиваются в зоне выклинивания основной рудной залежи, причем по мере приближения к последней количество рудных стяжений и их размеры увеличиваются, они начинают группироваться в гроздьевидные агрегаты и, наконец, сменяются сплошными рудами.

Рудные "пропластки", образовавшиеся в результате срастания отдельных стяжений, ограничиваются неровными бугорчатыми поверхностями (см. фиг. 18, д), свойственными почковидно-конкреционным агрегатом, но в разрезе они однородны. Разрастание агрегата с подобными конкреционными поверхностями при-

⁷ Установить зависимость между химизмом эффузивных пород и интенсивностью процесса их замещения рудным веществом нам не удалось. Возможно, это объясняется тем, что диапазон изменения химического состава представленных в обломках лав очень невелик (андезиты – андезиты базальтоидного типа).

Таблица 17

Состав рудных образований с цементной структурой (дендриты, почкообразные стяжения) и вмещающей их массы

Состав	Обр. № 1		Обр. № 2		Обр. № 3	
	Рудный дендрит	Вмещающая масса	Рудный дендрит	Вмещающая масса	Рудная почка	Вмещающая масса
SiO ₂	26,71	48,93	30,25	52,09	27,96	53,55
TiO ₂	0,34	0,38	0,34	0,34	0,51	0,59
Al ₂ O ₃	7,45	18,33	9,41	21,00	6,86	14,44
Fe ₂ O ₃	5,57	5,88	5,96	5,00	5,84	5,48
MnO	5,05	1,12*	2,80	0,16*	4,26	0,45*
MnO ₂	34,91	-	31,73	-	36,11	-

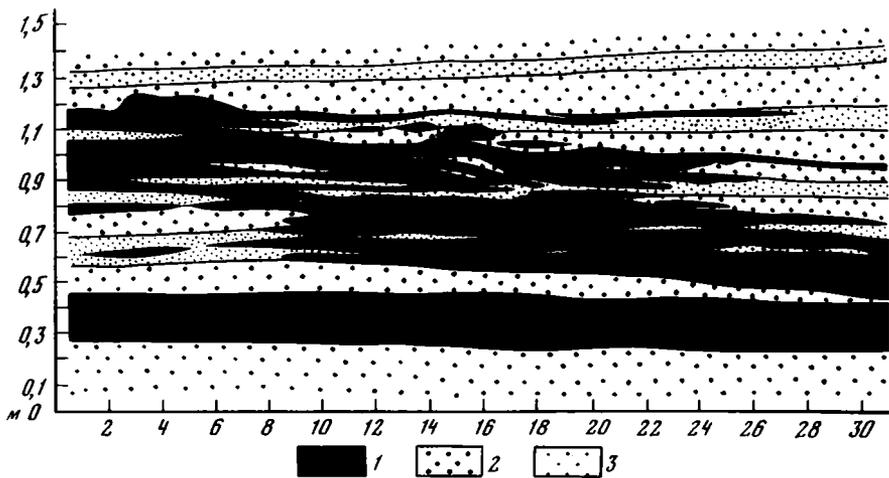
Примечание. Образцы с пометкой * - марганец валовой в пересчете на MnO.

водит к развитию округлых выступов, переходящих в грубые ветвящиеся округлые дендриты (см. фиг. 18, е-1; е-2). Последние могут достигать длины 1 м при толщине ветвей до 10 см. Отдельные ветви дендритов разбщаются безрудными породами, содержание марганца в которых измеряется долями процента (табл. 17). Характерно, что дендриты неизменно ориентированы в одном направлении - сверху вниз.

Грубокристаллические агрегаты тодорокита имеют разнообразное строение. Чаще всего они сложены отдельными индивидуализированными сферолитами и сфероидолитами (сфероидолито- друзовая структура), которые срастаются в плотные корки, ограниченные рельефными почковидными поверхностями. В разрезе рудного "прослоя" обычно наблюдается чередование сферолитовых и сфероидолитовых корок нескольких поколений, что при произвольном соотношении их мощностей обуславливает очень сложную гетерогенную структуру агрегата в целом. В ряде случаев в пределах одного рудного "прослоя" наблюдаются переходы от агрегатов с типичной сфероидолито- друзовой структурой к агрегатам, которые состоят из неясно ограниченных пучков волокон.

Наряду с полным замещением вмещающих отложений грубокристаллическими массивными агрегатами тодорокита (см. фиг. 18, ж-1, ж-2) часто встречаются и дендритные агрегаты сфероидолитовой структуры, между которыми порода остается незамещенной. Характерно, что в этом случае дендритам свойственно ритмично-кристаллическое строение (см. фиг. 18, з). Следует отметить, что при изучении рудных "пластов", сложенных преимущественно грубокристаллическим тодорокитом, в целом создается впечатление ритмической сфероидолитовой кристаллизации с произвольными мощностями и структурой отдельных ритмов и односторонней ориентировкой агрегатов по направлению сверху вниз. На одном из месторождений удалось наблюдать возрастные соотношения между дендритами с цементной сфероидолитовой структурой: на почковидные головки ветвей дендрита сфероидолитовой структуры нарастал с полным унаследованием форм роста дендрит с цементной структурой. При этом возник морфологически единый дендрит, свидетельствующий о резком изменении интенсивности замещения пород тодорокитом при росте одного агрегата. Следовательно, массивные агрегаты тодорокита предшествовали таковым с цементной структурой.

В строении большинства стратиформных залежей принимают участие рудные агрегаты обоих описанных выше типов: агрегаты с цементной структурой, повторяющие текстурные особенности тех отложений, по которым они развиваются, и агрегаты, характеризующиеся самостоятельными формами кристаллизации тодорокита, включающие разности как с цементной, так и с грубокристалличес-



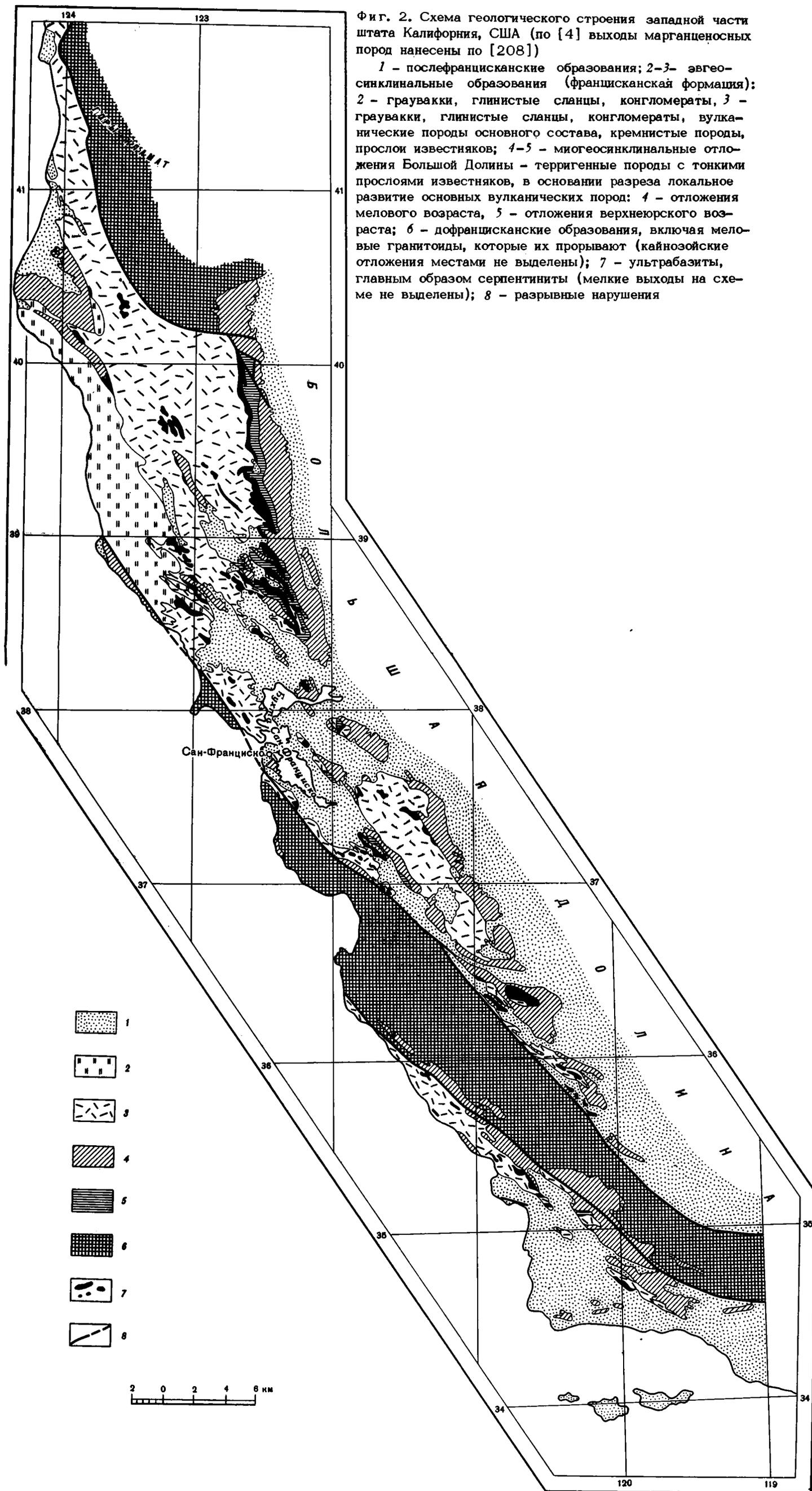
Фиг. 19. Строение рудного пласта (месторождение Лос Чивос, провинция Орьенте, Куба)

1 – марганцевые руды; 2–3 – вулканогенно-обломочные породы: 2 – псаммитовой структуры, 3 – алевролитовой структуры

кой структурой. Границы между агрегатами с цементной структурой (вне зависимости от того, принадлежат они к первому или второму типу) и грубокристаллическими резкие. В разрезе рудной залежи часто наблюдается многократное чередование "прослоев" произвольной мощности, сложенных рудой с цементной структурой и кристаллическими агрегатами, представляющими собой послойно ориентированные сферолитовые корки (см. фиг. 18, и). "Прослои" кристаллических руд иногда прослеживаются по простиранию на несколько метров, причем мощность их относительно выдерживается. В то же время грубокристаллические агрегаты тодорокита нередко локализуются среди руд с цементной структурой в укороченных линзах и гнездах, что в еще большей степени подчеркивает общую гетерогенную структуру рудного пласта. Представляется, что рудные агрегаты, как грубокристаллические, так и с цементной структурой, имеют общую метасоматическую природу. Первые возникают в результате почти полного замещения пород соединениями марганца, вторые – при частичном, выборочном рудном метасоматозе. Так, если в рудах с цементной структурой содержание рудного вещества (в пересчете на металлический марганец) в среднем около 20% и только в отдельных случаях повышается до 30–35%, то в кристаллических разностях оно увеличивается до 50–60% (табл. 18).

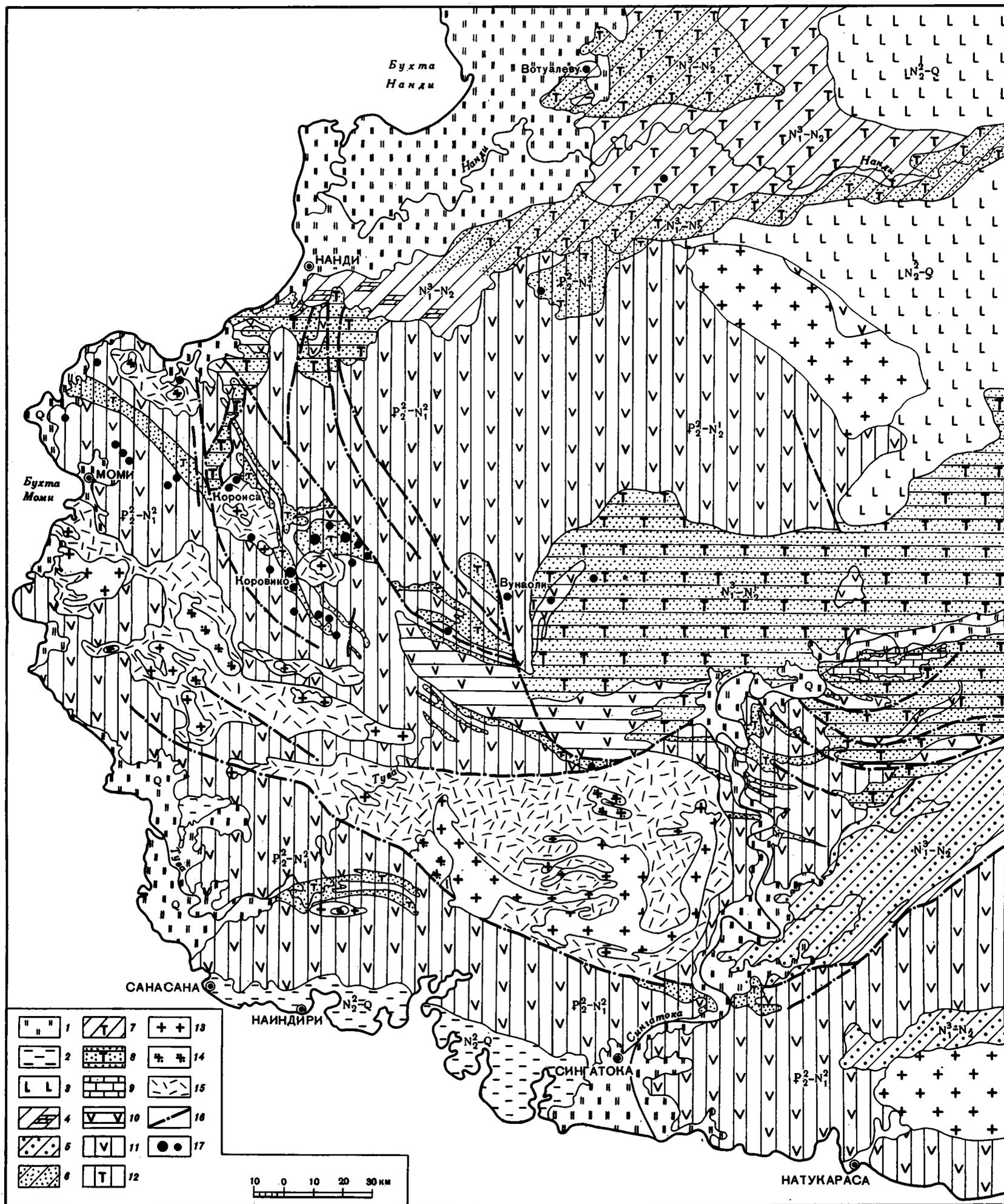
Некоторые рудные "пласты" слагаются исключительно рудами с цементной структурой, но и в этом случае их внутреннее строение характеризуется большой неоднородностью. Продуктивный "пласт" состоит из серий линз и расщепляющихся прослоев черных оруденелых пород, разобренных светлыми полосами безрудных отложений (фиг. 19).

Отдельные рудные прослои отличаются по мощности, интенсивности оруденения и гранулометрическим особенностям. При первом ознакомлении со штуфами руды и даже узкими колонками обнажений продуктивной пачки создается впечатление полного совпадения контуров рудных прослоев с истинным напластованием. Однако при прослеживании рудных залежей на более значительное расстояние в стенках карьера, где они обнажаются на протяжении десятков и даже сотен метров, выясняется, что отдельные рудные пропластки секут слоистость, осложняются апофизами, глубоко вдающимися в сопредельный слой, соединяются перемычками или же сменяются по простиранию рудными скоплениями гнездовидной формы, развивающимися по нескольким слоям. Кроме того, даже в пределах одного слоя часто наблюдается пятнистое распределение рудного вещества, обусловленное разной интенсивностью замещения вмещающих пород окислами марганца. Эти пятна могут иметь как резкие, так и расплывча-



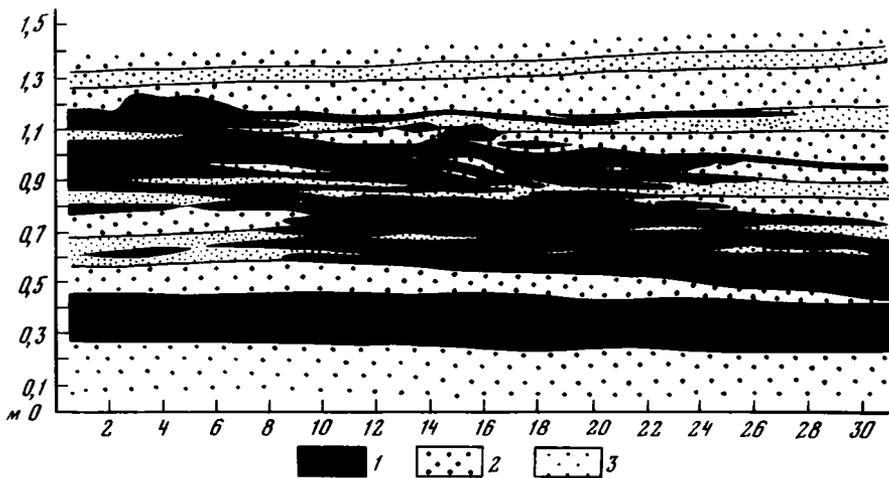
Фиг. 2. Схема геологического строения западной части штата Калифорния, США (по [4] выходы марганцевосных пород нанесены по [208])

1 - послефранцисканские образования; 2-3- эвгеосинклинальные образования (францисканская формация): 2 - граувакки, глинистые сланцы, конгломераты, 3 - граувакки, глинистые сланцы, конгломераты, вулканические породы основного состава, кремнистые породы, прослой известняков; 4-5 - миогеосинклинальные отложения Большой Долины - терригенные породы с тонкими прослоями известняков, в основании разреза локальное развитие основных вулканических пород: 4 - отложения мелового возраста, 5 - отложения верхнеюрского возраста; 6 - дофранцисканские образования, включая меловые гранитоиды, которые их прорывают (кайнозойские отложения местами не выделены); 7 - ультрабазиты, главным образом серпентиниты (мелкие выходы на схеме не выделены); 8 - разрывные нарушения



Фиг. 22. Геологическая карта юго-западной части о-ва Вити-Леву (о-ва Фиджи) по Р.Е.Хуутцу, Р.Е. Бартоломео и др., 1958-1960 гг.

1 - современные отложения: аллювий, дюнные пески, мангровые болота; 2-3 - серии Туву и Мба, плиоцен и четвертичный период, 2 - песчаники крупнозернистые, гравелиты, 3 - серия Мба: базальты, туфы, агломераты, вулканотерригенные породы; 4-10 - серии Сува и Сингатока, верхний миоцен-плиоцен; серия Сува: 4 - мергели, 5 - терригенные породы, 6 - вулканотерригенные породы, 7 - пирокластические породы; серия Сингатока: 8 - вулканотерригенные и терригенные породы, прослой туффитов, туфов и известняков, 9 - известняки; 10 - базальты, агломераты с потоками лав, туфы; 11-12 - серия Ваинимала, средний эоцен-средний миоцен: 11 - эффузивы основного среднего реже кислого состава, туфы, прослой и тела известняков; 12 - вулканотерригенные и терригенные породы, прослой туфов, туффитов и известняков; 13-14 - интрузивные породы серии Толо: 13 - гранитоиды, 14 - породы основного состава; 15 - зоны контактового метаморфизма; 16 - разрывные нарушения; 17 - марганцевые месторождения и рудопроявления



Фиг. 19. Строение рудного пласта (месторождение Лос Чивос, провинция Орьенте, Куба)

1 – марганцевые руды; 2–3 – вулканогенно-обломочные породы: 2 – псаммитовой структуры, 3 – алевролитовой структуры

кой структурой. Границы между агрегатами с цементной структурой (вне зависимости от того, принадлежат они к первому или второму типу) и грубокристаллическими резкие. В разрезе рудной залежи часто наблюдается многократное чередование "прослоев" произвольной мощности, сложенных рудой с цементной структурой и кристаллическими агрегатами, представляющими собой послойно ориентированные сферолитовые корки (см. фиг. 18, и). "Прослои" кристаллических руд иногда прослеживаются по простиранию на несколько метров, причем мощность их относительно выдерживается. В то же время грубокристаллические агрегаты тодорокита нередко локализируются среди руд с цементной структурой в укороченных линзах и гнездах, что в еще большей степени подчеркивает общую гетерогенную структуру рудного пласта. Представляется, что рудные агрегаты, как грубокристаллические, так и с цементной структурой, имеют общую метасоматическую природу. Первые возникают в результате почти полного замещения пород соединениями марганца, вторые – при частичном, выборочном рудном метасоматозе. Так, если в рудах с цементной структурой содержание рудного вещества (в пересчете на металлический марганец) в среднем около 20% и только в отдельных случаях повышается до 30–35%, то в кристаллических разностях оно увеличивается до 50–60% (табл. 18).

Некоторые рудные "пласты" слагаются исключительно рудами с цементной структурой, но и в этом случае их внутреннее строение характеризуется большой неоднородностью. Продуктивный "пласт" состоит из серий линз и расщепляющихся прослоев черных оруденелых пород, разобренных светлыми полосами безрудных отложений (фиг. 19).

Отдельные рудные прослои отличаются по мощности, интенсивности оруденения и гранулометрическим особенностям. При первом ознакомлении со штуфами руды и даже узкими колонками обнажений продуктивной пачки создается впечатление полного совпадения контуров рудных прослоев с истинным напластованием. Однако при прослеживании рудных залежей на более значительное расстояние в стенках карьера, где они обнажаются на протяжении десятков и даже сотен метров, выясняется, что отдельные рудные пропластки секут слоистость, осложняются апофизами, глубоко вдающимися в сопредельный слой, соединяются перемычками или же сменяются по простиранию рудными скоплениями гнездовидной формы, развивающимися по нескольким слоям. Кроме того, даже в пределах одного слоя часто наблюдается пятнистое распределение рудного вещества, обусловленное разной интенсивностью замещения вмещающих пород окислами марганца. Эти пятна могут иметь как резкие, так и расплывча-

Таблица 18

Состав руд с цементной и кристаллической структурами

Месторождения	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MnO ₂
Лос-Чивос	1010*	30,77	0,62	9,83	6,22	3,79	27,17
	1011*	23,65	0,41	6,72	3,54	5,05	43,15
	540	1,67	Нет	Нет	2,69	Нет	94,14
	1006	0,88	0,21	0,54	0,51	"	94,72
	537	3,47	Нет	Нет	2,72	6,67	72,36
Чарко Редондо	1*	26,71	0,34	7,45	5,57	5,05	34,91
	3	1,47	Нет	Нет	4,24	9,58	68,80

Примечание. Образцы с пометкой* - руды с цементной структурой, без пометки - с кристаллической; обр. 1 - руда с цементной структурой из объемного дендрита.

тые очертания. В некоторых случаях сплошной пласт руды с цементной структурой сменяется по простиранию пустыми обломочными породами, включающими отдельные рудные нодулы. Последним свойственна та же цементная структура, что и рудам основного "пласта".

Характер выклинивания стратиформных рудных залежей различен: по простиранию они могут обрываться очень резко и могут постепенно сменяться безрудными породами, нередко расщепляясь при этом на тонкие "пропластки". В классической схеме продольный разрез рудных "пластов" выглядит следующим образом: в центральной части залежи локализуются наиболее богатые руды, в составе которых преобладают кристаллические разности. По мере удаления от центра возрастает роль рудных агрегатов с цементной структурой, сначала с более высоким содержанием марганца, затем относительно обедненных. Наряду с этим в составе продуктивной пачки увеличивается количество и размеры включений пород, не замещенных рудным веществом. Наконец, для собственно периферической зоны характерны изолированные рудные стяжения и их сростки, которые локализуются среди измененных (обычно глинизированных) кластических пород. Последние, как правило, прослеживаются на некоторое расстояние и за пределами продуктивной пачки, уступая затем место неизменным вулканогенно-обломочным образованиям. Таким образом, рудные тела оказываются обрамленными своеобразным ореолом измененных пород, мощность которого изменяется от сантиметров до нескольких метров. Следует подчеркнуть, что приведенная схема отражает только самую общую тенденцию в изменении строения рудных тел в латеральном направлении и отдельные ее градаши могут быть редуцированы или отсутствовать совсем.

Нижний и верхний контакты стратиформных рудных тел с вмещающими их породами несколько отличаются друг от друга (о чем будет сказано ниже), но в целом они совпадают с истинным напластованием и выражены достаточно четко. Наиболее резко ограничены залежи марганцевых руд, связанные с пластами вулканогенно-обломочных пород среди известняков (тип Чарко Редондо, см. фиг. 16, I), причем особенно резко обозначается верхняя граница этих рудных тел, полностью контролируемая плоскостью контакта кластических и карбонатных пород. Такой же характер носит и верхняя граница тех рудных "пластов", которые не локализуются среди известняков, а только перекрываются ими (тип Понуно и Бостон, см. фиг. 16, I, IV). Показательно, что при наличии карбонатных пород в кровле продуктивной пачки наиболее богатые руды неизменно локализуются непосредственно под известняками, а по мере удаления от них интенсивность оруденения падает.

Своеобразие нижнего контакта описываемых рудных тел обуславливается частым присутствием в их основании линз и "пластов" кремнистых образований, носящих местное имя "байяты"⁸. Граница между рудой и байятами, как правило, извилистая, осложненная многочисленными карманами и глубокими заливообразными проникновениями кремнистой массы в рудную. По внешнему виду байяты напоминают яшмы. В большинстве случаев это тонкозернистые плотные породы красновато-коричневого и ржаво-желтого цвета, пронизанные многочисленными прожилками кварца и халцедона, участками лимонитизированные. Генетическая природа байят, очевидно, та же, что и у марганцевых руд, т.е. они являются кремнистыми метасоматитами. Избирательность замещения в случае кремнистого метасоматоза выражена менее резко, чем при рудообразовании. Следствием этого является крайняя невыдержанность мощностей "пластов" байят и причудливость их очертаний: они осложнены раздувами и пережимами, а в ряде случаев распадаются на серии линз и прослоев. В пределах одного "пласта" байят протяженностью в десятки и первые сотни метров отмечают перепады мощностей от нескольких сантиметров до нескольких метров; в местах наиболее резко выраженных раздувов иногда наблюдаются утыкания пластов вмещающих пород в крутые склоны тел, сложенных кремнистыми образованиями. Кремнистый метасоматоз был значительно активней рудного: если орудуению подвергались только какие-то определенные пласты кластических пород (чаще всего их мелко- и среднезернистые разности), то кремнистые метасоматиты с одинаковым успехом могли развиваться как по любым вулканогенно-обломочным породам вплоть до конгломератов, так и по известнякам. Байяты, как правило, сохраняют реликтовую структуру и текстуру тех отложений, по которым они образовались: макроскопически легко отличимы байяты по гравелитам, конгломератам, по слоистым туффитам, фораминиферовым известнякам и т.д. Характерно, что состав кремнистых метасоматитов и содержание в них малых элементов остается приблизительно постоянным, вне зависимости от того, по каким отложениям эти породы образовались (табл. 19).

Кремнистые образования иногда включают отдельные линзы и гнезда марганцевых руд, точно так же как среди руд, особенно вблизи их контакта с основным телом байят, присутствуют кремнистые включения. На многих месторождениях байяты подстилают рудные "пласты" на всей площади их развития, причем с выклиниванием кремнистых пород выклиниваются и руды. В других случаях в основании рудной залежи присутствуют только отдельные небольшие линзы и гнезда байят, разобщенные вмещающими породами. Характерно, что последние на контакте с кремнистыми образованиями сильно изменены: по ним активно развивается нонтронит, хлорит, реже железные окры, в результате чего тела байят оказываются окруженными своеобразным зеленовато-ржавым ореолом. В случае, когда руды подстилаются относительно сплошным "пластом" кремнистых пород, нонтронит-хлоритовая зона развивается в основании последнего, а на границе с рудным телом эта минерализация проявляется значительно слабее. Мощность зоны измененных пород непостоянна: она варьирует от нескольких сантиметров до десятков сантиметров, в некоторых случаях достигает метра.

Тела байят, как правило, выклиниваются резко, без признаков расщепления и взаимоотношений *interfingering* с окружающими породами. Точно так же для них не характерны сколько-нибудь значительные переходные зоны, представленные образованиями типа кремнистых туффитов или кремнисто-известковых сланцев.

Как уже упоминалось выше, байяты появляются в том же интервале разреза формации Эль-Кобре, что и марганцевые руды, но в то же время далеко не

⁸ Кремнистые образования чаще всего локализируются в основании рудных залежей, но в отдельных случаях их достаточно крупные линзы присутствуют среди марганцевых руд и даже в кровле продуктивных пачек. На некоторых месторождениях эти породы вообще не представлены.

Таблица 19
Состав кремнистых метасоматитов (байт)

Состав	Образец № 515	Образец № 270	Образец № 1008	Состав	Образец № 515	Образец № 270	Образец № 1008
SiO ₂	93,62	94,05	92,98	Содержание малых элементов (10 ⁻⁴ %) в кремнистых метасоматитах			
Al ₂ O ₃	0,59	0,39	0,36	Cr	20	14	18
FeO	0,45	1,75	2,54	Ni	10	10	10
Fe ₂ O ₃	3,77	3,16	3,28	V	15	32	15
TiO ₂	0,001	0,005	0,005	Cu	20	32	15
P ₂ O ₅	0,02	0,08	0,02	Co	10	15	10
CaO	0,22	0,1	0,1	Pb	10	10	10
MgO	0,02	0,14	0,18	Ga	5	10	5
MnO	0,001	0,015	0,032	Ge	3,3	2,6	4,4
K ₂ O	0,09	0,07	0,05	Mo	3,6	2,4	2,4
Na ₂ O	0,08	0,04	0,08				
S	0,1	0,1	0,1				
H ₂ O ⁻	0,12	0,12	0,16				
П.л.п.	1,15	0,79	1,12				
Сумма	100,14	100,61	99,80				

Примечание. Обр. 515 - байты по известняку; 270, 1008 - байты по вулканогенно-обломочным породам. Содержания малых элементов - по данным количественного спектрального анализа.

всегда входят в состав продуктивных пачек месторождений. Зависимости между масштабом оруденения и количеством кремнистых пород в составе продуктивных пачек, очевидно, не существует. Одинаково богатые рудные залежи в равной мере могут ассоциировать и с крупными кремнистыми концентрациями и залегать среди пород, полностью лишенных таковых, причем состав марганцевых руд, условия их залегания, структурные и текстурные признаки в обоих случаях остаются одни и те же. Точно так же не удается установить четких пространственных закономерностей в расположении тел кремнистых пород и марганцевых руд в тех случаях, когда они присутствуют в составе одной продуктивной пачки. Можно сказать только, что непосредственно среди байт крупных рудных концентраций неизвестно и более того, тела руд и кремнистых пород далеко не всегда соприкасаются. В тех же случаях, когда они имеют непосредственный контакт, по наблюдению Р. Симонса и Дж. Страчека, байты чаще подстилают, чем перекрывают рудные залежи.

Марганцевые руды и байты, очевидно, образовались приблизительно в одном промежутке времени, но точные возрастные взаимоотношения между ними не выяснены. Случай замещения рудного вещества кремнеземом наблюдался на многих месторождениях, из чего, однако, нельзя заключить, что кремнистые образования являются пострудными: так, Р. Симонс и Дж. Страчек, допускают, что часть байт образовались одновременно с рудой и даже несколько раньше.

Байты являются наиболее распространенными, но не единственными новообразованиями, свойственными продуктивным пачкам марганцевых месторождений. В составе последних обычно присутствуют прослои и включения незамещенных марганцем и кремнеземом кластических пород, которые в ряде случаев интенсивно монтмориллонитизированы и, несколько реже, цеолитизированы. Монтмориллонит и цеолиты развиваются по обломкам вулканического стекла или

эффузивов с обильным стекловатым базисом. Кроме того, монтмориллонитизации часто подвержены зерна плагиоклазов. Образование монтмориллонита и цеолита происходило примерно одновременно с марганцевыми рудами и байятами и осуществлялось гидротермально-метасоматическим путем.

*Генезис марганцевых руд и факторы,
определяющие место их локализации*

Вопрос о происхождении марганцевых руд в формации Эль-Кобре обсуждался в ряде работ наших предшественников. К. Хайс, Т. Ваган, А. Спенсер полагали, что соединения марганца привносились циркулирующими горячими водами. По их мнению, руды образовались на некоторой глубине от дневной поверхности путем замещения вмещающих пород марганцевыми минералами. Кремнистые породы формировались одновременно с ними.

По мнению Е. Берчарда [166], соединения марганца и кремнезема переносились артезианскими водами и отлагались в пластах ранее сформировавшихся пористых туфов, а также в пустотах и трещинах среди известняков. Наиболее благоприятны для разгрузки рудоносных растворов были местные антиклинальные поднятия. В растворы марганец поступал из вулканических пород, слагающих хребты Сьерра-Маэстра.

Ф. Норкрос [192] связывает марганцевое оруденение с гидротермальной деятельностью, которая сопровождала внедрение гранодиоритовых батолитов, представленных в хребтах Сьерра-Маэстра.

Большое внимание вопросу происхождения марганцевых руд уделяется в исследованиях Ч. Парка [193, 194]. Этот исследователь полагает, что рудное вещество выносилось горячими водами в период затухания вулканической деятельности в районе Сьерра-Маэстра. В отличие от своих предшественников Ч. Парк считает, что наряду с рудами, образовавшимися путем замещения вмещающих пород соединениями марганца, имеются рудные концентрации, возникшие еще в неконсолидированных осадках в местах выходов подводных горячих источников. Незначительная часть руд (секущие рудные тела) отлагалась непосредственно в подводящих каналах, в трещинах и в зонах нарушений. Ч. Парк обращает внимание на частое присутствие известняков вблизи рудоносных пластов и полагает, что карбонат кальция мог играть существенную роль в осаждении рудного вещества.

Наиболее детально проблема генезиса марганцевых руд провинции Орьенте рассматривается в работе Р. Симонса и Дж. Страчека [200]. На разборе их концепции мы остановимся несколько подробнее. Эти исследователи считают, что соединения марганца выносились горячими источниками, деятельность которых была связана с зооеновым вулканическим циклом. Несомненное эпигенетическое происхождение, по их мнению, имеют только руды, образующие тела неправильной формы (см. классификацию рудных отложений, приведенную выше). Что касается пластовых рудных тел, то они в большинстве случаев сингенетичны с вмещающими отложениями формации Эль-Кобре или, во всяком случае, образовались до полной консолидации илов.

Нам представляется вполне обоснованным утверждение Р. Симонса и Дж. Страчека, что марганец приносился горячими растворами. Действительно, нет никаких оснований полагать, что руды возникли в результате выветривания материнских марганцевосных пород либо каким-то иным супергенным путем. Справедливо также заключение, что рудные залежи образовались в непосредственной близости от места поступления растворов.

Наиболее спорным, с нашей точки зрения, является вывод Симонса и Страчека о сингенетичной природе оруденения и залежах пластообразной формы. Фактический материал, имеющийся в нашем распоряжении, подтверждает то, что большинство рудных тел произошло путем метасоматического замещения соединениями марганца ранее образовавшихся пород.

Рассмотрим основные аргументы, которые вышеназванные исследователи приводят в пользу гипотезы об одновременном происхождении руд и вмещающих их отложений.

1. Пластовая форма большинства рудных тел при сравнительно редком пересечении их границами напластования.

2. Резкие контакты рудных пластов в туфах с вышележащими породами, особенно когда последние представлены известняками.

3. Наличие в рудных залежах валунов и глыб вулканических пород, не замещенных марганцем, вблизи которых рудные прослои изгибаются. В некоторых случаях эти глыбы располагаются на контакте рудного слоя и вышележащей туфистой породы и резко вдавливаются в руду.

4. Присутствие в составе продуктивных пачек месторождений линз внутриформационных конгломератов и брекчий, содержащих рудные обломки.

5. Наличие кластических даек, пересекающих рудные пласты и содержащих обломки руды.

Пластовая форма рудных тел далеко не всегда служит доказательством их осадочного происхождения. Известны месторождения гидротермального генезиса, рудные тела которых залегают согласно с вмещающими породами и при этом прорезываются на большие расстояния по простиранию. По морфологическим особенностям залежи такого типа ничем не отличаются от пластовых рудных тел, сингенетичных с вмещающими породами, но генезис их существенно иной: они образуются не путем одновременного выпадения в осадок рудных соединений и других компонентов илов, а в результате разгрузки термальных растворов на некоторой глубине, в пластах пород, режим которых способствует осаждению рудных соединений. При этом контуры возникающих рудных тел полностью совпадают с границами "осаждающего" пласта. Для пластовых тел марганцевых руд в формации Эль-Кобре последний способ происхождения возможен в такой же мере, как и вулканогенно-осадочный.

Изгибание рудных прослоев вблизи глыб пород и частичное погружение их в рудоносный слой действительно говорит о том, что эти глыбы попадали в еще неконсолидированные илы. Однако нет никаких указаний на то, что илы в это время были рудоносны. В такой же мере допустимо, что оруденению подвергались уже литифицированные отложения. Естественно, что в ходе этого процесса окислами марганца замещалась относительно мелкозернистая часть породы, крупные же глыбы массивных вулканитов оставались неизменными. Образовавшиеся таким путем руды сохраняют реликтовые текстурные особенности исходных пород.

Весьма серьезным доводом в пользу представления о сингенетичной природе оруденения является присутствие в продуктивных пачках некоторых месторождений линз пород, содержащих рудные обломки. Р. Симонс и Дж. Страчек описывают эти образования как внутриформационные конгломераты и брекчи. По данным этих авторов, внутриформационные конгломераты представляют собой плохо отсортированные породы: помимо угловатых обломков окисных марганцевых руд и туфов, они содержат окатанные и полускатанные валуны и гальки известняков, реже лав и туфов. Цементирующая масса имеет известковистый состав или же представлена более мелкими обломками оруденелых и безрудных туфов. Надо сказать, что, судя по фотографиям, приведенным в книге Р. Симонса и Дж. Страчека [200, фиг. 27-28, с. 90], такие породы мало похожи на конгломераты. Изображенные на них породы представляют собой кластические образования, обломочный материал которых (туфы, известняки, обломки марганцевых руд) не несет никаких признаков окатанности и сортировки и располагается в штуфе породы крайне хаотично. Размеры обломков варьируют в очень широких пределах, от псаммитовой фракции до единичных глыбовых включений. Подобные илы, во всяком случае, близкие образования наблюдались нами в карьере Понупо и Эль-Кристо, где они слагают послыно вытянутые и укороченные линзы. Это гравелиты или крупнозернистые песчаники с отдельными включениями более крупных обломков, представленных преимущественно туфами и туффитами, а также окисными марганцевыми рудами. Реже встречаются обломки известняков и эффузивов. Цементирующая масса имеет тот же состав, что и включенные в нее обломки, но представлена более тонкой фракцией. Обломки имеют самую разнообразную форму, но чаще всего остроугольны. Никаких закономерностей в их расположении внутри пласта и даже слабых признаков сортировки не наблюдается.

В одном месте, в карьере Понупо, мы наблюдали скопление крупных (в диаметре до десятков сантиметров) глыб и полуокатанных валунов различных пород: вулканогенно-обломочных образований, реже известняков, эффузивов и марганцевых руд. Обломки марганцевых руд представлены их различными структурными типами: наряду с рудами с цементной структурой встречаются отдельные обломки кристаллических агрегатов и округлых головок рудных почек и дендритов. Цементирующая масса представлена мелкообломочным материалом того же состава, что и более крупные включения. Здесь также обращает на себя внимание полная хаотичность в распределении обломков. К сожалению, плохая обнаженность не позволила нам выяснить условия залегания описываемых отложений.

В настоящее время трудно сказать что-либо определенное о происхождении вышеописанных образований. Однако у нас создалось впечатление, что значительная их часть возникла скорее путем дробления при обрушении и проседании пластов, чем в результате размывов. Возможность обрушения пород в пределах продуктивной пачки, особенно на участках, интенсивно переработанных горячими водами, вполне вероятно. Возникающие таким путем брекчии могут образовывать тела различной формы, в том числе и согласные с вмещающими породами. Основная масса обломков и глыб в таких брекчиях, естественно, должна быть остроугольной. Если же обрушению подвергались пласты пород, содержащих окатанные или полуокатанные валуны устойчивых пород, то последние при переработке сохраняли свою форму. Этим же может быть объяснено и частое присутствие в цементе брекчии недеформированных раковин фораминифер, которые сохранились даже в пластах очень сильно измененных рыхлых туфов. Нам представляется допустимым также, что присутствие рудных обломков в кластических породах в некоторых случаях может быть обусловлено выборочным замещением окислами марганца слагающего их материала.

Вопрос о происхождении кластических даек, с нашей точки зрения, остается открытым. Известны дайки, отходящие вниз от пластов туфов или туффитов и выполненные тем же материалом, каким сложены эти пласты. В том случае, когда эти дайки пересекают рудные пласты, в них могут присутствовать рудные обломки. Р. Симонс и Дж. Страчек полагают, что трещины, по которым развивались дайки, выполнялись неконсолированными осадками. В соответствии с этим делается вывод, что в момент формирования пластов, от которых отходят дайки, подстилающая их рудные накопления уже существовали. Нами допускается и другая интерпретация описанного соотношения, а именно: трещины могут возникать и заполняться обломочным материалом и после литификации осадков. При наличии пластов рыхлых туфов это легко представить. Если же по трещинам происходили хотя бы незначительные подвижки, то в состав выполняющей их массы, естественно, могли попадать обломки любых пересекаемых ими пород.

Изучение связанных с формацией Эль-Кобре стратиформных рудных залежей показало, что многие из них несут черты, указывающие на более поздний по отношению к вмещающим породам характер оруденения. Эти черты следующие.

1. На большинстве месторождений наряду со стратиформными залежами представлены рудные тела явно несогласные с вмещающими породами. Это гнезда, а также скопления окислов марганца в ослабленных тектонических зонах.

2. При общей пластообразной форме рудных тел не наблюдается полного совпадения их контуров с истинным напластованием пород. Границы стратиформных залежей часто осложнены карманами и глубокими заливообразными проникновениями рудной массы во вмещающие отложения.

3. Внутреннее строение стратиформных залежей отличается большой сложностью: они слагаются сериями рудных "прослоев" невыдержанной мощности, которым свойственны многочисленные рудзувы и пережимы, нарушающие первичную слоистость.

4. Рудообразование носит агрессивный характер. Окислы марганца не играют роль пассивного цемента породообразующих кластических зерен, а интенсивно замешают последние вплоть до их полной ассимиляции рудным веществом.

Обломочный материал, не подвергшийся рудному метасоматозу (отдельные зерна и участки пород внутри рудного "пласта"), неизменно оказывается сильно измененным, преимущественно глинизированным. Точно так же изменены породы, непосредственно контактирующие с рудными залежами (особенно подстилающие).

5. С рудами ассоциируют специфические кремнистые образования, большая часть которых имеет явно метасоматическую природу.

6. При образовании кремнистых метасоматитов и ассоциирующих с ними рудных концентраций отчетливо выражена тенденция к мономинеральности.

7. Литологический контроль оруденения может наблюдаться как на осадочных, синхронных с вмещающими породами месторождениях, так и на месторождениях, возникших в постседиментационную стадию. В рассматриваемом случае проявления литологического контроля таковы, что подтверждают вывод о наложенном характере оруденения: наиболее богатые руды локализируются в пластах кластических пород, залегающих непосредственно под известняками. Роль известняков, видимо, не ограничивалась тем, что они представляли своего рода водоупоры, препятствующие распространению рудоносных растворов. По всей вероятности, карбонатные породы являлись геохимическим барьером, способствующим быстрому выпадению марганца в осадок.

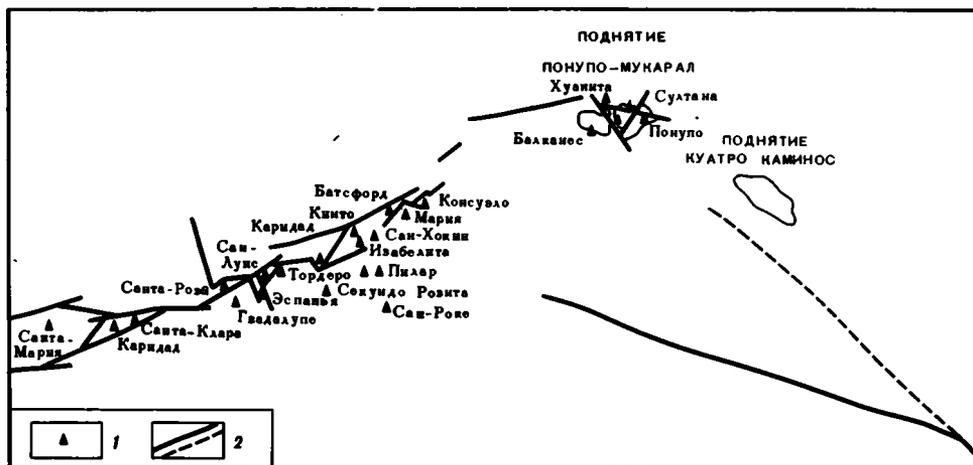
8. Рудные агрегаты объемных дендритов, сферолитовых и сфероидолитовых кристаллических корок могли образовываться только в литифицированном осадке.

В результате проведенных исследований мы пришли к выводу, что наиболее значительные и ценные в промышленном отношении стратиформные рудные тела формации Эль-Кобре образовались путем выборочного замещения пород окислами марганца, в пластах, располагающихся по пути миграции питающих гидротермальных растворов⁹. Рудному метасоматозу чаще всего подвергались относительно рыхлые и проницаемые разности вулканогенно-обломочных пород – тефриты и туффиты.

Механические свойства пород и их структурные особенности не были единственными факторами, определяющими место локализации руд. Оруденению подвергались те горизонты формации, физико-химический режим которых способствовал выпадению соединений марганца в осадок. Не случайным, например, является постоянный парагенез пластов рудоносных вулканогенно-обломочных пород и известняков. Последние, видимо, играли роль экранирующих поверхностей, создавая геохимические барьеры, способствующие рудообразованию. В настоящее время трудно сказать, какие свойства тех или иных пластов делали их активными осадителями рудного вещества, но эти свойства были заложены в определенных типах пород. Именно поэтому мы, несмотря на явно наложенный характер оруденения, рассматриваем марганцевые руды как один из членов парагенеза формации Эль-Кобре.

Признавая, что большинство стратиформных рудных залежей имеет эпигенетическую природу, мы наряду с этим допускаем возможность присутствия в составе формации Эль-Кобре рудных концентраций вулканогенно-осадочного происхождения. Очевидных признаков сингенетичности оруденения с вмещающими отложениями нами обнаружено не было. Однако необходимо учитывать, что ко времени проведения наших исследований многие месторождения были уже выработаны, а старые выработки недоступны для осмотра. Наши предшественники располагали большим фактическим материалом, а ими в составе продуктивных пачек месторождений описывались кластические породы, содержащие обломки руды. Если эти обломочные породы имеют седиментационное происхождение, то следует признать, что наряду с рудами, возникшими путем замещения марганцем уже литифицированных отложений, в формации Эль-Кобре присутствуют рудные концентрации вулканогенно-осадочного генезиса. При этом

⁹ Автор придерживается точки зрения В.И. Смирнова [98], согласно которой вода гидротермальных растворов может иметь тройное происхождение: она может быть ювенильной, может иметь метаморфическое происхождение и, наконец, быть метеорной или вадозной водой глубокой циркуляции.



Фиг. 20. Схема взаимоотношения марганцевых месторождений и разрывных нарушений (провинция Орьенте, Куба)

1 — марганцевые месторождения; 2 — разрывные нарушения

руды обеих упомянутых генетических категорий не разобщены пространственно, неизменно входят в состав одних и тех же продуктивных пачек, и, по всей вероятности, должны рассматриваться как производные различных этапов единого рудообразующего процесса, протекавшего как в стадию накопления осадков, так и в эпигенезе. Допустимо, что руды поздней генерации могли формироваться за счет сингенетичных с вмещающими отложениями рудных концентраций, путем мобилизации и частичного переотложения слагающих их соединений марганца постседиментационными гидротермальными растворами¹⁰.

Выше отмечалось, что большинство марганцевых месторождений формации Эль-Кобре локализуется в тектонической зоне, разграничивающей антиклинорий Сьерра-Маэстра и Восточнокубинский синклиний. Сочленение структур, по всей вероятности, осуществляется по глубинному разлому, имеющему длительную историю развития. В настоящее время этот разлом в значительной мере погребен под толщей отложений третичного возраста и картируется только фрагментарно (фиг. 20). Несмотря на это, приуроченность месторождений к данной тектонической зоне очевидна и является закономерной независимо от того, образовались ли эти месторождения на базе ранее возникших рудных концентраций, или же они имеют собственно эпигенетическое происхождение. Если существовала вулканогенно-осадочная стадия оруденения, то можно предположить, что разрывные нарушения служили подводными путями для рудоносных гидротермальных растворов, поступающих на морское дно. Эти же нарушения способствовали проникновению термальных растворов в толщу пород в стадию эпигенеза.

Предполагаемую связь рудных концентраций с зоной разрывных нарушений, однако, не следует понимать как непосредственный контроль оруденения разломами. Последние часто оказывались погребенными под рудовмещающими толщами и не достигали тех горизонтов, в которых происходило рудонакопление, а последующая миграция растворов происходила по пористым породам. Судя по неизменно одинаковой ориентировке (сверху вниз) дендритных, сферолитовых и сферондолитовых рудных агрегатов, привнос соединений марганца осуществлялся восходящими термальными растворами [112], а выборочному рудному метасоматозу подвергались пласты кластических пород, расположенные непосредственно

¹⁰ Следует отметить, что вопрос о длительности формирования месторождений целого ряда полезных ископаемых неоднократно поднимался в литературе. В частности, он подробно рассматривается в работах В.И. Смирнова и В.Н. Холодова [97, 98, 136, 137].

на пути следования этих растворов. Представляется, что форма рудных тел в значительной мере определялась контурами питающего восходящего потока растворов в сечении плоскости слоистости вмещающих пород.

Время образования стратиформных марганцевых руд точно установить не удастся. По всей вероятности, поступление рудоносных растворов было связано с заключительной фазой сложного магматического процесса, охватывающего поздний мел-эоцен, возможно с тем его этапом, когда происходило становление интрузий. Пространственной связи между марганцевым оруденением и интрузиями не наблюдается, однако внедрение последних могло повлечь активизацию гидротермальной деятельности по району в целом.

КАЙНОЗОЙСКИЕ (ЭОЦЕН-МИОЦЕНОВЫЕ) ОТЛОЖЕНИЯ О-ВОВ ФИДЖИ

Общие сведения о геологическом строении района

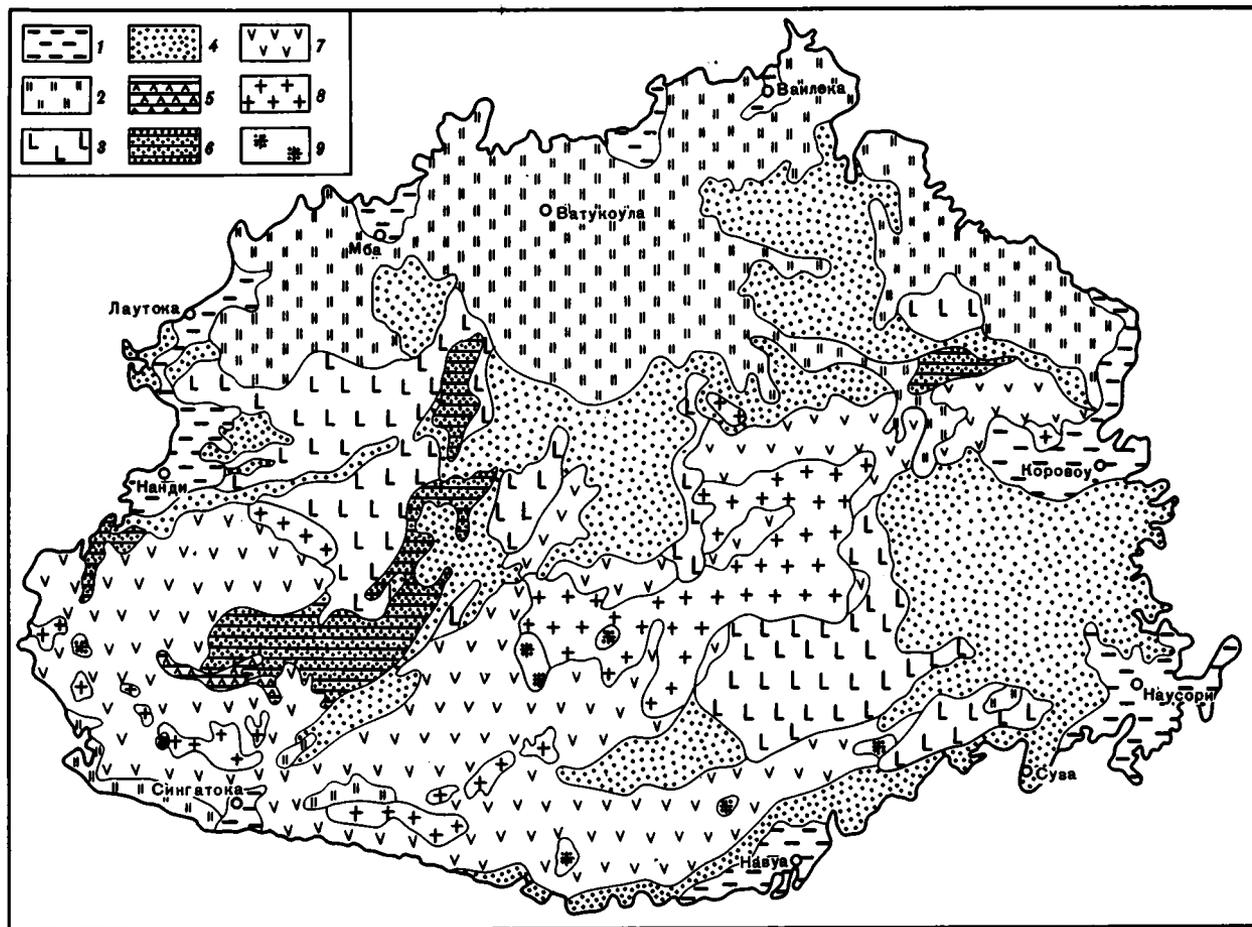
Ассоциации пород, во многом схожие с формацией Эль-Кобре, известны также и по западному обрамлению Тихого океана, где они представлены на о-вах Фиджи. Главные марганцевые месторождения на архипелаге Фиджи сосредоточены в юго-западной части о-ва Вити-Леву. Геологическое строение этого района описано Р. Бартоломео [162], Р. Хоутцем [180, 181], В. Скибой [201] и другими, статьи которых, по существу, являются объяснительными записками к соответствующим листам геологической карты.

В основу составления всех геологических карт положено выделение литолого-петрографических комплексов пород, которые одними авторами называются формациями, а другими - сериями и даже группами. Пространственные и временные соотношения этих серий изучены недостаточно. Весьма вероятно, что некоторые из них, рассматриваемые как разновозрастные образования, в действительности сменяют друг друга в латеральном направлении и относятся к одному стратиграфическому интервалу разреза. Задача корреляции разрезов осложняется их большой литологической пестротой, слабой фаунистической охарактеризованностью и отсутствием в них надежных маркирующих горизонтов. Именно этими трудностями, видимо, объясняется то обстоятельство, что отдельные листы карт не всегда увязываются между собой, а данные их составителей иногда оказываются противоречивыми. Учитывая все вышесказанное, мы ограничиваемся только самой общей характеристикой геологического строения той части о-ва Вити-Леву, где сосредоточены главные марганцевые месторождения.

В строении юго-западной части о-ва Вити-Леву принимают участие отложения кайнозойского возраста, подразделяемые на два крупных комплекса пород, нижнему из которых отвечает серия Вайнимала, а верхний объединяет отложения серий Сингатока и Сува. Эти комплексы разделены угловым несогласием, характеризуются отличными парагенезами пород, а также разной степенью метаморфизма и дислоцированности. С нашей точки зрения, серия Вайнимала может быть приравнена к формации в принятом у нас понимании, что же касается вышележащего комплекса, то вопрос о его формационной принадлежности пока остается открытым и за слагающими его крупными ассоциациями пород сохраняются названия "серия Сингатока и Сува"¹¹.

Возраст формации Вайнимала и вышележащих серий в настоящей работе (включая и геологические карты, фиг. 21, 22 см. вкл.) дается по В.А. Крашенинникову [48]. Следует отметить, однако, что составители указанных карт при-

¹¹ В.А. Крашенинников отмечает, что угловое несогласие между отложениями нижней части среднего миоцена и верхним миоценом (вопрос о тортонском ярусе остается открытым) носит межрегиональный характер: оно фиксируется не только на всей территории архипелага Фиджи, но и на ряде островов за его пределами.



Фиг. 21. Геологическая карта о-ва Вити-Леву (о-ва Фиджи). По Р.В. Бартоломео, С.Р. Харвею, Р.Е. Хоутцу и др., 1963 г.

1 - Q - современные наносы; 2 - серии Тавуа, Туву, Мба N_2-Q - вулканические и осадочные породы плиоцен-четвертичного возраста; 3-6 - серии Сува и Сингатока $N_1^3-N_2$ - поздний миоцен-плиоцен; серия Сува: 3 - вулканические породы, 4 - терригенные и вылканотерригенные породы; серия Сингатока: 5 - вулканические породы, 6 - осадочные и вулканокластические породы, 7 - серия Ваинимала $P_2^2-N_1^2$ средний эоцен - средний миоцен: вулканыты, в подчиненном количестве осадочные породы; 8-9 - интрузивные породы серии Толо: 8 - гранитоиды, 9 - породы основного состава

Таблица 20

Возраст серий кайнозойских отложений о-ва Вити-Леву

Серия	Мба, Туву, Тавуа	Сува	Сингатока	Вайнимала
1	Плиоцен	Верхний миоцен	Нижний миоцен	Нижний миоцен-эоцен
2	$N_2 - Q$	$N_1^3 - N_2$		$P_2^2 - N_1^2$

Примечание. 1 - возраст серий по данным составителей карты; 2 - возраст серий по В.А. Крашенинникову.

держиваются иной стратиграфической схемы, чем В.А. Крашенинников, и трактуют возраст выделенных серий несколько по-другому. Различия концепций отражены в табл. 20.

Марганцевые месторождения и рудопроявления сосредоточены преимущественно в формации Вайнимала и значительно реже связаны с серией Сингатока.

Формация Вайнимала

К формации Вайнимала относятся наиболее древние отложения архипелага Фиджи, отвечающие среднему эоцену - среднему миоцену. Эти толщи обнажаются в осевой части крупной антиклинальной структуры, которая прослеживается через весь о-в Вити-Леву. Выходы пород формации Вайнимала образуют непрерывную полосу общей протяженностью около 130 км, которая значительно расширяется в юго-западной части острова, а в северо-восточном направлении расщепляется на две ветви, погружающиеся под более молодые отложения. Основание формации не вскрыто; ее видимая мощность достигает 12 км.

Формация сложена преимущественно эффузивными и вулканогенно-обломочными породами, которым подчинены отдельные тела известняков. Состав вулканических пород изменяется от кислого до основного. По данным Р. Хоутца, В. Скибы и др., в юго-западной части о-ва Вити-Леву лавы формации Вайнимала представлены риолитами, дацитами, кварцевыми кератофирами, трахитами, андезитами и базальтами, причем породы двух последних типов преобладают. По всей вероятности, не все из перечисленных образований имеют эффузивную природу, какая-то их часть слагает небольшие штоки, силлы и дайки, внедрение которых происходило практически одновременно с излияниями лав. Протяженность эффузивных покровов невелика. Лавы, как правило, очень быстро сменяются агломератами и туфами, которые, в свою очередь, уступают место туффитам. В. Скиба отмечает, что излияния лав в период накопления формации вообще были относительно ограниченными и явно подавлялись эксплозивной вулканической деятельностью. Вулканогенно-обломочные породы в составе описываемой формации представлены очень широко. Главную их часть составляют собственно пирокластические образования, несколько меньшую - тефроиды, туффиты и вулканогенно-терригенные породы.

Относительно крупные фрагменты, слагающие вулканогенно-обломочные породы, в большинстве случаев цементируются идентичной им по составу более тонкозернистой кластической массой, часто глинизированной. Некоторым разновидностям туффитов свойствен карбонатный и глинисто-кремнистый цемент. Отдельные разности вулканогенно-обломочных пород многократно переслаиваются, образуя пестроокрашенные ленточные пачки, в состав которых также иногда входят прослои известняков. Следует отметить, что известняки, несмотря на сравнительно ограниченное распространение, являются постоянным членом парагенеза, свойственного формации Вайнимала. В виде подчиненных прослоев карбонатные породы встречаются на разных горизонтах серии, но крупные линзы

рифтовых водорослевых и коралловых известняков характерны для ее верхней части¹².

Соотношения собственно вулканических (лавы и туфы) и вулканогенно-обломочных образований (тефроиды, туффиты и вулканогенно-терригенные породы) внутри рассматриваемой серии очень сложные. Отложения первой группы, несомненно, доминируют. В то же время наблюдается определенная тенденция к увеличению роли вулканогенно-обломочных отложений вверх по разрезу: в верхней части серии возрастает количество и мощность их прослоев, а сами породы приобретают более "осадочный" облик. Тефроиды, туффиты и вулканогенно-терригенные породы не только переслаиваются с вулканитами, но и сменяют их в латеральном направлении, обособляясь в самостоятельные "осадочные" пачки. Мощность и протяженность некоторых из этих пачек настолько значительны, что они выделяются даже на относительно мелкомасштабных картах (см. фиг. 22).

Породы, слагающие серию Вайнимала, довольно интенсивно дислоцированы: углы падения иногда достигают 60–70°. Метаморфизм сравнительно слабый (хлорит-пренитовая стадия), и его интенсивность увеличивается только на контакте с интрузиями.

Формация прорвана многочисленными интрузиями (так называемые плутоны серии Толо), которые тяготеют к осевой части антиклинория. Большинство интрузивных образований имеет гранодиоритовый и более кислый состав. Батолиты гранитоидов обрамляются широкими зонами пород, подвергшихся интенсивным контактовым изменениям. В пределах этих зон широко распространены также мелкие субвулканические тела, возрастные соотношения которых с крупными интрузиями не установлены. Породы формации Вайнимала вблизи контакта с рвущими их интрузивными телами в ряде случаев несут сульфидную минерализацию (медь, свинец, цинк), иногда достигающую промышленных масштабов. В этих же зонах присутствует жильный магнетит и пирит. Оруденение, по мнению Р. Хоутца, имеет гидротермальное происхождение.

В юго-западной части о-ва Вити-Леву выше формации Вайнимала с угловым несогласием залегают породы серий Сингатока и Сува.

Серия Сингатока и Сува

Прежде чем перейти к характеристике серий Сингатока и Сува, следует отметить, что в настоящее время не существует единого мнения об их возрасте и пространственных соотношениях. Как видно из табл. 20, некоторые исследователи рассматривают эти серии как разновозрастные образования, полагая, что серия Сува залегает стратиграфически выше серии Сингатока. Иной точки зрения придерживается В.А. Крашенинников. Основываясь на палеонтологических данных, он утверждает, что рассматриваемые серии находятся в пределах единого стратиграфического интервала (верхний миоцен – низы плиоцена) и частично или даже полностью, являются стратиграфическими аналогами. По существу

¹² Диагностика и номенклатура кластических пород рассматриваемой формации разработана недостаточно. Создается впечатление, что одни и те же образования в ее составе разными исследователями определяются по-разному. Так, В. Скиба среди обломочных отложений, помимо собственно пирокластических пород, описывает туффиты и туфогенные аргиллиты; Р. Хоутц говорит о туфах, прошедших водную обработку, туфах с карбонатным цементом, об алевритах и песчаниках; по мнению В. Дикинсона, осадочная часть формации Вайнимала представлена туфами (?), вулканическими песчаниками и вулканическими аргиллитами; В.А. Крашенинников отмечает широкое развитие в верхней части серии граувакк, песчаников, аргиллитов и конгломератов. Неопределенность терминологии очень затрудняет использование литературных данных. Насколько позволяют судить описания, породы, о которых идет речь, в своем большинстве соответствуют тефроидам, туффитам и вулканогенно-терригенным образованиям принятой у нас номенклатурной шкалы, хотя некоторая их часть может иметь и терригенное происхождение.

это разнофациальные комплексы, в той или иной степени замещающие друг друга в латеральном направлении¹³.

Серия Сингатока имеет сравнительно ограниченное распространение. Она обнажается в северном крыле антиклинория, причем наиболее значительные по площади ее выходы располагаются в юго-западной части о-ва Вити-Леву. При картировании в составе серии Сингатока, так же как в подстилающих отложениях, выделяются две самостоятельные ассоциации пород: "осадочная" и вулканическая (см. фиг. 21). В отличие от формации Вайнимала "осадочная" составляющая серии Сингатока явно доминирует над вулканической. Она представлена вулканогенно-обломочными и терригенными породами, с которыми иногда ассоциируют известняки. В группе вулканогенно-обломочных пород преобладают туффиты и вулканотерригенные образования, тогда как туфы имеют ограниченное распространение. Характерно, что многие обломочные породы серии Сингатока в той или иной мере карбонатны и образуют своеобразный ряд: известняки с примесью обломочного материала - мергели - известковистые туффиты - кластические породы с карбонатным цементом. С этим набором пород обычно ассоциируют тела массивных известняков, очевидно, имеющих рифогенную природу. Многие исследователи отмечают большое литологическое сходство отложений, представляющих фон серии Сингатока с ассоциациями "осадочных" пород в составе формации Вайнимала. Это обстоятельство наряду со слабой палеонтологической изученностью сравниваемых образований часто весьма затрудняет определение их положения в разрезе: в ряде случаев одни и те же выходы пород в трактовке разных исследователей относятся то к серии Сингатока, то к формации Вайнимала.

Ассоциации вулканических пород представлены лавами и их пирокластическими производными. Лавы образуют значительные по мощности и протяженности покровы, экструзивные купола и мелкие субвулканические тела. По своему составу эти породы идентичны вулканитам формации Вайнимала и отличаются от последних только более слабым метаморфизмом и некоторым возрастанием роли кислых и щелочных разностей. Лавы обычно ассоциируют с агломератами и автобрекчиями. Вулканические породы серии Сингатока сосредоточены преимущественно в ее нижних горизонтах.

Серия Сува распространена в центральной и юго-восточной частях о-ва Вити-Леву, причем на большей части территории она залегает непосредственно на формации Вайнимала. Серия Сува представлена преимущественно осадочными породами - конгломератами, песчаниками, алевролитами, реже мергелями. Отличительной чертой терригенных образований является присутствие во многих из них обломков интрузивных пород серии Толо и вулканитов, свойственных формации Вайнимала. Вулканогенно-обломочные породы для серии Сува также характерны. Они замещают терригенные отложения по простиранию, образуя значительные по площади выходы, разобщенные полями развития осадочных пород. Кластический материал вулканогенно-обломочных пород имеет андезитовый и более кислый состав. Насколько широко распространены в серии Сува лавы, сказать трудно. Решение этого вопроса осложняется тем, что одни и те же выходы вулканических пород одними исследователями относятся к серии Сува, а другими рассматриваются как более молодые плиоценовые или даже четвертичные образования. Достаточно сравнить карты, изображенные на фиг. 21 и 22. В северо-восточном углу детальной карты юго-западной части о-ва Вити-Леву (см. фиг. 22) показано большое поле распространения молодых базальтов и пирокластических пород серии Мба. Эти же отложения на сводной карте (см. фиг. 21) относятся к серии Сува.

Разрез кайнозоя заканчивается отложениями серий Туву и Мба, которые в настоящей работе не рассматриваются.

¹³ В южной части острова, по данным В.А. Крашенинникова, серия Сингатока замещается по простиранию терригенными и вулканическими сериями Медраусу, Навоса и Савура. Все перечисленные серии рассматриваются как стратиграфические аналоги.

При современной стадии геологической изученности рассматриваемого региона история формирования слагающих его толщ может быть воспроизведена только в самых общих чертах.

Ассоциации пород, собственные формации Вайнимала, накапливались в эпоху напряженной вулканической деятельности. Отложение осадков происходило в морских условиях, хотя отдельные острова вулканического происхождения, очевидно, имелись. Особенности внутреннего строения формации определялись в основном расположением и количеством действующих вулканических центров. По мере удаления от активных очагов наблюдается переход от собственно вулканических пород к вулканогенно-обломочным, а среди последних наблюдается постепенное нарастание осадочных признаков. Относительное увеличение роли осадочных ассоциаций пород в верхней части формации Вайнимала свидетельствует о некотором ослаблении интенсивности вулканической деятельности во времени. Намечившаяся тенденция к затуханию вулканизма особенно отчетливо проявляется в период формирования комплекса Сингатока-Сува, вулканическая составляющая которого явно подчинена осадочной. Попутно с ослаблением вулканической деятельности состав продуктов извержений несколько изменяется в сторону поокисления.

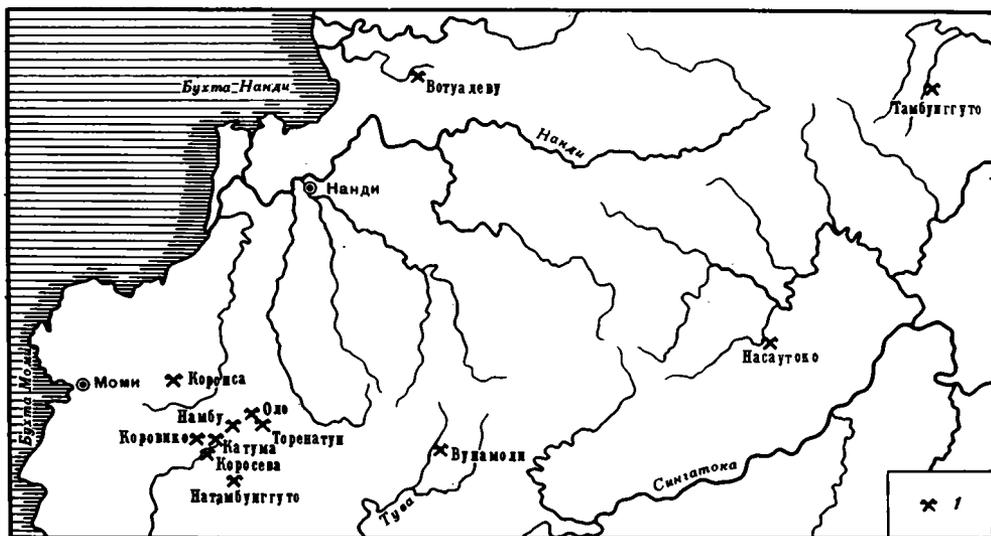
Начиная с верхнего миоцена в пределах рассматриваемой территории существенно изменяется и палеогеографическая обстановка. Единый морской водоем, в котором накапливались отложения формации Вайнимала, распадается на отдельные бассейны. Эти бассейны были разобщены значительными участками суши, которые являлись поставщиками кластического материала [1972]. Интенсивность прогибания и выполнения этих бассейнов обломочным материалом была различной: в некоторых из них морские условия седиментации сохранялись вплоть до начала плиоцена, другие же осушались сравнительно быстро. Следствием такого режима явилась отчетливо выраженная полифаціальность комплекса Сингатока-Сува, отразившаяся в сочетании различных типов водоотложенных и наземных образований. Наличие последних особенно характерно для серии Сува, тогда как серию Сингатока отличает присутствие морских фаций.

Марганценоность формации Вайнимала

Вопрос марганценоности о-вов Фиджи наиболее подробно рассматривается в работах С. Харвея [176, 177], Р. Хоутца и К.Филлипса [182], В. Скибы [201] и Р. Бенда [161], на данных которых мы в основном и базируемся. Хорошо разработанной классификации рудных отложений на о-вах Фиджи в настоящее время не существует. Все авторы выделяют, по существу, два типа марганцеворудных концентраций: залежи, находящиеся в коренном залегании, и поверхностные рудные накопления. Ниже дается характеристика рудных залежей только первого типа. Поверхностные рудные накопления (скопления обломков и нодулей марганцевой руды в почве эрозионных поверхностей) имеют второстепенное значение и в настоящей работе не рассматриваются.

Главные марганцевые месторождения архипелага Фиджи сосредоточены в юго-западной части о-ва Вити-Леву, где они локализируются среди пород формации Вайнимала и в меньшей степени в составе серии Сингатока (фиг. 23). На этой территории В. Скиба выделяет три марганцеворудных района: Нанди (месторождение Вотуалеу), Моми (месторождение Намбу, Коронса, Оло, Катума, Коровико, Коросева и Натамбунгудо) и Сингатока (месторождения Тамбунгудо, Насаутоко и Вунамоли). По своим масштабам месторождения невелики — количество добытой на них руды обычно измеряется тысячами тонн (табл. 21, данные Р. Хоутца и В. Скибы).

Подавляющее большинство марганцевых месторождений формации Вайнимала локализуется не среди вулканитов, а связано с пачками осадочных пород. Внутри этих пачек богатые руды чаще всего ассоциируют с карбонатными отложениями: известковистыми разностями кластических пород и известняками, хотя



Фиг. 23. Расположение марганцевых разработок в юго-западной части о-ва Вити-Леу [201]. На карте обозначены марганцевые месторождения

известны рудные залежи и среди бескарбонатных вулканогенно-обломочных образований¹⁴

Часто в пределах продуктивных пачек месторождений присутствуют кремнистые яшмовидные породы, о природе которых будет сказано ниже. Руды имеют окисный состав. Они состоят преимущественно из пиролюзита и псиломелана. Браунит и гаусманит обнаружены только рентгеноструктурным анализом. Содержание марганца в богатых рудах достигает 45–60%. Среди кремнистых пород иногда присутствуют прожилки и небольшие скопления окислов железа, но сколько-нибудь значительных, тем более промышленных концентраций они не образуют.

Марганцевые месторождения обычно локализируются в зонах тектонических нарушений. Это не означает, однако, что размещение всех рудных тел и их морфологические особенности строго контролируются плоскостями трещин и разломов. Наряду с жильными рудными залежами, развивающимися собственно по разрывным нарушениям, на месторождениях широко представлена еще одна категория рудных тел – так называемые рудные тела типа замещения [201]. Рудные тела последнего типа могут располагаться в некотором удалении от разломов и развиваются по горизонтам определенного литологического состава. В одних случаях им свойственна пластовая форма, в других они представлены серией линз и гнездовидных скоплений неправильной формы, располагающихся примерно в пределах одного пласта. Иногда рудная залежь состоит из серии обогащенных окислами марганца пропластков пород, разобщенных безрудными отложениями. Рудные прослои обычно ориентированы по простиранию толщи, реже секут истинное напластование.

Сведениями о структуре руд мы почти не располагаем. В. Скиба упоминает о существовании нодулярного типа марганцевой руды, а также описывает грубые туфы, матрикс которых замещен окислами марганца. Рудные тела типа замещения, как правило, резко оконтурены, и только в некоторых случаях их переход в пустые породы осуществляется через зоны, содержащие прожилки и небольшие карманы марганцевой руды. Породы, непосредственно окружающие руд-

¹⁴ Выше отмечалось, что ассоциации осадочных пород в составе серии Вайнимала некоторыми исследователями рассматриваются как образования, принадлежащие серии Сингатока. При такой трактовке изменяется и взгляд на формационную принадлежность марганцевых месторождений.

Таблица 21

Добыча марганцевых руд на месторождениях о-ва Вити-Леву

Месторождения	Добыча руды, т	Период эксплуатации, годы	Месторождения	Добыча руды, т	Период эксплуатации, годы
Намбу	39,005	До 1961	Коровико	9,750	1954-1959
Вунамоли	13,060	1951-1961	Натамбун-гуто	1,650	1954-1959
Насаутоко	12,000	1953-1956	Оло	1,850	1954-1959
Вотуалеу	3,950	1954-1959	Тамбунгуто	1,740	1954-1959
Катума	1,300	1954-1959			

ные тела, значительно изменены: по ним идет активное развитие глинистых минералов, окрашенных окислами железа в красноватые тона.

С марганцевыми рудами часто ассоциируют кремнистые яшмовидные породы, которые более широко распространены в периферических частях продуктивных пачек: они либо перекрывают рудные пласты, либо сменяют их по простиранию в направлении удаления от зоны разлома. По наблюдениям В. Скибы, яшмовидные породы представляют собой почти полностью окременненные туфы и известняки.

В вопросе о происхождении марганцевых руд большинство исследователей разделяют взгляды В. Скибы. Согласно концепции, разработанной этим автором, рудное вещество имеет гипогенное происхождение. Руды образовались путем метасоматического замещения вмещающих пород соединениями марганца, которые выносились восходящими горячими растворами вулканического происхождения. Поступление этих растворов было связано с заключительной фазой вулканической деятельности миоценового времени. Миграция растворов осуществлялась по ослабленным тектоническим зонам, чем и объясняется локализация рудных концентраций вблизи разрывных нарушений. Такое же происхождение, что и марганцевые руды, имеют ассоциирующие с ними кремнистые породы.

Оценивая факторы, определяющие место размещения рудных концентраций и их величину, В. Скиба придает очень большое значение литологическому контролю оруденения. По его наблюдениям, процесс метасоматического замещения вмещающих пород рудным веществом носит явно выраженный избирательный характер. Наиболее благоприятными для рудного метасоматоза являются пласты относительно рыхлых кластических пород и известняков, по которым и развиваются наиболее богатые рудные залежи. Примерно к такому же выводу приходят также Р.Е. Хоутц и К.А. Филипс [182]. По мнению этих исследователей, присутствие известняковых пород в составе продуктивных пачек месторождений вполне закономерно, так как именно они обладают способностью фиксации соединений марганца из растворов.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ КУБИНСКОГО (АНДЕЗИТОВОГО ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНОГО) ТИПА ФОРМАЦИЙ

Сравнение формаций Эль-Кобре (Куба) и Вайнимала (о-ов Фиджи) показывает, что эти парагенезы пород имеют большое сходство и им при некотором отличии свойственны следующие общие черты.

1. Формации характеризуются резким преобладанием вулканической составляющей над осадочной. Свойственные им вулканические породы очень многообразны как по своему образованию, так и по составу. В рассматриваемых парагенезах эффузивы обычно ассоциируют с различными вулканогенно-обломочными отложениями, которые в целом доминируют над лавами. Характер вулканогенно-обломочных пород от формации к формации, однако, несколько изменяется. Если для формации Эль-Кобре наиболее типичны тефроида, туффиты и вул-

кано-терригенные породы, то в формации Вайнимала значительно увеличивается роль собственно пирокластических образований.

Состав вулканических пород изменяется от основного до кислого с явным преобладанием лав и их пирокластических производных андезит-базальтового ряда.

2. Осадочные породы представлены известняками, которые, несмотря на ограниченное распространение, являются обязательными членами парагенезов. Их присутствие особенно характерно для верхних горизонтов формаций. Постоянная ассоциация вулканических пород с известняками позволяет отнести рассматриваемые формации к вулканогенно-карбонатной группе.

3. Формации имеют однотипное строение. В составе каждой из них обособляются два крупных парагенеза пород второго порядка (подформация), находящиеся в сложных пространственных и временных соотношениях. Обе подформации представлены преимущественно породами вулканического происхождения, но в одной из них (первый тип) преобладают эффузивы и их пирокластические производные, тогда как в другой (второй тип) главная роль принадлежит тефроидам, туффитам и вулканогенно-терригенным породам. Карбонатные породы присутствуют в составе обоих подформаций, но более характерны для их второго типа.

Несмотря на сложные взаимоотношения парагенезов второго порядка, в рассматриваемых формациях все же отмечается некоторая направленность в изменении состава во времени: их нижняя часть является "более вулканической", чем верхние горизонты. Наметившаяся тенденция становится все более очевидной при прослеживании вертикальных рядов формации: вверх по разрезу формации Эль-Кобре сменяются терригенными отложениями формации Сан-Луис, а Вайнимала – сериями Сингатока и Сува, в которых осадочные породы представлены очень широко.

4. Накопление формаций происходило в условиях мелководных, связанных с океаном внутренних морей, в которых имелись отдельные островные гряды вулканического происхождения. Особенности внутреннего строения формаций обуславливались положением и характером деятельности вулканических центров, поставляющих порообразующий материал. Накопление подформаций первого типа происходило в периоды максимальной активизации вулканизма и в непосредственной близости от вулканических центров, второго – во время относительного затухания вулканической деятельности и на территориях, разбшающих очаги извержений.

5. Для формаций характерно присутствие крупных интрузий гранитоидов и многочисленных мелких тел субвулканических и гипабиссальных пород основного, среднего и кислого состава. Возраст перечисленных образований близок к возрасту тех отложений, среди которых они локализируются. Большие и малые интрузии в совокупности с вулканогенными породами соответствующих формаций образуют единые вулканогенно-плутонические комплексы. Группы пород, входящие в эти комплексы, образовались в различных условиях и отражают эволюцию единого магматического процесса во времени.

6. Формациям свойственны общие металлогенические особенности: как на Кубе, так и на о-вах Фиджи в их составе локализируются медные и марганцевые месторождения. Первые не могут быть рассмотрены в сравнительном аспекте, так как сведения о медной минерализации формации Вайнимала крайне ограничены. Следует отметить только, что в обоих случаях медное оруденение имеет гидротермальное происхождение и связывается с заключительной фазой процесса, в течение которого формировались вулканогенно-плутонические комплексы Эль-Кобре и Вайнимала.

7. Марганцевое оруденение формаций Эль-Кобре и Вайнимала носит однотипный характер. В обоих случаях руды локализируются в телах линзовидной и пластобразной формы, залегающих согласно с вмещающими породами, и реже образуют скопления, секущие истинное напластование. Руды близки по своим структурным и минералогическим особенностям. На месторождениях отчетливо проявляется тенденция к мономинеральности рудных концентраций: марганцевые руды имеют преимущественно окисный состав (при полном отсутствии карбонатов марганца), им не свойственны железистые разности. Самостоятельные железорудные концентрации для формаций также не характерны.

Марганцевые руды относятся к единой генетической категории: они образовались путем выборочного замещения вмещающих пород соединениями марганца, которые выносились восходящими горячими растворами в заключительную стадию вулканической деятельности; руды ассоциируют с кремнистыми породами, также имеющими метасоматическое происхождение.

8. Положение марганцевых месторождений в сравниваемых формациях определяется одними и теми же факторами. Установлено, что руды чаще всего локализируются в зонах разрывных нарушений, в пределах которых создавались благоприятные условия для поступления и миграции рудоносных растворов, и связаны с определенными ассоциациями и типами пород. Роль литологического контроля оруденения особенно значительна. Подавляющее большинство месторождений приурочено к подформациям второго типа, внутри которых оруденение также носит избирательный характер. Наиболее благоприятными для рудного метасоматоза являлись тефроиды и туффиты, особенно те их пласты, которые имеют непосредственные контакты с карбонатными породами. Способность определенных типов пород к фиксации рудного вещества обуславливалась не только их физико-механическими свойствами, но и специфическими химическими особенностями, способствующими выпадению соединений марганца из растворов.

9. Формации Кубинского типа отвечают островодужному этапу процесса геосинклинального развития, характеризующемуся переходным типом строения земной коры.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ ВУЛКАНОГЕННО-МОЛАССОВЫЙ ФОРМАЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС ЧИЛИ (МЕЛ-ПЕЛЕОГЕН)

МЕЗОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЧИЛИЙСКИХ АНД

Марганцевые месторождения Чили связаны с отложениями раннемелового возраста, которые входят в состав крупного вулканогенно-молассового формационного комплекса, отвечающего всему мелу и палеогену. Подразделение этого комплекса на формации в настоящее время не представляется возможным. Это связано прежде всего с его недостаточной изученностью, а также с отсутствием сравнительных объектов, сопоставление с которыми облегчило бы поставленную задачу¹.

Геологические позиции марганцевых месторождений Чили не могут быть поняты, если рассматривать рудоносные толщи в отрыве от вмещающих их отложений. Именно поэтому ниже дается характеристика не только нижнемеловых толщ, но и всей мезозойской серии в целом, а также отложений палеогена.

В Чилийских Андах мезозойские отложения накапливались в структурах, развивавшихся на палеозойском и более древнем консолидированном складчатом основании. Разрез обычно начинается с отложений лейаса, которые несогласно, с базальными конгломератами в основании, залегают на континентальных молассах верхнего палеозоя-триаса, а иногда даже на породах раннепалеозойского и докембрийского возраста. Только на отдельных участках известны морские флишеидные толщи среднего и позднего триаса, имеющие локальное развитие. Иногда среди осадочных пород позднего триаса присутствуют пачки туфов кислого и среднего состава. В районах, где представлены отложения триаса, несогласие в основании лейаса отсутствует и отложения позднего триаса и ранней юры образуют единую непрерывную серию.

В юрское и отчасти меловое время Чилийские Анды отчетливо подразделялись на две структурно-фациальные зоны - внутреннюю (эвгеосинклинальную,

¹ Вулканогенно-молассовые формационные комплексы, близкие к рассматриваемому, представлены и в других частях Тихоокеанского пояса, но там они марганцевого оруденения не несут и только поэтому не используются в качестве сравнительных объектов.

"эвлиминарную") и внешнюю (миогеосинклинальную, "миолиминарную"), которые по своему географическому положению соответствуют Береговому и Главному хребтам и разделяются Центральной долиной Чили. Зонам свойственны существенно отличные парагенезы пород: для первой из них характерно очень широкое развитие вулканических отложений, тогда как во второй эти образования представлены в незначительном количестве, соответственно с этим внутренняя зона часто рассматривается как вулканическая, а внешняя - как невулканическая. В настоящей работе более подробно рассматриваются особенности геологического строения внутренней вулканической зоны Анд, так как именно в ее пределах локализуются марганцевые руды. Характеристика региона дается по данным, опубликованным в работах М. Кристи [49], В. Байза [165], Х. Корвалана [170], К. Руиса [199], Г. Томаса [209], Дж. Чечени [168, 169], Ж. Обуэна и др. [156, 157], Ю.М. Пушаровского и И.В. Архипова [83], М.Г. Ломизе [55-57], Ю.М. Пушаровского и др. [84].

Лейас-оксфорд

В пределах внутренней зоны отложения лейаса - оксфорда не образуют непрерывной полосы выходов: они частично уничтожены эрозией и крупными интрузиями "андийского батолита" или скрыты под более молодыми отложениями. Нижний и средний лейас известны на участке Чаньяраль-Тальталь, далее на юг после некоторого перерыва они появляются в провинциях Кокимбо, Аконкагуа и Вальпараисо (фиг. 24). В районе Чаньяраль-Тальталь описываемые отложения представлены толщей переслаивающихся известково-терригенных, терригенных и карбонатных пород мощностью около 700 м ("формация" Пан-де-Асукар, табл. 22), которая вверх по разрезу согласно сменяется песчаниками, порфиритами и туфами ("формация" Посада-лос-трес-Идальгос)². Мощность последней "формации" 1000 м. Среди слагающих ее пород наряду с морской фауной встречаются остатки наземной растительности.

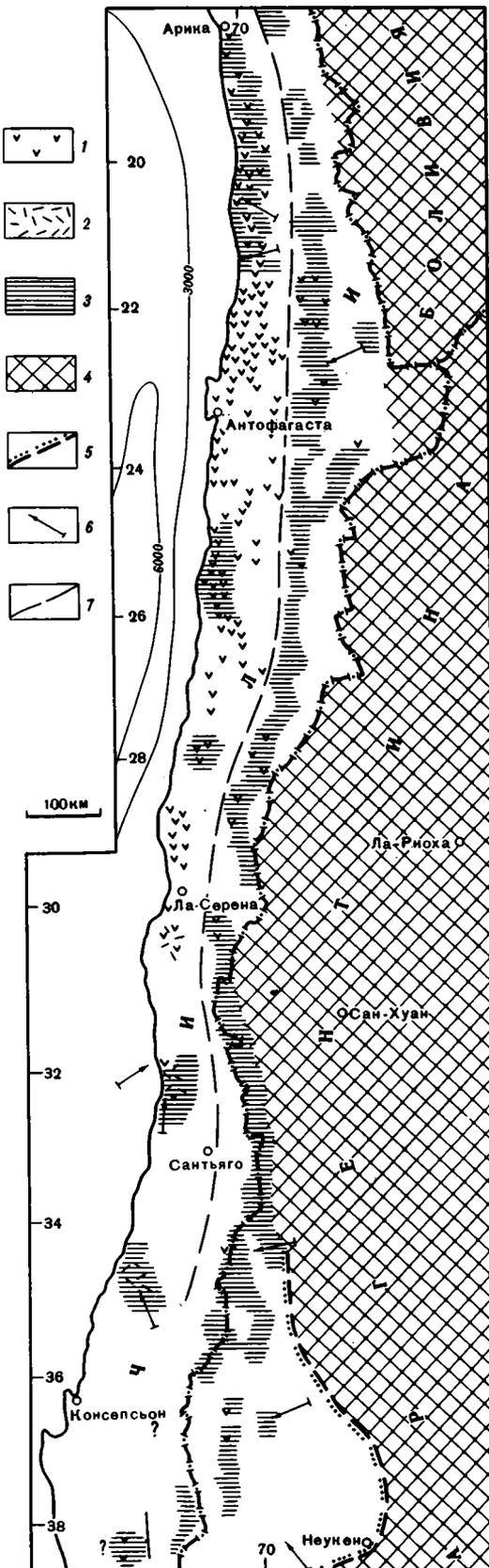
В провинции Кокимбо нижнему и среднему лейасу отвечает морская флишoidная толща, не содержащая вулканических пород. По характеру отложений она близка "формации" Пан-де-Асукар более северных районов. На юге в провинциях Аконкагуа и Вальпараисо нижний и средний лейас представлен "формацией" Кебрада-дель-Побре: песчаники и алевролиты с линзами известняков, отдельные прослои лав основного состава (300-1250 м).

Верхний лейас и доггер (до байосского яруса включительно) в районе Антофагаста-Чаньяраль представлен мощной (до нескольких тысяч метров) вулканической толщей ("формация" Ла-Негра), которая отделена от отложений среднего лейаса несогласием. Накопление толщи происходило преимущественно в наземных условиях. Она сложена главным образом вулканитами (лавы и их пирокластические производные) андезит-базальтового и андезитового состава, среди которых встречаются прослои красных косослоистых песчаников.

В латеральном направлении характер отложений рассматриваемого возраста существенно изменяется. Севернее, в районе Икике, отложения, аналогичные "формации" Ла-Негра, слагают только нижнюю часть разреза ("формация" Офисина-Виз, видимая мощность 1000-1500 м), верхняя же его часть, примерно от середины байосского яруса, сложена морскими флишoidными отложениями, включающими мощные пачки вулканических пород андезит-базальтового, реже

² В чилийской геологической литературе термин "формация" применяется для обозначения отдельных свит и комплексов горных пород специфического состава. Эти свиты и комплексы в большинстве случаев не имеют ничего общего с формациями в принятом у нас понимании, но так прочно вошли в литературу под названием "формаций" что мы вынуждены использовать это название и в данной работе. Во избежание недоразумений термин "формация" в понимании чилийских геологов дается в кавычках, чем подчеркивается его несоответствие нашему идентичному понятию. Характеристика "формаций" дается по М.Г. Ломизе [57].

Фиг. 24. Проявления вулканизма в Чилийских Андах в лейас-оксфорде (по [57])



1 - вулканы андезито-базальтового и базальтового состава; 2 - вулканы кислого состава; 3 - морские отложения; 4 - области поднятий и денудаций; 5 - границы морского бассейна; 6 - направление сноса; 7 - предполагаемая граница вулканической и невулканической зон

трахитового состава ("формация" Калете-Лигате). Эти флишеидные толщи фациально замещают верхние горизонты "формации" Ла-Негра.

На юге, в провинциях Аконагуа и Вальпараисо, с "формацией" Ла-Негра коррелируются "формации" Ахиль и Мелон, отвечающие верхнему лейасу-байосу. Эти комплексы образуют с подстилающими отложениями ("формаций" Кебрададель-Побре) непрерывный разрез без признаков значительных несогласий или перерывов в осадконакоплении. "Формации" Ахиль и Мелон представлены очень пестрым в литологическом отношении полифациальным комплексом пород мощностью в несколько километров. Главная роль в нем принадлежит вулканическим образованиям, среди которых иногда присутствуют пачки терригенных пород с отдельными прослоями известняков. Среди вулканитов широко представлены породы риолитового и трахитового состава, в том числе и игнимбриты. От "формации" Ла-Негра описываемые образования отличаются, с одной стороны, более кислым составом вулканитов, с другой - увеличением роли морских отложений.

Более высокие подразделения юры, соответствующие батскому, келловейскому и оксфордскому ярусам, представлены только в северной части рассматриваемой территории. В районе Арики этому возрастному интервалу отвечает непрерывная морская серия вулканогенно-осадочного состава, в нижней части которой ("формация" Камарака, 1900-2800 м) вулканические породы андезит-базальтового состава пре-

Таблица 22

Соотношение главнейших "формаций" лейаса - оксфорда в зоне Берегового хребта (по М.Г. Ломизе, 1975)

Стратиграфические подразделения	Арика 18° ю.ш.	Икике 20° ю.ш.	Антофагаста- Чаньяраль	Аконкагуа - Вальпараисо
Оксфордский ярус	"формация"			
Келловейский ярус	Лос-Таррос	Уанта-Хайя	?	Перерыв
Батский ярус	Камарака			
Байосский ярус	Калета-Лигате	Калета-Лигате	Ла-Негра	Мелон
Верхний лейас и ааленский ярус	-----	Офисина-Виз		
Средний лейас		-----	Перерыв ?	Ахиаль
Нижний лейас		-----	Пан-де-Асукар	Кебрада-дель-Побре

обладают над осадочными (песчаники и алевролиты с прослоями известняков), а в верхней ("формация" Лос-Таррос, 600 м) взаимоотношения обратные. В районе Икике вулканические породы вообще отсутствуют и весь разрез, начиная от батского яруса до оксфорда включительно, представлен одними карбонатно-терригенными отложениями, среди которых иногда встречаются линзы гипсов ("формация" Уанта-Хайя).

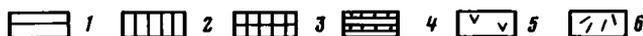
Общая мощность юрских (до кимериджских) отложений внутренней зоны составляет 7000 м. Слои полого моноклиально падают на восток.

Таким образом, юрскому времени во внутренней зоне чилийских Анд отвечает сложнопостроенный вулканогенно-осадочный комплекс пород. Осадочная составляющая этого комплекса представлена флишными известково-терригенными толщами, характеризующимися многократным переслаиванием известковистых и бескарбонатных разновидностей песчаников и алевролитов, лишь изредка включающих отдельные прослои и линзы известняков с морской фауной. Почти повсеместно среди известково-терригенных пород присутствуют прослои и пачки вулканических образований, количество которых от разреза к разрезу существенно изменяется вплоть до господства над осадочными отложениями ("формация" Ла-Негра).

Состав и характер вулканических пород в рассматриваемом комплексе также испытывают существенные изменения. При общем преобладании вулканического материала андезит-базальтового и андезитового состава отмечаются отдельные разрезы, в которых главная роль принадлежит щелочным и кислым дифференциатам. Вулканические очаги, поставившие расплавы риолитового и трахитового состава, локализовались в южной части рассматриваемой территории ("формации" Ахиаль, Мелон). Андезит-базальтовый вулканизм был преимущественно эффузивным, тогда как кислый носил более выраженный эксплозивный характер. Среди пирокластических пород кислого состава особенно широко представлены игнимбиты.

Характер рассмотренных отложений указывает на то, что их накопление происходило в мелководно-морской обстановке, которая временами сменялась наземной (фиг. 25). Эта смена осуществлялась постепенно через своеобразные переходные комплексы, характеризующиеся большой фациальной пестротой. По мнению большинства исследователей, возникновение участков суши в пределах

Стратиграфические подразделения	Арика 18° ю.ш.	Икике 20° ю.ш.		Антофагаста- Чаньяраль 23-27° ю.ш.	Аканнавуа - Вальпараисо 32-34° ю.ш.	
Оксфордский ярус						
Келловейский ярус					Перерыв	
Ватский ярус				?		
Байосский ярус						
Верхний льяас и палеонский ярус				Перерыв ?		
Средний льяас						
Нижний льяас						



Фиг. 25. Условия накопления и сопутствующий вулканизм главнейших "формаций" льяаса-оксфорда в зоне Берегового хребта

1-3 - обстановки осадконакопления: 1 - морская, 2 - наземная, 3 - переходная; 4-6 - типы отложений: 4 - известково-терригенные породы, 5 - вулканы андезит-базальтового и андезитового состава, 6 - вулканы кислого и щелочного состава

внутренней зоны связано с массовым поступлением вулканического материала, повлекшим за собой "перекомпенсацию" существующих прогибов.

В пределах внешней зоны в течение льяаса-оксфорда накапливались толщи терригенных и карбонатных пород, включающие только отдельные прослои вулканитов. Мощность этих отложений 2000-3000 м. Они формировались в мелководном морском бассейне, который существовал на протяжении всего рассматриваемого промежутка времени.

Восточным ограничением Андийской геосинклинали служила обширная область суши, с которой в бассейн седиментации поступала главная масса обломочного материала (см. фиг. 24). Характер западной границы неясен, поскольку она находится за современной береговой линией. Установлено, однако, что некоторая часть терригенного материала (в пределах внутренней зоны) поступала в геосинклинальный прогиб с запада.

Кимеридж-нижний мел

На рубеже оксфорда-кимериджа в зоне Берегового хребта начались активные поднятия, вызвавшие временное осушение этой территории. На протяжении кимериджа и титона зона Берегового хребта интенсивно размывалась, а обломочный материал сносился на восток, где накапливался в краевых прогибах, вдоль края зоны Главного хребта. Здесь формировалась кимериджская континентальная моласса мощностью около 3500 м (фиг. 26). В течение кимериджа-титона происходило внедрение первых мезозойских интрузий - главным образом диоритов и адамеллитов с отклонениями до габбро и гранодиоритов.

В конце титона начинается кратковременная морская трансгрессия, продолжавшаяся в валанжине и распространившаяся как на западные, так и на восточные районы, которые примерно соответствуют внутренней и внешней зонам юрской геосинклинали. За этот период накопилась толща глинисто-карбонатных отложений мощностью в несколько сот метров. На западе эти отложения известны на территории, ограниченной 32-34° ю.ш. ("формация" Патагуа, табл. 23), а также в провинции Тарапака ("формация" Хосефина, примерно 19°30' ю.ш.). Кроме того, морской валанжин слагает нижние горизонты группы Чаньярсильо (см. табл. 23) в районе Копьяпо.

Фиг. 26. Проявления вулканизма в Чилийских Андах в раннем мелу (по [57])

1 - вулканические формации Бандурриас, Аркерос, Кебрада-Маркеса, Ло-Прадо, Бета-Негра и др.; 2 - участки предполагаемого распространения тех же отложений, под чехлом более молодых пород; 3 - отдельные горизонты андезитовых вулканитов среди континентальных моласс; 4 - толеитовые базальты (траппы) Боливии; 5 - диориты и адалемиты ("андийский батолит"); 6 - области накопления континентальных моласс; 7 - области распространения морских трансгрессий; 8 - области поднятий и денудации; 9 - направление переноса обломочного материала; 10 - предполагаемое положение оси вулканического пояса

После титон-валанжинской трансгрессии происходит осушение большей части территории Чилийских Анд и начинается период массового проявления вулканизма, продолжавшийся до палеогена включительно. Накопление вулканических образований происходило в полосе протяженностью около 2500 км при ширине 100-150 км, выделенной М.Г. Ломизе [55-57] под названием Арауканского вулканического пояса. По мнению этого исследователя, Арауканский вулканический пояс развивался над структурным швом, прежде разделявшим внутреннюю и внешнюю зоны юрской геосинклинали. Вулканические образования Арауканского пояса выполняют сравнительно простую синклинальную структуру, в крыльях которой обнажаются отложения нижнего мела, а центральная часть выполнена вулканическими образованиями верхнего мела и палеогена. Ниже более подробно дается характеристика нижнемеловых отложений, обнажающихся в западном крыле пояса, так как именно с ними связаны марганцевые месторождения.

Вулканические породы раннемелового возраста в западном крыле пояса дают серию разобнесенных выходов, корреляция которых часто

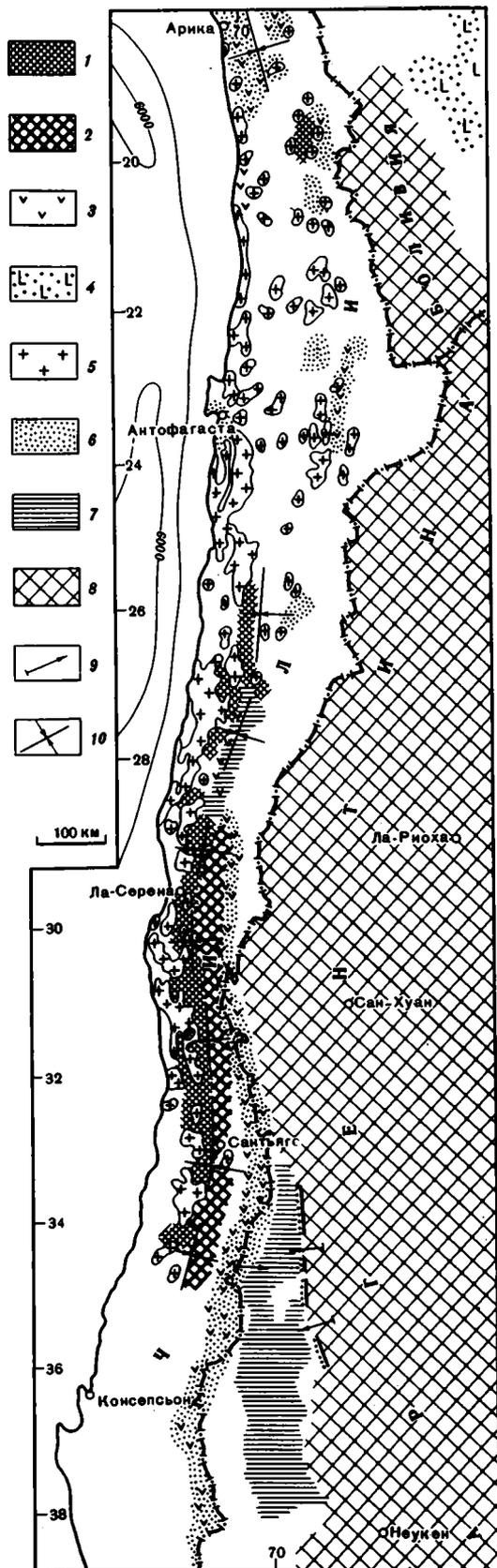


Таблица 23

Предполагаемое соотношение главнейших "формаций" Арауканского вулканического пояса (кимеридж-палеоген) (по М.Г. Ломизе, 1975)

Стратиграфические подразделения	Западное крыло вулканического пояса							
	Писагуа (19°30' ю.ш.)	Икике (20°30' ю.ш.)	Антофагаста (24° ю.ш.)	Копьяпо (27-28° ю.ш.)	Ла-Серена-Овалье	Аконкагуа-Сантьяго	Кольчагуа (34°30' ю.ш.)	
	"формация"							
Палеоген				Орнитос	Лос-Эл-кинос	Ло-Валье	Фарельонес	
Верхний мел	Сюка	?		Серильос	Виньита	Лас-Чикас	Перерыв	
Нижний мел	Бланко	Пунта-Барранко	Эль-Уай	"формация" Бандуриас	Группа Чаньарильо	Кебрада-Маржеса	Бета-Негра	Слои Ла-Лакхела
	Атаханья		Калета-Колосо			Аркерос		
Валанжинский ярус	Хосефина					Слои Эль-Релох	Пачакама	
Титонский ярус							Патагуа	
Кимериджский ярус				Перерыв				

затрудняется ограниченностью палеонтологических данных и большой изменчивостью состава и фациальных особенностей представленных в них отложений. На всей рассматриваемой территории вулканы нижнего мела залегают с несогласием на юрских отложениях и даже на образованиях палеозойского "доандийского" фундамента. Только в провинциях Аконагуа и Сантьяго они согласно перекрывают титон-валанжинские морские отложения "формации Патагуа" (см. табл. 23).

В самых южных районах в провинции Кольчагуа нижнему мелу отвечает мощная (более 10 000 м) вулканическая серия, преимущественно риолитового состава, в которой, помимо лав, широко представлены игнимбриты. В литературу эта серия вошла под названием "слоев Ла-Лакхела". Судя по обилию игнимбритов, ее накопление происходило преимущественно в наземных условиях.

В северном направлении характер отложений раннемелового возраста существенно изменяется. В провинциях Аконагуа, Вальпараисо и Сантьяго они представлены тремя "формациями". Нижняя, "формация" Пачакама, согласно залегает на морских отложениях Патагуа. Она представлена красноцветными песчаниками с прослоями кислых и щелочных вулканических пород, преимущественно игнимбритов. Эти отложения накапливались в наземной обстановке. Их мощность невыдержанна, в среднем около 1000 м.

Стратиграфически выше залегает "формация" Ло-Прадо, для которой характерны андезитовые лавы и их пирокластические производные с подчиненными вулканиками риолитового и трахитового состава, в том числе и игнимбритами. Среди вулканических образований выделяются отдельные горизонты, сложенные осадочными породами: песчаниками и лотитами, содержащими отдельные линзы конгломератов и известняков³. В некоторых случаях терригенные породы и известняки по простиранию замещают вулканы. Осадочные породы представле-

³ Термин "лотит" широко используется в работах чилийских геологов. Под этим названием объединяются разнообразные мелко- и тонкообломочные породы как терригенного, так и вулканогенно-обломочного происхождения.

Фиг. 27. Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для вулканических пород нижнего мела Чили

ны прибрежно-морскими аллювиальными и дельтовыми фациями. Мощность "формации" изменяется от 700 до 1500 м.

Разрез венчается "формацией" Бета-Негра, представленной лавами и брекчиями андезитового состава с прослоями красных песчаников и конгломератов, накапливающихся в наземных условиях. Мощность "формации" достигает 7000 м, при этом характерно, что на долю одних только андезитовых лав приходится 3200-5000 м разреза.

Севернее широты 32° в районах Ла-Серена-Овалье (провинция Кокимбо) вулканы риолитового состава почти полностью исчезают из разреза неокома, сменяясь андезитами. Наряду с этим более широкое распространение приобретают водоотложенные образования, которые переслаиваются и сменяются в латеральном направлении субэральными отложениями (толщи "переходных зон" по С.Ф. Руиз, 1965). В составе рассматриваемой серии в северной части провинции Кокимбо выделяются (снизу) слои Эль-Релье, а затем "формации" Аркерос и Кебрада-Маркеса общей мощностью 7000-8000 м. В связи с тем, что эти "формации" рудоносны, их характеристика будет дана ниже при описании марганцевых месторождений.

Далее на север, в районе Копьяпо (провинция Атакама $27-28^\circ$ ю.ш.), нижний мел представлен двумя разновозрастными "формациями" или группами пород, сменяющимися друг друга по простиранию: Бандуриас и Чаньярсильо (см. табл. 23). "Формация" Бандуриас развита в более западных районах. Она представлена континентальной вулканической толщей, залегающей несогласно на доюрском основании. Это андезиты, андезит-базальты, их брекчии с прослоями трахитовых лав и косослоистых красноцветных песчаников. Ее мощность 2500 м. В восточном направлении в составе "формации" появляются прослои известняков с фауной верхнего готерива-баррема, и она постепенно сменяется морскими отложениями группы Чаньярсильо. Группа Чаньярсильо представлена преимущественно карбонатными породами, с прослоями лютитов, песчаников, конгломератов, значительно реже гипсов. Вулканы не характерны, их присутствие отмечается только в нижних горизонтах серии. В возрастном отношении группа Чаньярсильо отвечает валанжину-баррему, а возможно, и более верхней части нижнего мела. Ее мощность 4500 м.

В районах, расположенных севернее широты Копьяпо, нижний мел представлен красноцветными континентальными молассами, залегающими с угловым несогласием на юрских и более древних толщах. Это различные терригенные породы с тем или иным количеством вулканитов андезитового, реже трахитового

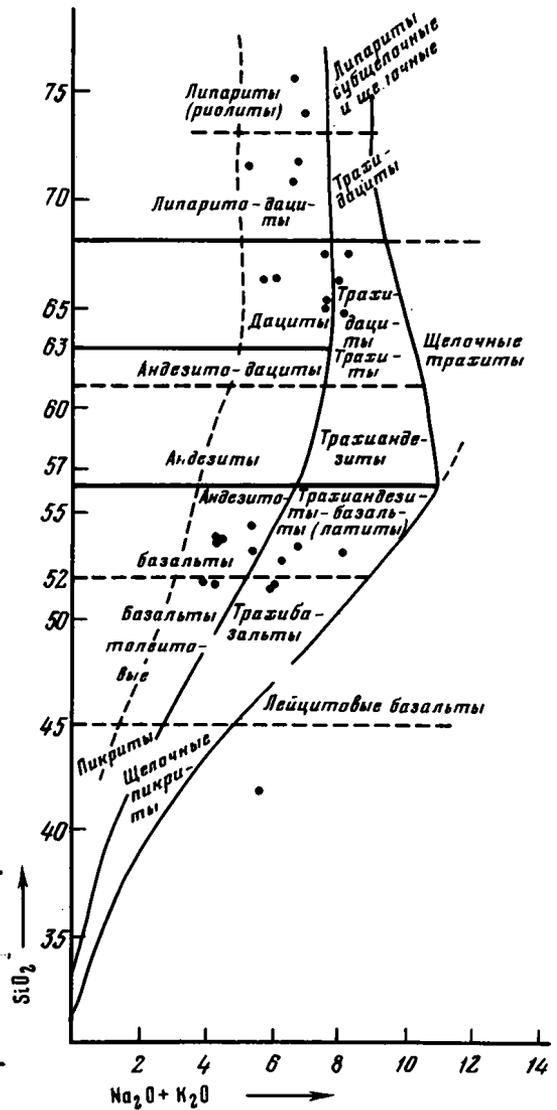
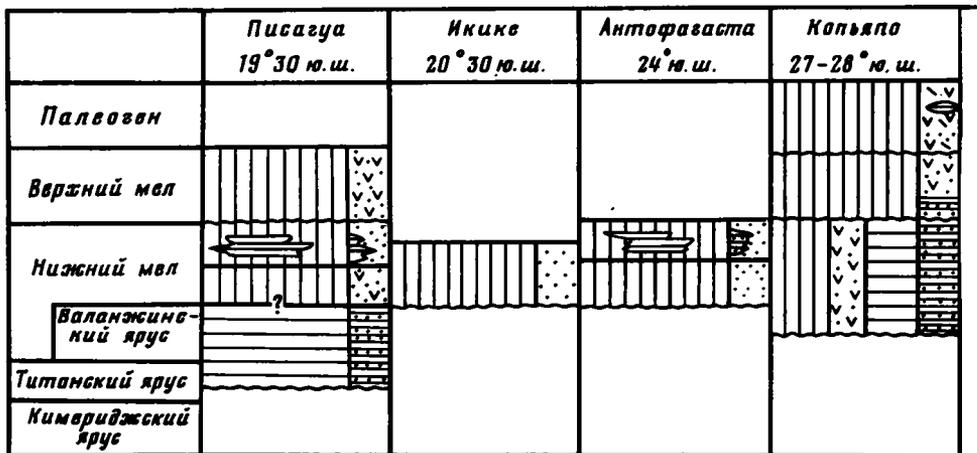


Таблица 24

Химический состав вулканических пород нижнего мела (западная часть Арауканского вулканического пояса, Чили)

№ образца	Окислы, вес. %								
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	
1	55,99	0,93	18,47	6,77	0,43	0,1	2,37	2,30	
2	41,92	1,03	17,00	5,52	6,80	1,39	4,61	6,42	
3	65,46	-	16,18	5,32	1,09	-	0,42	1,14	
4	73,22	-	12,48	1,89	1,05	-	0,11	1,50	
5	52,55	0,96	17,63	4,29	4,25	0,15	4,60	8,30	
6	70,77	0,61	15,52	3,41	0,48	0,02	0,23	0,34	
7	64,73	0,84	16,33	5,33	0,20	-	1,07	0,68	
8	54,27	0,94	16,93	4,34	4,99	0,20	2,35	7,92	
9	55,63	0,83	16,56	3,85	6,07	0,25	2,12	5,85	
10	65,65	0,69	15,43	4,44	2,06	0,10	1,07	1,79	
11	64,43	0,58	15,58	4,42	1,08	0,16	0,64	1,73	
12	62,55	0,64	16,26	2,86	2,78	0,10	0,45	1,57	
13	65,48	0,34	15,43	2,37	2,49	0,08	0,92	2,99	
14	70,11	0,27	13,83	1,33	4,27	0,05	0,37	0,56	
15	67,15	0,64	14,79	3,15	3,51	0,13	0,99	0,57	
16	64,18	0,78	16,68	2,82	2,70	0,12	1,57	0,71	
17	53,00	1,20	18,06	4,52	4,58	0,18	2,49	8,08	
18	52,93	1,09	17,39	3,01	7,18	0,21	2,02	10,06	
19	51,79	0,94	16,10	3,66	6,49	0,26	4,49	7,04	
20	51,46	0,85	18,20	5,37	4,45	0,27	2,84	6,71	
21	53,26	1,07	16,82	2,58	7,65	0,16	2,93	8,84	
22	53,68	1,09	16,86	3,26	7,20	0,17	2,77	8,17	
23	51,79	0,96	15,93	4,47	7,87	0,20	4,55	8,96	
24	59,44	0,41	18,42	2,81	3,40	0,10	0,36	1,12	
25	66,58	0,28	16,01	1,61	3,85	0,04	0,34	0,22	
26	67,40	0,27	14,38	2,35	2,53	0,10	0,33	2,00	
27	67,65	0,53	14,84	2,86	3,00	0,02	0,32	0,22	

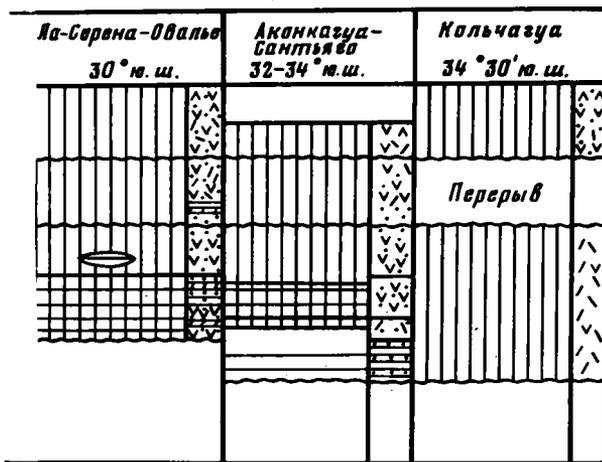
Примечание. 1 - формация Бандуриас (Атакама); 2 - формация Абундансия (группа Чаньярсильо, Атакама); 3-4 - эффузивная серия пескома (Атакама); 5 - формация Аркерос



Окислы, вес. %

Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	Сумма	Na ₂ O + K ₂ O
5,54	3,78	2,70	0,18	-	0,47	-	99,46	9,32
3,85	1,80	9,08	0,19	-	0,25	-	99,61	5,65
4,82	2,96	-	-	0,63	-	-	98,02	7,78
3,92	3,08	-	-	0,58	-	0,50	98,33	7,00
3,57	2,79	1,03	0,37	-	-	-	100,49	6,36
2,67	2,54	-	0,18	2,88	-	-	99,65	5,21
5,34	2,24	-	0,25	2,51	-	-	99,52	7,58
3,32	2,10	-	0,22	2,45	0,09	0,16	100,28	5,42
3,50	3,18	-	0,23	2,02	0,07	0,28	100,44	6,68
4,02	2,03	-	0,26	1,62	0,07	0,85	100,08	6,05
3,59	4,07	-	0,18	1,85	0,14	1,09	99,54	7,66
3,00	6,39	-	0,24	1,50	0,12	1,08	99,54	9,39
3,29	2,49	-	0,14	2,42	0,15	1,68	100,29	5,78
1,62	4,99	-	0,11	1,77	0,07	0,24	99,59	6,61
1,54	5,31	-	0,23	2,00	0,06	0,02	100,19	6,85
3,10	5,04	-	0,57	2,07	0,10	0,03	99,70	8,14
5,62	2,02	-	0,17	1,98	-	0,10	99,94	5,64
2,35	1,39	-	0,36	2,07	0,36	-	100,42	3,74
3,12	2,94	-	0,35	2,74	0,27	-	100,19	6,06
3,48	3,44	-	0,27	1,94	0,26	0,40	99,94	6,92
2,52	1,88	-	0,36	1,54	0,07	0,32	100,00	4,40
2,22	2,22	-	0,38	1,77	0,12	0,11	100,02	4,44
2,09	2,10	-	0,32	1,10	0,06	0,05	100,45	4,19
5,21	5,73	-	0,29	1,12	0,28	1,04	99,73	10,94
3,81	5,33	-	0,23	1,03	0,32	0,02	99,67	9,14
4,35	3,45	-	0,21	0,97	0,28	1,23	99,85	7,80
3,65	4,85	-	0,24	1,25	0,35	0,03	99,81	8,50

(Кокимбо); 6-16 - формация Ло-Прадо (Вальпараисо, Сантьяго); 17-27 - формация Бета-Негра (Вальпараисо, Сантьяго, Аконагуа). Анализы приводятся по данным [57].



Фиг. 28. Условия накопления и сопутствующий вулканизм главнейших "формаций" Арауканского вулканического пояса (кимеридж-палеоген)

1-3 - обстановки осадко-накопления: 1 - морская, 2 - наземная, 3 - переходная; 4-9 типы отложений: 4 - андезиты, 5 - вулканиды кислого и щелочного состава, 6 - базальты и андезитобазальты, 7 - известково-терригенные породы, 8 - кластические, преимущественно красноцветные породы, 9 - аргиллиты с линзами озерных известняков и иногда гипсов

и риолитового состава ("формация" Калета-Колосо, Пунта-Барранко и Атаханья, см. табл. 23). Только в двух пунктах в верхних горизонтах нижнего мела отмечается присутствие морских известковистых фаций ("формация" Эль-Уай и Бланко). Общая мощность моласс 1000-3500 м.

В восточном крыле вулканического пояса над морскими гипсисто-карбонатными отложениями титона-валанжина залегают мощные континентальные молассы такого же характера, как и красноцветные толщи, развитые к северу от широты Копьяпо.

Таким образом, в западной части Арауканского вулканического пояса на протяжении большей части нижнего мела формировались мощные толщи вулканических и терригенных пород, характеризующиеся невыдержанностью состава и большой фациальной пестротой. От разреза к разрезу на довольно коротком расстоянии изменяются количественные соотношения между осадочными породами и вулканитами вплоть до резкого преобладания одной из составляющих, состав вулканических образований и, наконец, общие условия накопления осадков. В пределах рассматриваемой территории среди вулканических образований в целом доминируют андезитовые разности, но на этом фоне отчетливо обособляются ассоциации пород, в которых главная роль принадлежит кислым и щелочным дифференциатам (фиг. 27, табл. 24). Одновременно с похислением вулканических толщ в них возрастает количество пирокластических пород и особенно игнимбригов.

Накопление толщ раннемелового возраста (начиная с готеривского века) происходило преимущественно в наземных условиях или в мелких, спорадически возникающих водоемах, также обособляющихся на фоне суши (фиг. 28). Устойчивые мелководно-морские условия существовали только в районе Копьяпо, где формировались отложения группы Чаньярсильо. Смена условий осадконакопления континентальными осуществлялась через своеобразные переходные зоны, характеризующиеся многократной сменой (как в латеральном направлении, так и по вертикали) водоотложенных образований субаэральными (разрезы в районе Ла-Серена и Овалье).

Особенно явным становится общий субаэральный характер осадконакопления в раннемеловое (постваланжинское) время при рассмотрении совокупности отложений западного и восточного крыльев Арауканского пояса. Если на западе еще наблюдаются элементы морской седиментации, то на востоке в течение рассматриваемого промежутка времени формируются исключительно континентальные молассы, постепенно сменяющие толщи западного крыла в латеральном направлении.

На рубеже нижнего и верхнего мела в пределах вулканического пояса происходили поднятия и внедрение новой генерации гранитоидов, петрографически сходных с интрузиями верхнеюрского комплекса.

Верхний мел

В результате деформаций, имевших место на рубеже нижнего и верхнего мела, четко определилась общая синклиналиная структура вулканического пояса. На обоих его крыльях подошва верхнего мела срезает слои, наклоненные к оси структуры, и полого налегает на более древние образования.

Верхний мел представлен сложнопостроенным комплексом вулканогенно-обломочных, эффузивных и терригенных пород, накопление которых происходило исключительно в наземной обстановке. Соотношение отдельных типов отложений очень непостоянно, характер разрезов комплекса часто не выдерживается даже на коротком расстоянии, что послужило основанием для выделения в его составе нескольких "формаций".

На широте Ла-Серена-Овалье, т.е. в районах, где сосредоточены главные марганцевые месторождения, верхнему мелу отвечает "формация" Виньита (см. табл. 23), состав и фациальные особенности которой изменяются с запада на восток. В западной и осевой частях пояса в ее составе преобладают различные кластические породы, видимо, имеющие как терригенное, так и вулканогенно-

обломочное происхождение, которым подчинены покровы эффузивов. В этих районах "формация" Виньита подразделяется на три крупные взаимосвязанные пачки [154, 155, 199], нижняя из них (около 500 м) представлена базальными конгломератами. В гальках диаметром 10–20 см преобладают эффузивные породы, а также известняки с фауной неокома. Гальки цементируются песчанистым материалом красного цвета с сероватым оттенком. Среди конгломератов обособляются отдельные линзы и прослои песчаников и алевролитов, мощность и количество которых увеличиваются вверх по разрезу. В средней пачке преобладают аргиллиты и алевролиты, иногда включающие линзы гипсов и пресноводных известняков. Среди осадочных пород присутствуют покровы лав мощностью до 100 м. Общая мощность пачки около 300 м. Верхняя пачка сложена преимущественно эффузивами и вулканическими брекчиями. Ее мощность 600–700 м. Состав вулканических пород "формации" Виньита непостоянен и быстро изменяется по простиранию. Так, в разрезах на широте 30° ю.ш. лавы и их пирокластические производные имеют исключительно андезитовый состав, тогда как в пересечении по 30°30' ю.ш. среди них уже преобладают риолитовые и трахитовые разности.

В восточном направлении количество вулканических образований в составе "формации" Виньита возрастает вплоть до резкого преобладания над осадочными породами. Вулканы представлены преимущественно андезитовыми лавами, туфами и туфобрекчиями мощностью около 4500 м.

В провинциях Аконагуа и Сантьяго состав верхнемеловых отложений и характер их фациальных изменений сходны с описываемыми выше. В западном крыле пояса ("формация" Лас-Чикас) в разрезах по-прежнему наблюдается преобладание кластических пород над эффузивными, причем особенно возрастает количество конгломератов, за счет которых мощность "формации" увеличивается до 6000 м. В восточном крыле пояса широкое распространение приобретают эффузивы и их туфы, преимущественно андезитового состава, иногда сменяющиеся трахитами и риолитами. В самых верхних горизонтах "формации" появляются отдельные прослои андезит-базальтов и базальтов. Пирокластические породы составляют свыше 50% от всех вулканитов.

К северу от района Ла-Серена-Овалье ("формации" Серильос и Сюка, см. табл. 23) никаких принципиальных изменений в составе верхнемеловых толщ также не наблюдается.

С запада и востока вулканический пояс ограничивался поднятиями. Последние на западе были выражены более резко и, судя по распределению грубообломочных фаций, служили главным поставщиком кластического материала в позднем мелу. Эти поднятия образовывали барьер, отделяющий вулканический пояс от океана.

Верхнемеловые отложения несогласно перекрываются толщами палеогенового возраста, накопление которых по-прежнему происходило в континентальной обстановке. По своим литологическим особенностям отложения палеогена также очень близки к верхнемеловым; они представлены ассоциациями терригенных, вулканогенно-обломочных и эффузивных пород, состав и количественные соотношения которых изменяются от разреза к разрезу, что послужило основанием для выделения нескольких "формаций" ("формации" Орнитос, Лос-Элжинос, Ло-Валье, Фарельонес, см. табл. 23). Отличия сравниваемых комплексов пород в общих чертах сводятся к следующему. Для терригенных пород палеогена характерны грубообломочные и конгломератовые разности, очень широко представленные и в верхнем мелу. Что касается вулканитов, то среди них по-прежнему преобладают лавы среднего состава, но увеличивается коэффициент эксплозивности и количество неандезитовых дифференциатов. Среди последних, помимо риолитовых и трахитовых разностей, появляется значительное количество базальтов и андезит-базальтов. Мощность палеогенового комплекса 2000–2500 м.

Отложения верхнего мела и палеогена прорываются многочисленными интрузиями гранитоидов, преимущественно адамеллитов и гранодиоритов. Их внедрение, видимо, происходило в две фазы, отвечающие предпалеогеновой и преднеогеновой эпохам. Пространственно интрузивные тела связаны с породами Арауканского вулканического пояса.

**ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ
В ЧИЛИЙСКИХ АНДАХ В МЕЗОЗОЕ И НАЧАЛЕ КАЙНОЗОЯ
И ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ РЕГИОНА В ЭТО ВРЕМЯ**

Известково-терригенный и вулканогенно-молассовый комплексы

Из рассмотрения изложенного выше материала следует, что отложения мезозойского и палеогенового возраста в Чилийских Андах по своим литологическим особенностям могут быть подразделены на два комплекса (снизу): известково-терригенный и вулканогенно-молассовый, каждый из которых отвечает крупным, принципиально отличным этапам развития рассматриваемого региона. Основанием для выделения комплекса является смена одних парагенезов пород другими, в данном случае смена ассоциаций известково-терригенных отложений с подчиненным количеством вулканитов ассоциациями, главная роль в которых принадлежит вулканическим образованиям и красноцветным кластическим породам. Анализ этих отложений показывает, что накопление известково-терригенного комплекса происходило в мелководно-морской обстановке, а вулканогенно-молассового – в наземной.

Смена парагенезов пород, присущих рассматриваемым комплексам, не осуществлялась на всей рассматриваемой территории строго одновременно, что отражается и на точности их стратиграфических ограничений. С некоторой степенью условности возраст известково-терригенного комплекса определяется как юра-валанжинский ярус неокома, а вулканогенно-молассового – как мел (начиная с готеривского яруса) – палеоген.

Ниже более подробно анализируется вулканогенно-молассовый комплекс, так как именно с ним связаны марганцевые месторождения. Что касается известково-терригенного комплекса, то представляется необходимым обратить внимание только на следующую особенность его строения. Слагающие этот комплекс отложения не образуют непрерывного разреза. Комплекс отчетливо подразделяется на две неравные части – докимериджскую (мощностью несколько километров) и отвечающую верхам титона – валанжину (мощностью несколько сот метров), которые представлены однотипными, но по времени разобщенными парагенезами пород. Как уже говорилось выше, на рубеже оксфорда и кимериджа рассматриваемый регион испытывал интенсивные поднятия, повлекшие за собой временное (киммеридж-титон) осушение бассейна. С этим же периодом (арауканская фаза тектогенеза) связывается внедрение первой генерации гранитоидов Андийского батолита. На границе неокома начинается новая кратковременная морская трансгрессия, в результате которой формируются сравнительно маломощные известково-терригенные толщи валанжина, по своему характеру очень близкие к юрским (докимериджским) отложениям. Представляется, что в формационном отношении докимериджская и титон-валанжинская части рассматриваемого комплекса представляют единое целое и, следовательно, комплекс в полном его объеме может быть приравнен к формации в принятом у нас понимании. За этой формацией мы сохраняем название "известково-терригенная", хотя в ее составе, помимо осадочных пород, присутствуют и вулканиты. Среди последних доминируют разности андезит-базальтового состава с отклонением до базальтов и андезитов. Локальное развитие имеют кислые лавы и их пирокластические производные.

**Особенности формирования вулканогенно-молассового комплекса
и его формационная интерпретация**

Как отмечалось выше, с готеривского яруса нижнего мела характер седиментации существенно изменяется (см. фиг. 28) и начинается формирование иных парагенезов пород, объединяемых в верхний вулканогенно-молассовый комплекс. Накопление этого комплекса происходило преимущественно в наземной обстановке в условиях горного расчлененного рельефа. Только в неокоме в его составе иногда присутствуют отложения лагун или реликтовых озер морского происхождения, которые по простиранию и в разрезе быстро сменяются наземными толщами.

Для комплекса весьма характерны поверхности размыва и перерывы в осадконакоплении, которые обычно фиксируются появлением базальных конгломератов. В некоторых случаях поверхности размыва имеют региональные масштабы и четко отвечают определенным стратиграфическим уровням. Так, несомненно региональный характер имеют несогласия на границе нижнего и верхнего мела, а также верхнего мела и палеогена. С этими же периодами многие исследователи связывают внедрения очередных генераций гранитоидов Андийского батолита. Наличие поверхностей размывов придает комплексу полициклический характер и указывает на крайне неспокойную тектоническую обстановку его образования.

Вулканогенно-молассовый комплекс представлен парагенезом различных клас-тических пород, эффузивов и их туфов, которые образуют всевозможные сочетания, многократно сменяющиеся как в разрезе комплекса, так и по латерали. Среди обломочных пород наиболее широко представлены средне- и грубообломочные разности, которые имеют как терригенное, так и вулкано-терригенное происхождение.

Вулканиды по своему составу и способу образования очень многообразны, причем в их распределении намечаются определенные закономерности [57]. На протяжении всего рассматриваемого промежутка времени (нижний мел-палеоген) преобладали лавы андезитового состава с отклонением, с одной стороны, до андезит-базальтов и базальтов, с другой - до кислых и щелочных дифференциатов. Характерно, что доминирующие андезитовые лавы со временем становятся все более кислыми, а одновременно с этим возрастает роль вулканидов неандезитового состава: в начале это главным образом риолиты и субщелочные породы, а затем андезит-базальты и базальты. Точно так же от мела к палеогену возрастает коэффициент эксплозивности, который в нижнем мелу не превышает первые десятки процентов, в верхнем мелу и палеогене равен 55%, а иногда возрастает до 90% [57].

Следует отметить, что тенденция к общему покислению состава вулканических пород и увеличению коэффициента эксплозивности наблюдается не только в пределах рассматриваемого вулканогенно-молассового комплекса. С еще большей отчетливостью она проявляется, если сравнить вулканиды этого комплекса с юрскими вулканическими образованиями. Последние имеют преимущественно андезит-базальтовый состав, а в нижнем мелу сменяются андезитами, которые со временем становятся все более кислыми.

Одновременно (в геологическом масштабе) с накоплением эффузивных и пирокластических пород на территории Чилийских Анд происходило внедрение многочисленных интрузий гранитоидов. Последним свойственна та же направленность в изменении состава, которая наблюдалась и в синхронных им вулканогенных образованиях. Обе группы пород, несомненно, находятся в тесной генетической связи и в совокупности образуют единый вулкано-плутонический комплекс, который во времени несколько смещался к востоку.

В разрезах отдельных частей вулканогенно-молассового комплекса (имеются в виду его раннемеловая, поздне меловая и палеогеновая части) также наблюдается определенная направленность в изменении состава вулканидов, но она неоднозначна. Так, в нижнем мелу в провинции Вальпараисо лавы кислого и щелочного состава локализируются в нижней части разреза, а выше следуют однообразные андезитовые толщи. В верхнем мелу и палеогене, напротив, неандезитовые дифференциаты появляются только в верхних частях соответствующих серий.

Вулканиды андезитового состава могут сменяться кислыми разностями не только по разрезу, но и в латеральном направлении. Намечается сравнительно небольшой отрезок вулканического пояса (примерно 34-35° ю.ш.), где в мелу и палеогене широко представлены риолиты и игнимбриты, сменяющиеся в северном направлении андезитовыми толщами.

Латеральная невыдержанность строения вулканогенно-молассового комплекса только отчасти обуславливается обособленностью центров извержений, поставляющих андезитовые и риолитовые расплавы. В основном она связана с неоднократной сменой ассоциаций с преимущественным развитием вулканических пород мо-

лассовыми ассоциациями. В состав последних входят конгломераты, гравелиты, красноцветные косослоистые песчаники, алевролиты и различные вулканогенные породы, среди которых вулканиты образуют только подчиненные прослои. Границы между молассовыми и собственно вулканическими ассоциациями пород в значительной мере условны, так как они связаны постепенным переходом через промежуточные парагенезы, в которых приблизительно в равном количестве представлены осадочные и вулканические породы.

Вулканогенно-молассовый комплекс, по всей вероятности, объединяет несколько формаций, которые могут быть выделены и увязаны в ряды при его более детальном изучении. В самом первом приближении это будут собственно молассовая, андезитовая и трахилипаритовая итгнимбритовая формации. В настоящее время данных для выделения и тем более пространственного ограничения этих формаций явно недостаточно, поэтому мы говорим о вулканогенно-молассовом комплексе в целом.

Палеогеографическая обстановка и тектоническое развитие Чилийских Анд в мезозое

В развитии известково-терригенной формации и вулканогенно-молассового формационного комплекса проявляется определенная направленность. Она выражена, с одной стороны, в направленной смене состава и общего характера продуктов вулканических извержений (постепенное покисление лав, увеличение количества неандезитовых дифференциатов, возрастание коэффициента explosивности), с другой – в постепенном изменении условий накопления отложений. Происходит постепенная смена во времени морского режима седиментации субаэральным. В юрское время во внутренней и внешней зонах Анд накапливались преимущественно толщи слоистых осадочных пород с морской фауной, иногда включающие прослои вулканитов. Анализ фактического материала показывает, что формирование подобных комплексов пород происходило в мелководно-морских условиях. На фоне морских отложений докимериджского возраста только иногда обособляются ассоциации вулканических пород наземного происхождения, появление которых связано с местной перекомпенсацией прогиба, вызванной массовым поступлением продуктов вулканических извержений.

Осушение большей части территории происходит примерно на границе валанжинского и готеривского ярусов, когда начинается формирование вулканогенно-молассового комплекса. Осушение осуществлялось очень неравномерно, чем объясняется фациальная невыдержанность отложений готерива и наличие в их составе сообществ пород, свойственных зонам переходных обстановок, которые по простиранию сменяются областями суши. Море полностью покидает рассматриваемую территорию в конце нижнего мела (примерно в аптском веке), после чего накопление осадков происходит исключительно в континентальных условиях.

Тектоническая история Чилийских Анд очень своеобразна. В этом регионе мезозойские отложения накапливались на консолидированном палеозойском складчатом основании, в прогибах, развивающихся на коре континентального типа. Согласно современным представлениям, в конце триаса и начале юры на рассматриваемой территории происходит регенерация геосинклинальных условий и начинается формирование Андийской геосинклинали. В вопросе о длительности существования геосинклинального режима и в определении временных границ его завершающей (орогенной) стадии взгляды исследователей расходятся. Согласно одной из существующих точек зрения [83], [84], орогенный этап в Андах в полном виде проявился в конце мела – начале палеогена, но зачатки его имели место еще в конце нижнего мела. Что же касается отложений неокома, то они, по мнению Ю.М. Пушаровского, “наследуют и продолжают геосинклинальное развитие юрского времени” [82]. Геосинклинальную серию Ю.М. Пушаровский подразделяет на эв- и многогеосинклинальные части, соответственно отвечающие внутренней (вулканической) и внешней (невулканической) зонам. Выделяя на чилийском отрезке Анд эвгеосинклинальные серии, Ю.М. Пушаровский, однако, обращает внимание на то, что в их составе отсутствуют офиолиты и кремнистые породы, т.е. именно те образования, которые характерны для типичных эвгеосинклиналь-

ных формаций. Ю.М. Пушаровский считает, что эвгеосинклинали следует подразделять на две группы: с офиолитами и без них. Мезозойские вулканические серии Чилийских Анд, по его мнению, относятся ко второй группе.

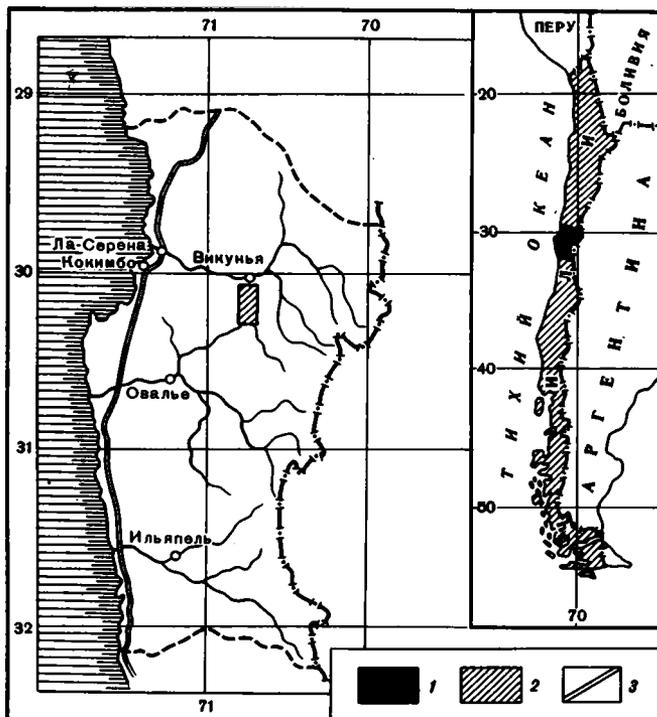
Иначе трактует геологическую историю Чилийских Анд М.Г. Ломизе. Этот исследователь считает, что рассматриваемый регион переживал геосинклинальную стадию развития только на этапе лейас-оксфорд: "Только в этот период существовал обширный морской бассейн с невулканической внешней и вулканической внутренней зонами. Последние вряд ли стоит называть эвгеосинклиналью, учитывая андезит-базальтовый состав вулканитов, мелководную, а порой и континентальную обстановку вулканизма, а также отсутствие офиолитов, проявлений геосинклинальной складчатости и метаморфизма" [57]. М.Г. Ломизе придает большое значение арауканской фазе тектогенеза (рубеж оксфорда и кимериджа), после которой большая часть территории осушается, а вулканизм сосредоточивается в сравнительно узкой полосе, возникшей на сопряжении внутренней и внешней зон геосинклинального этапа. Эту полосу отложений мелового и палеогенового возраста М.Г. Ломизе рассматривает как своеобразный вулканоплутонический пояс, который он называет Арауканским. В структурном отношении Арауканский пояс представляет унаследованно развивающийся синклинальный прогиб, во времени несколько смещающийся на восток (в направлении общей миграции магматической активности). Следует отметить, что предположение о наличии в Андах вулканоплутонического комплекса высказывалось еще ранее А.А. Богдановым [7]. Этот исследователь считал, что по своей тектонической природе зона андезитового вулканизма Анд очень близка Охотско-Чукотскому поясу Северо-Востока СССР.

Как следует из вышеизложенного, наше определение окончания геосинклинального этапа развития рассматриваемого региона близко к тому, что было предложено М.Г. Ломизе. Основное расхождение с представлениями этого исследователя сводится к тому, что окончание собственно геосинклинальной стадии связывается им с арауканской фазой тектогенеза и последующим предваланжинским перерывом в осадконакоплении. Исходя из этого, М.Г. Ломизе рассматривает морские глинисто-карбонатные валанжинские отложения уже в составе серии Арауканского вулканического пояса и в отрыве от однотипных образований докимериджского возраста. Напомним, что однотипные сообщества пород юрского и валанжинского возраста (соответственно накопившиеся до и после перерыва) мы объединяем в одну формацию, полагая, что кимеридж-титонский перерыв в осадконакоплении лишь нарушал на некоторое время общий режим седиментации, не внося в него принципиальных изменений.

С нашей точки зрения, выделение определенных этапов процесса геосинклинального развития в первую очередь должно основываться на смене формаций, которая является показателем качественных изменений, происходящих в земной коре. Именно смена формаций, а не наличие поверхностей перерывов в осадконакоплении или угловых несогласий, которые в равной мере могут служить как ограничением формаций, так и встречаться внутри последних. В рассматриваемом случае смена парагенезов пород, отвечающих известково-терригенной формации и вулканогенно-молассовому комплексу, происходит в самом начале нижнего мела, примерно на границе валанжинского и готеривского ярусов, и эта граница расценивается как принципиальный рубеж, с которого геосинклинальный процесс вступил в свою завершающую, орогенную стадию развития, в ходе которой происходило становление коры континентального типа.

**Продуктивный интервал разреза
вулканогенно-молассового формационного комплекса
и связанные с ним марганцевые месторождения**

Марганценозные отложения Чили сосредоточены в центральных районах страны (примерно интервал $28^{\circ}30' - 31^{\circ}$ ю.ш.), где они локализируются в составе толщи нижнемелового возраста. В структурном отношении вся полоса выходов марганценозных отложений принадлежит западной вулканической зоне. Однотипность состава и строения рассматриваемых месторождений и рудопроявлений



Фиг. 29. Положение главного марганцеворудного района Чили (из [195])
 1 - провинция Кокимбо, 2 - марганцеворудный район, 3 - автострада

дали основание чилийским геологам для объединения их в единый марганцевый бассейн [165]. Главные марганцевые месторождения в пределах этого бассейна концентрируются в центральной части провинции Кокимбо (фиг. 29) и на юге провинции Атакама (так называемая Центральная зона бассейна). Их характеристика дается в работах К. Руиса [199], а также Пиблса и Е. Клона [195], данные которых мы используем ниже.

Рудовмещающие отложения

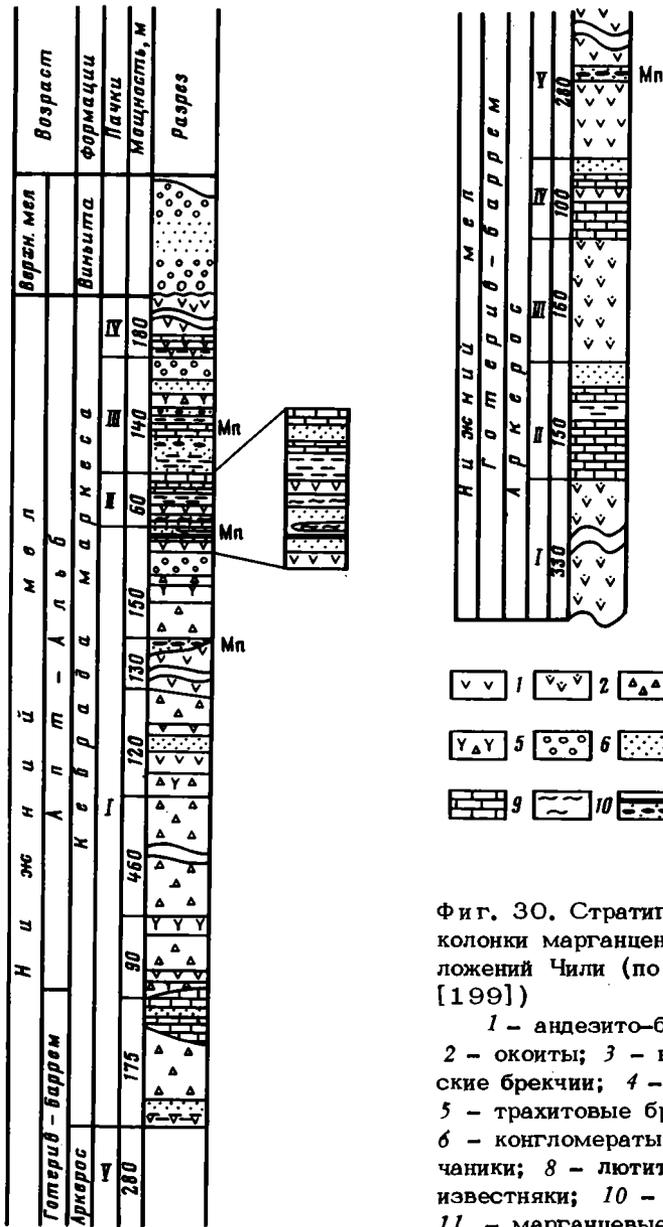
Отложения раннемелового возраста в Центральной зоне подразделяются (снизу) на слои Эль-Релок, "формацию" Аркерос и "формацию" Кебрада-Маркеса. Слои Эль-Релок имеют локальное развитие. Они представлены андезитовыми лавами и брекчиями, красными вулканическими песчаниками и известняками с фауной валанжина и готерива. Общая мощность этих отложений 450 м; с ними связаны первые, очень незначительные по масштабу проявления марганцевого оруденения. Сведений о характере контакта слоев Эль-Релок с вышележащими толщами не имеется.

"Формация" Аркерос (готерив-баррем) представлена очень пестрым в литологическом отношении комплексом пород, разрез которого изображен на фиг. 30 и по слою описан К. Руисом в провинции Кокимбо.

Разрез "формации" Аркерос по К. Руису (снизу):

	Мощность, м
Андезитовые порфириты (окоиты) ⁴ , видимая мощность	330
Переслаивание известковистых песчаников, известняков с фауной, карбонатных лютитов	150
Андезитовые порфириты (окоиты)	180

⁴ Окоиты - местное название одной из разновидностей андезитовых порфиритов, характеризующихся наличием крупных вкрапленников плагиоклаза.



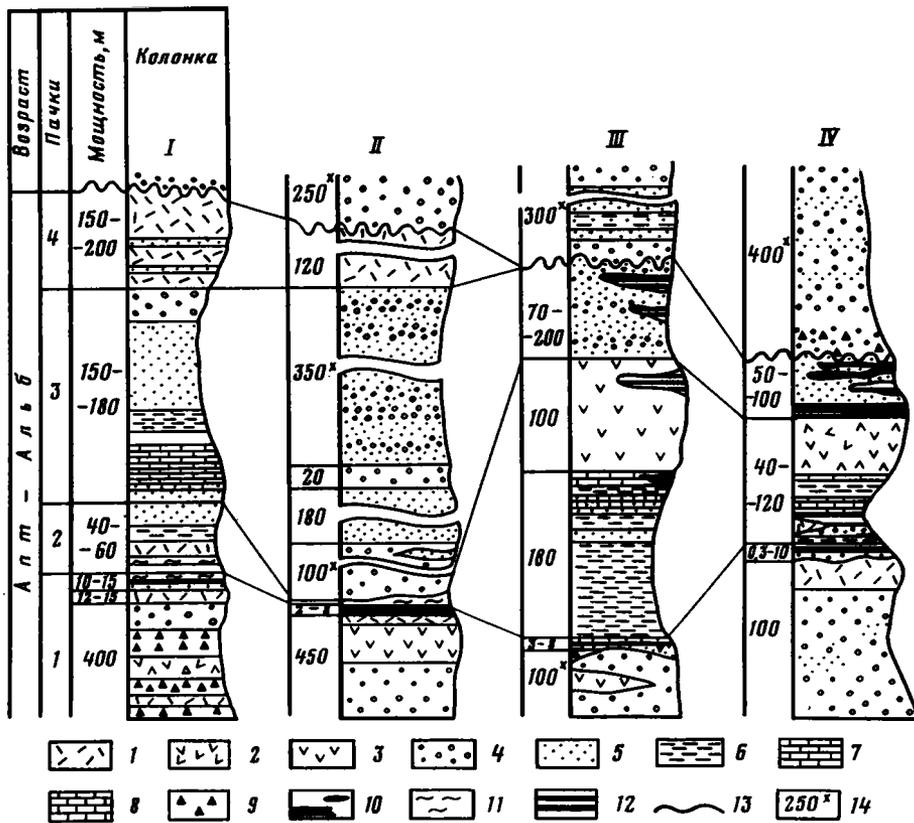
Фиг. 30. Стратиграфические колонки марганцевосных отложений Чили (по [155], [199])

- 1 - андезито-базальты;
- 2 - оокиты; 3 - вулканические брекчии; 4 - трахиты;
- 5 - трахитовые брекчии;
- 6 - конгломераты; 7 - песчаники; 8 - лютиты; 9 - известняки; 10 - гипсы;
- 11 - марганцевые руды

	Мощность, м
Известковистые песчаники, известняки с фауной, прослои андезитовых порфиритов (оокиты)	150
Андезиты, в нижней части пачки оокитовые, с прослоями вулканических песчаников ⁵ , включающих пласти марганцевых руд	250

"Формация" Кебрада-Маркеса (апт-альб) включает главные марганцевые месторождения Чили. Она представлена очень сложным, разнофациальным комплексом

⁵ Термин "вулканические песчаники" широко используется в чилийской геологической литературе и сохраняется в настоящее время. К. Руис и Ф. Пиблс именно этим названием определяют кластические породы, с которыми связаны марганцевые руды "формаций" Аркерос и Кебрада-Маркеса. Судя по описаниям, эти образования соответствуют вулканогенным породам принятой у нас номенклатуры.



Фиг. 31. Сравнительные стратиграфические колонки "формации" Кебрада-Маркеса для главных марганцеворудных районов провинции Кокимбо (по [195])

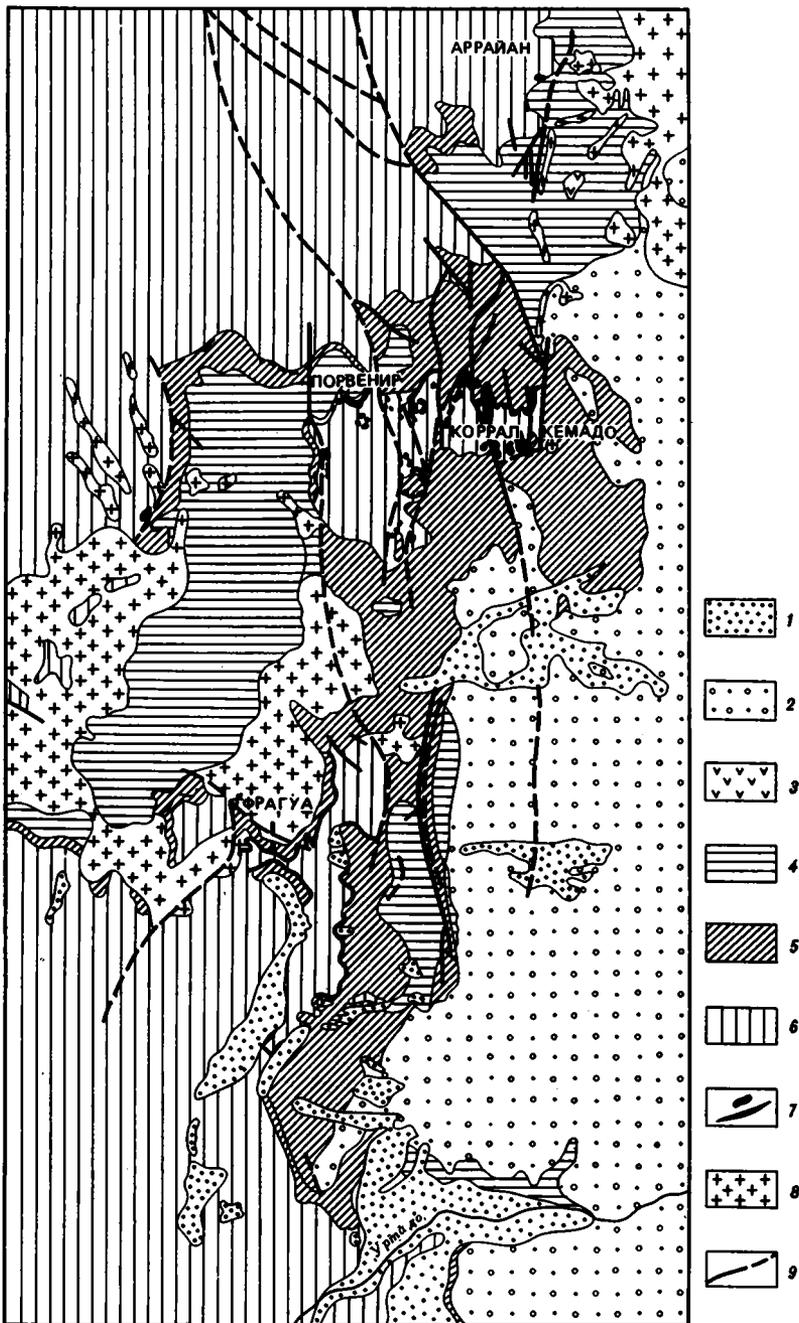
I - типизированный разрез "формации" Кебрада-Маркеса; II - район Аррайан; III - район Коррал-Кемадо; IV - район Фрагуа

1 - андезиты (преимущественно окоиты); 2 - лавовые брекчии; 3 - лавы (андезиты и андезитобазальты); 4 - конгломераты; 5 - песчаники; 6 - лютиты; 7 - известняки; 8 - известковистые песчаники; 9 - брекчии; 10 - марганцевые руды; 11 - гипсы; 12 - линзы пород с марганцевой минерализацией и кремнистыми образованиями (обозначение введено автором); 13 - несогласия; 14 - минимальные значения мощностей

пород, главная роль в котором принадлежит вулканическим, преимущественно вулканогенно-обломочным образованиям. В пределах всей Центральной марганцевой зоны "формация" подразделяется на четыре пачки.

Типизированный разрез "формации" Кебрада-Маркеса по К. Руису и Ф. Пиблсу (снизу):

	Мощность, м
Вулканические брекчии, туфы, вулканические песчаники покровы андезитов, иногда окоитов. В нижних горизонтах среди вулканитов присутствуют линзы морских известняков, в верхних - пласти гипсов. В средней части пачки и особенно в ее кровле локализуются марганцевые руды (рудные районы Эль-Ромеро, Ла-Лига, Эль-Аррайан, Порвенир, Коррал-Кемадо и Фрагуа)	1000
Переслаивание песчаников, иногда с остатками флоры, гипсов, лютитов, отдельные покровы андезитовых лав. Иногда присутствуют линзы известняков и марганцевых руд	70
Конгломераты, песчаники, лютиты, прослой известняков, марганцевые руды (пласт Шангои, шахта Трапезон)	120
Андезитовые лавы с прослоями песчаников	150



Фиг. 32. Схематическая геологическая карта рудных районов Аррайан, Коррал-Кемадо и Фрагуа в провинции Кокимбо, Чили (по [195])

1 - отложения четвертичного возраста; 2 - формация Виньита, верхний мел: конгломераты и красные песчаники; 3-7 - формация Кебрада-Маркеса, нижний мел: 3 (пачка 4) - андезиты, 4 (пачка 3) - песчаники, лютиты, конгломераты, 5 - (пачка 2) - известковистые песчаники, лютиты с прослоями гипсов и андезитовых лав, 6 - (пачка 1) - кластические породы и лавы, в кровле пачки встречаются пласты марганцевых руд, 7 - марганцевые руды; 8 - гранитоиды; 9 - разрывные нарушения

Выше по разрезу с угловым несогласием и размывом залегают породы верхнего мела ("формация" Вишьита).

Приведенный разрез "формации" Кебрада-Маркеса является обобщающим. В действительности состав и мощность пластов пород очень непостоянны и существенно изменяются даже на коротком расстоянии (фиг. 31). Несмотря на это, четырехчленное деление разрезов "формации" выдерживается повсеместно и отдельные пачки пород коррелируются достаточно четко, хотя и имеют существенные литологические отличия. Ниже дается описание типов пород, наиболее характерных для "формации" Кебрада-Маркеса в целом.

Главная роль в рассматриваемой серии пород принадлежит различным кластическим образованиям — конгломератам, брекчиям, песчаникам и алевролитам (лотитам), имеющим как вулканогенно-обломочную, так и терригенную природу. Породы сложены преимущественно обломками андезитовых лав, широко представленных в "формациях" Аркерос и Кебрада-Маркеса. Степень окатанности и сортировки кластических зерен изменяется в широких пределах. Крупные обломки и гальки обычно погружены в песчаный матрикс близкого с ними состава. Негальки реже в цементе присутствует кальцит и соединения железа. Кластические породы обычно окрашены в красные и красновато-серые тона, реже встречаются зеленовато-серые и желтые разновидности.

Лавы и лавовые брекчии присутствуют в разных частях разреза и имеют преимущественно андезитовый состав. Они слагают мощные (до 100 м) покровы, которые быстро выклиниваются по простиранию.

Локальное распространение в "формации" Кебрада-Маркеса имеют карбонатные породы, глины и кремнистые сланцы. Карбонатные отложения представлены известняками и травертинами. Известняки с реликтовой морской фауной известны исключительно в нижней части "формации", но и здесь они слагают только отдельные линзы среди красноцветных кластических пород и вулканитов, накопившихся в наземной обстановке. Известковые породы более высоких горизонтов имеют озерное происхождение или же отлагались в субаэральной обстановке (травертины).

Гипсы образуют линзы и прослои, обычно ассоциирующие с известковистыми лотитами и песчанистыми известняками. Пачки этих пород достигают мощности в несколько метров, но быстро выклиниваются по простиранию, сменяясь кластическими отложениями.

*Размещение оруденения
в пределах продуктивной части разреза*

Марганцевые месторождения связаны с тремя стратиграфическими уровнями нижнемеловых отложений. Первые промышленные проявления оруденения отмечаются в верхних горизонтах "формации" Аркерос (нижний рудный цикл по К. Руису), затем в составе первой и третьей пачек "формации" Кебрада-Маркеса (соответственно средний и верхний циклы). Подавляющее большинство рудных залежей, в том числе и наиболее крупные марганцевые месторождения Чили, связаны со средним циклом.

К нижнему циклу относятся месторождения районов Карризал и Лас-Тимес в провинции Атакама и районов Аркерос и Ламберт в провинции Кокимбо. В провинции Атакама залежи марганцевых руд связаны с пачкой известняков и известковистых пород, переслаивающихся с андезитовыми лавами.

Разрез продуктивных слоев шахты Кокимбана, район Карризал по К. Руису (сверху):

	Мощность, м
Глинистые известняки (мощность не приводится. — Е.С.)	
Известняки с зонами тремолита. Марганцевая минерализация (браунит и родонит?)	0,8
Марганцевые руды	1,2
Туф с известковистым цементом	0,7
Известняки со значительной примесью обломочного материала (зерна кварца и полевых шпатов)	0,5

	Мощность, м
Марганцевые руды	1,2
Известняки, подобные слою Б	0,5
Известняки с гидротермальными изменениями	2,4
Лавы и туфы с гидротермальными изменениями	3
Андезиты (мощность не приводится. — Е.С.)	

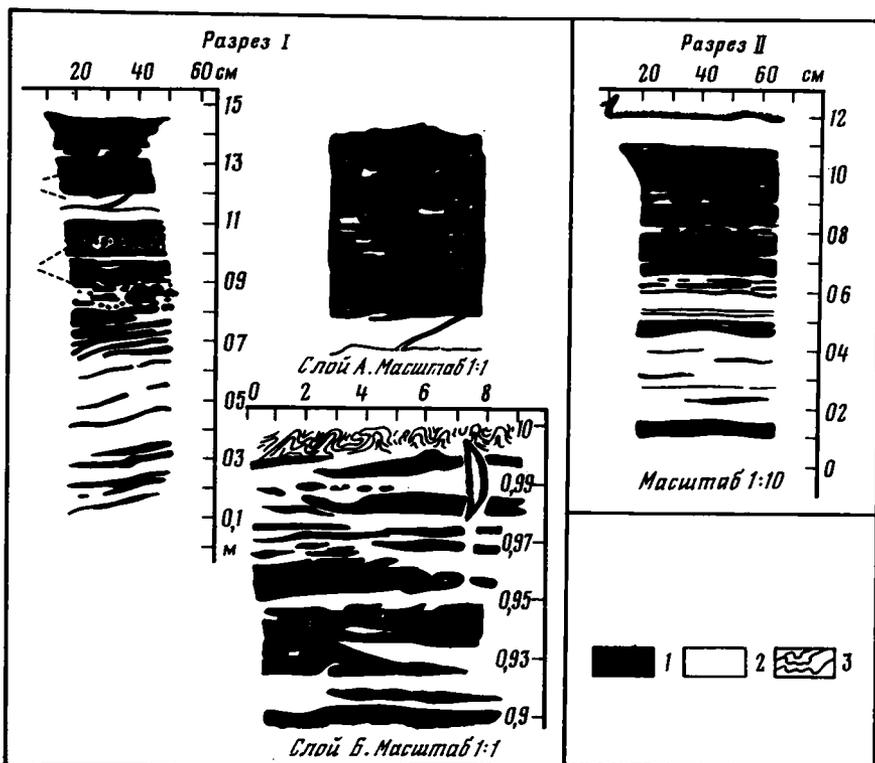
Главными рудными минералами являются браунит и псиломелан. Состав руды по Р. Бенке [163] (%): SiO_2 — 12,60; Fe — 4,82; Al_2O_3 — 3,87; Cu — 0,50; Zn — 0,08; P — 0,03; Mn — 47,05.

В провинции Кокимбо марганцевые руды локализируются в вулканических песчаниках, иногда имеющих карбонатный цемент. Песчаники, в свою очередь, залегают среди андезитовых лав (см. разрез "формации" Аржерос по К. Руису в тексте). Наиболее представительным здесь является район Ламберт, где руды образуют три пласта мощностью до 1 м. Рудные пласты крайне неоднородны и представлены большим количеством линз с резким колебанием содержания марганца. Главными рудными минералами являются браунит и пирролозит. В пластах, непосредственно подстилающих и перекрывающих марганцевые руды, отмечается повышенное содержание меди и кремнезема.

К среднему циклу относятся марганцевые месторождения рудных районов Эль-Ромеро, Ла-Лига, Эль-Аррайан, Порвенир, Коралл-Кемадо и Фрагуа в провинции Кокимбо. Четыре последних района представлены на карте фиг. 32, разработки Эль-Ромеро и Ла-Лига располагаются несколько севернее, за пределами откартированной территории. Месторождения сосредоточены в полосе протяженностью около 60 км, в пределах которой разобщены участками пустых пород, на несущих оруденение. Продуктивные слои описываемого цикла приурочены к верхним горизонтам первой пачки "формации" Кебрада-Маркеса, где они занимают интервал разреза мощностью 5–15 м. Эти слои сложены красными "вулканическими" песчаниками и алевролитами, среди которых локализируются рудные тела (см. фиг. 32). Рудоносные песчаники в большинстве случаев залегают на пластах эффузивов или вулканических брекчий. Кровлей продуктивного горизонта служит вторая пачка "формации", представленная переслаивающимися гипсами, карбонатными породами и лотитами. Мощность этой пачки крайне не выдержана и на коротком расстоянии изменяется от 200–250 м до нескольких метров и даже полного выклинивания.

Морфология рудных тел и состав руд

Рудные залежи имеют форму линз, вытянутых по простиранию толщи. Их протяженность изменяется от нескольких сантиметров до десятков метров, мощность от 0,05 до 1 м. На большинстве месторождений линзы группируются в одном пласте, суммарная мощность которого измеряется несколькими метрами. В пределах этого пласта линзы вытянуты цепочкой, либо располагаются одна над другой, причем многие из них разобщены песчаниками без признаков марганцевой минерализации. Судя по зарисовкам М. Центили (фиг. 33), приводимым в работе Ф. Пиблса и Е. Клона, строгого совпадения контуров рудных линз с истинным напластованием вмещающих их пород не наблюдается. Многие рудные пропластки расщепляются на несколько ветвей, некоторые из которых явно секут слоистость. Даже в штуфах (см. фиг. 33, слой Б) отчетливо видно, что границы рудных слоек и разделяющих их песчаников неровные, осложненные апофизами, глубоко проникающими в сопредельные слои. Характерна также неоднородность строения самих рудных прослоев: среди рудного вещества отчетливо обособляются участки "пустой" породы, очень резко оконтуренные и имеющие самые причудливые очертания (см. фиг. 33, слой А). В зоне выклинивания продуктивных пачек марганцевые минералы образуют небольшие скопления неправильной формы. Содержание марганца в различных рудных линзах очень непостоянно. В богатых рудах оно достигает 40–50%. Главными рудными минералами являются пирролозит и браунит, количественные соотношения которых непостоянны. Кроме того, на многих месторождениях присутствуют манганит,



Фиг. 33. Строение рудных пластов разработок Фрагуа, провинция Кокимбо, Чили (из [195])

1 – марганцевые руды; 2 – вулканические песчаники; 3 – глинизированные породы зон дробления

псиломелан и гаусманит. Пирролизит развивается по брауниту. Он образует крупные, хорошо образованные кристаллы, иногда их радиальные сростки, а также мелкозернистые скопления и рыхлые землистые разности. Мелкие кристаллы пирролизита тонко рассеяны в породе, где они заполняют поры, либо замещают края кристаллов браунита и выполняют трещинки, пересекающие этот минерал. Браунит образует ленточные скопления плотных зерен, частично замещенных пирролизитом и манганитом. Кроме того, этот минерал рассеян в породе и частично замещает некоторые ее компоненты. М. Центилили [214] отмечает также конкреционные образования браунита, развивающиеся на контакте слоев руды и пустой породы. На некоторых месторождениях района Фрагуа в марганцевых рудах наблюдается повышенное содержание меди (до 0,5%) и бария. Состав марганцевых руд с разработок Чаньяр [195] следующий: (%): Mn – 40,57; SiO₂ – 12,74; CaO – 10,27; Al₂O₃ – 1,21; Fe – 1,53; BaO – 4,53; P – 0,037; S – 0,95; C – 0,53; MgO – 0,51. Кроме того, на одном из месторождений района Эль-Ромеро в марганцеворудной продуктивной пачке присутствует два прослоя мощностью по 0,2 м, содержащие окислы меди. На разработках Джамелас и Сан-Луис с марганцевыми рудами ассоциируют железистые кремни.

Верхний рудный цикл, связанный с третьей пачкой "формации" Кебрада-Маркеса, представлен в провинции Кокимбо. Он выражен слабо: марганцевая минерализация имеет очень ограниченное распространение, и ее масштабы незначительны. Оруденение связано с пластами красных вулканических песчаников и носит тот же характер, что и на месторождениях среднего цикла.

Анализируя материал по многочисленным марганцевым месторождениям провинции Кокимбо, Ф. Пиблс обращает внимание на однородность их минералогического состава, морфологических особенностей рудных тел и условий залегания

ния. Он отмечает, что несколько обособленное положение в рассматриваемом районе занимает только месторождение Лома Негра, где марганцевые руды залегают среди известковых образований типа травертинов. С карбонатными травертинами, в свою очередь, ассоциируют генетически родственные им кремнистые породы.

*Условия накопления рудовмещающих отложений
и генезис марганцевых руд*

Из изложенного материала следует, что "формации" Аркерос и Кебрада-Маркеса представлены комплексом отложений, накопление которых началось в условиях мелководного регрессирующего моря, а закончилось в наземной обстановке. В составе "формации" Аркерос присутствуют тела известняков с морской фауной. Однако, по мнению К. Руиса, в заключительный этап накопления этой "формации" поступления вулканического материала носили настолько массовый характер, что привели к резкому обмелению моря и возникновению значительных участков суши, количество и площадь которых быстро возрастали. Последние признаки существования морского режима отмечаются в самом конце неокома, которому отвечают нижние горизонты первой пачки "формации" Кебрада-Маркеса. В этих слоях известны линзы известняков проблематичного генезиса, возможно, являющихся образованиями реликтовых озер морского происхождения, унаследованных от ранее существовавшего бассейна. Некоторые исследователи связывают появление этих известняков с небольшой местной трансгрессией и рассматривают их как лагунные отложения. Следует отметить, однако, что переход предполагаемых лагунных отложений в собственно морские нигде не зафиксирован.

Отдельные водоемы, обособляющиеся на фоне суши, продолжали существовать в пределах рассматриваемой территории вплоть до конца мела. По всей вероятности, это были небольшие озера, приуроченные к наиболее прогнутым частям межгорных депрессий, а в некоторых случаях имеющие кратерное происхождение. Именно в них формировались пачки карбонатных пород и гипсов, отвечающие средней и верхней частям "формации" Кебрада-Маркеса. Ф. Пиблс считает, что поступление карбонатов кальция в озерные бассейны было связано с гидротермальной и фумарольной деятельностью. По мнению большинства чилийских геологов [155, 165, 195, 199], марганцевые месторождения, связанные с "формациями" Аркерос и Кебрада-Маркеса, имеют эксгалационно-осадочный генезис. Поступление соединений марганца, так же как и ряда других элементов (меди, железа, кремния и бария), связывается с поствулканической фумарольной и гидротермальной деятельностью. Вулканогенное происхождение свойственно также некоторым концентрациям карбонатов кальция и гипсам. Перечисленные исследователи полагают, что накопление рудного вещества и карбонатов кальция происходило главным образом в бассейнах озерного типа, но в отдельных случаях осуществлялось и в наземной обстановке, непосредственно в местах выходов источников (известковистые травертины с марганцевыми рудами). Следует подчеркнуть, что постоянный парагенез марганцевых руд и гипсов является одним из аргументов, подтверждающих концепцию об эндогенном происхождении рудного вещества. Действительно, как было показано Н.М. Страховым [115], эта ассоциация в осадочном процессе является запретной и полностью исключает возможность выноса соединений марганца из коры выветривания.

Марганцевые руды вулканогенно-осадочного происхождения накапливались в озерах и собственно в наземных условиях значительно реже, чем в морских. В то же время рассмотренный пример подобного рудообразования не единственный. Рудоносные ассоциации пород, близкие к тем⁶, что описаны в составе вулканогенно-молассового комплекса Чили, известны также среди отложений плио-

⁶ Необходимо подчеркнуть, что речь идет исключительно о сходстве продуктивных ассоциаций в составе формаций, развитых в провинции Бассейнов и Хребтов (США) и в вулканогенно-молассовом комплексе Чили, а не о сходстве этих формаций в целом и тем более не о возможности их отнесения к одному типу.

пенового возраста в провинции Бассейнов и Хребтов, в штатах Аризона и Невада, рудных районах Пик Артиллери и Лейк Мид [104, 106, 187, 191]. Рудоносным толщам этих районов свойственны следующие черты.

1. Продуктивные ассоциации пород накапливались в осолоняющихся озерных бассейнах, которые развивались в наиболее прогнутых частях межгорных впадин, отвечающих опущенным по разломам блокам фундамента (структуры грабенового типа).

2. Рудовмещающие толщи представлены парагенезами пород, обязательными членами которых являются всевозможные терригенные образования, туфы, эффузивы (преимущественно среднего и основного состава), гипсы и известняки.

3. Марганцевые руды имеют окисный состав и характеризуются повышенным содержанием меди, свинца и бария. Окислы марганца чаще всего слагают цементующую массу обломочных пород, которые могут иметь как пирокластическое, так и терригенное происхождение. Признаков замещения марганцем породообразующих обломочных зерен не наблюдается. Рудные тела (пласты или линзы) залегают согласно с вмещающими породами и вытянуты вдоль определенных стратиграфических горизонтов.

4. Марганцевые руды образовались вулканогенно-осадочным путем. Поступление рудного вещества связывается с деятельностью горячих источников, устьевые части которых могли располагаться как в пределах озер, так и на суше. Очень вероятно, что положение источников контролировалось разрывными нарушениями, ограничивающими грабены.

Перечисленные особенности продуктивных ассоциаций рудных районов Пик Артиллери и Лейк Мид близки к тем, что наблюдались на марганцевых месторождениях Чили. Это дает основание говорить о закономерности данного рудоносного парагенеза пород и об определенном типе озерных марганцевых руд вулканогенно-осадочного происхождения.

Помимо озерных вулканогенно-осадочных марганцевых руд в штате Невада (район Голконда), известны также рудные залежи плейстоценового возраста, образовавшиеся непосредственно на суше [185]. Руды этого типа связаны с карбонатными отложениями типа травертинов и совместно с последними накапливались в приустьевых частях наземных источников. Представляется, что подобные образования можно рассматривать как генетические аналоги марганцевых руд в карбонатных породах, развитых на месторождении Лома-Негра в Чили.

Основные черты вулканогенно-молассового формационного комплекса Чили

1. Марганцевые месторождения Чили локализируются в нижней части вулканогенно-молассового комплекса, отвечающего большей (постваланжинской) части мела и палеогена. Комплекс представлен сложнопостроенным парагенезом вулканических и различных обломочных пород, образующих всевозможные сочетания, многократно сменяющиеся как в разрезе, так и по простиранию комплекса. Многообразие этих сочетаний определяется невыдержанностью состава вулканических пород, непостоянством соотношения вулканической и осадочной составляющих комплексов и его общей фациальной пестротой.

2. Среди вулканических пород преобладают разности андезитового состава с отклонением, с одной стороны, до кислых и щелочных дифференциатов, с другой — до андезит-базальтов и базальтов (что менее характерно). Во времени наблюдается постепенное покисление андезитовых расплавов и относительное увеличение роли неандезитовых дифференциатов. Попутно с этим наблюдается возрастание коэффициента эксплозивности от первых десятков процентов в нижнем мелу до 55% в более высоких частях комплекса. Вулканические центры, поставляющие расплавы разной основности, были пространственно разобщены, причем их положение не менялось на протяжении достаточно длительных промежутков времени.

3. Накопление эффузивных и пирокластических пород сопровождалось внедрением многочисленных интрузий гранитоидов, которым свойственна та же направленность в изменении состава, что и в синхронных им вулканогенных образова-

ниях. Обе группы пород, несомненно, находятся в тесной генетической связи и в совокупности образуют единый вулканоплутонический комплекс.

4. Осадочная составляющая комплекса представлена разнообразными клас- тическими породами, среди которых изредка встречаются линзы гипсов и известняков, в большинстве случаев озерного происхождения. Для клас- тических пород наиболее характерны грубообломочные разности (конгломераты, гравелиты), а также косослоистые красноватые песчаники.

5. В составе комплекса обособляются ассоциации пород трех типов: соб- ственно молассовые, андезитовые и трахилипаритовые, которые сменяют друг друга как в латеральном направлении, так и по разрезу. Границы между этими ассоциациями в значительной мере условны, так как они связаны постепенным переходом через промежуточные парагенезы (андезит-молассовые, липарит-мо- лассовые и т.д.), в которых приблизительно в равном количестве представлены осадочные и вулканические породы.

6. Накопление вулканогенно-молассового комплекса происходило преимущест- венно в наземной обстановке в условиях расчлененного рельефа. Только в его наиболее низких горизонтах, отвечающих неокому, локально представлены отло- жения осолоняющихся лагун и реликтовых озер морского происхождения, кото- рые вверх по разрезу сменяются исключительно субаэральными образованиями.

7. Марганцевые месторождения локализируются в строго ограниченном интер- вале разреза вулканогенно-молассового комплекса (баррем-альб) и только на определенном участке полюсы его выходов. Так, при суммарной мощности комп- лекса, примерно равной 15 000-18 000 м, его рудоносная часть составляет всего 1500-1600 м, причем месторождения сосредоточены на отрезке протя- женностью в 250 км (общая протяженность вулканического пояса около 2500 км). За пределами этого интервала отложения вулканогенно-молассового комплекса не несут никаких признаков оруденения.

Залежи марганцевых руд связаны с парагенезами пород андезит-молассово- го типа. Накопление этих толщ пород происходило в переходной обстановке, для которой характерно чередование субаэральных отложений (которые являются преобладающими) с отложениями осолоняющихся лагун и реликтовых озер мор- ского происхождения. Руды связаны с водоотложенными образованиями. Они представлены преимущественно браунитом и пирролизитом и образовались вулка- ногенно-осадочным путем.

8. Помимо марганцевых месторождений, с вулканогенно-молассовым комп- лексом связаны многочисленные месторождения меди ("Медный пояс Чили"). Контуры медной металлогенической провинции соответствуют границам распро- странения вулканических образований мела и палеогена [46]. Пространственно месторождения меди и марганца разобщены.

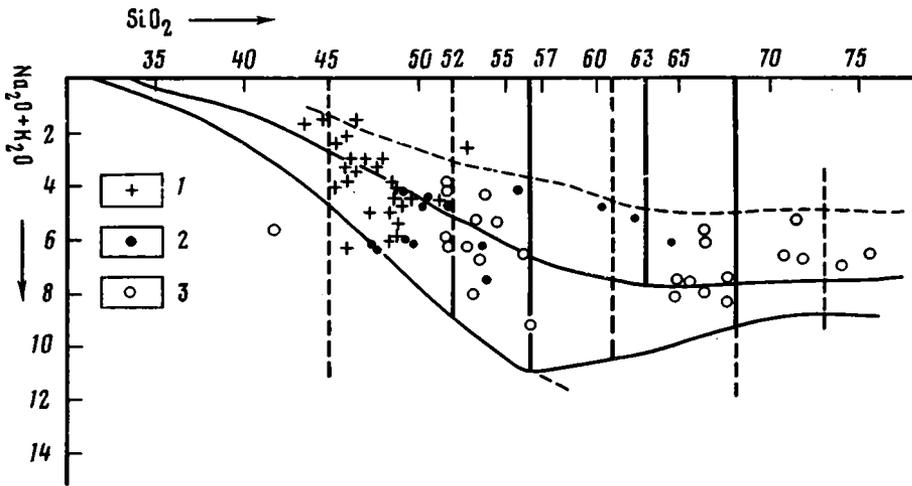
9. Вулканогенно-молассовый комплекс формировался в завершающую (оро- генную) стадию процесса геосинклиналиного развития, в течение которой про- исходило превращение земной коры переходного типа в относительно однород- но построенную континентальную кору.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАРГАНЦЕВОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Из рассмотренного материала следует, что в пределах Тихоокеанского пояса марганцевые месторождения локализируются в составе вулканогенно-осадочных фор- маций, отвечающих разным стадиям геосинклиналиного процесса (формация началь- ной, переходной и завершающей стадий соответственно Францисканский, Кубинский и Чилийский типы)¹. В ходе этого процесса, в основе которого лежит преобразо- вание земной коры океанического типа в континентальную, изменялся веществен-

¹Здесь и в дальнейшем под Чилийским типом формации подразумевается вулканогенно-молассовый комплекс Чили.



Фиг. 34. Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для вулканических пород формаций Францисканского (1) и Кубинского (2) типов и нижнего мела Чили (3)

ный состав рудовмещающих ассоциаций пород, соотношения вулканической и осадочной составляющих парагенезов, а также условия их накопления (табл. 25). Различное сочетание перечисленных факторов создавало самый разнообразный фон для рудонакопления и накладывало несомненный отпечаток на общий облик месторождения. При сравнении выделенных типов формаций выделяются следующие свойственные им черты сходства и различия.

1. В изменении состава вулканических образований в выделенных типах формаций наблюдается определенная направленность, нашедшая свое отражение как в ряду излившихся, так и интрузивных пород. Так, эффузивы и их пирокластические производные в формациях Францисканского типа представлены преимущественно толеитовыми базальтами, для Кубинского типа наиболее характерны андезит-базальты и для Чилийского — андезиты, которые во времени становятся все более кислыми (фиг. 34). Попутно с изменением состава вулканитов от формации к формации возрастает степень дифференцированности магматических расплавов: в первом случае почти все породы относятся к группе базальтов, во втором наблюдаются отклонения от доминирующих андезит-базальтов до базальтов и до андезит-дацитов (изредка до более кислых разновидностей), в третьем представлены отчетливо дифференцированные вулканические серии, в составе которых на андезитовом фоне обособляются трахилипаритовые и трахилипаритовые игнимбритовые ассоциации, слагающие крупные тела.

2. Вулканические породы в сравниваемых формациях отличаются не только по составу, но и по способу образования. В формациях Францисканского типа это преимущественно эффузивы; в Кубинском главная роль принадлежит вулканогенно-обломочным породам типа тейфроидов, туффитов и вулканогенно-терригенных образований; в Чилийском одинаково широко представлены как эффузивы и их пирокластические производные, так и вулканогенно-терригенные образования.

3. Излияния лав в формациях Францисканского типа повсеместно сопровождались интенсивным кремненакоплением, что не характерно ни для Кубинского, ни для Чилийского типов.

4. Формации отличаются по проявлениям интрузивного (гранитоидного) магматизма. Для Францисканского типа гранитоиды вообще не характерны. В формациях Кубинского и Чилийского типов интрузивы генетически тесно связаны с излившимися породами и образуют в совокупности с ними единые вулканогенно-плутонические комплексы. Состав гранитоидов от формаций Кубинского типа к Чилийскому несколько изменяется: в первом случае это преимущественно диориты и плагиограниты, во втором — диориты, адаметиты и гранодиориты. В Чили, где внедрение интрузий происходило на протяжении длительного промежутка времени и в несколько фаз, их состав изменялся от генерации к генерации, проявляя тенденцию к покислению.

Таблица 25. Марганценовые вулканогенно-осадочные формации Тихоокеанского пояса (мезо-кайнозой)

Типы формаций и комплексы	Францисканский (вулканогенно-кремнисто-граувакковый) тип	Кубинский (андезитово-вулканогенно-обломочный) тип	Чилийский вулканогенно-молассовый формационный комплекс
Соотношения составляющих парагенезов	Преобладают осадочные образования, вулканиты подчинены	Преобладают вулканиты, осадочные породы подчинены	Соотношения вулканитов и терригенных пород непостоянны
Осадочные породы	Граувакковые песчаники, подчиненные линзы известняков, прослойки внутриформационных конгломератов	Известняки, слагающие отдельные линзы среди вулканитов, известняки преимущественно в верхней части формации обособляющиеся в самостоятельную пачку	Конгломераты, песчаники, реже алевролиты; известняки преимущественно озерного происхождения, гипсы
Характеристика парагенезов Вулканические породы	Преимущественно толеитовые базальты и спилиты. Излияния лав сопровождались интенсивным кремне-накоплением	Эффузивы и разнообразные вулканогенно-обломочные образования преимущественно андезит-базальтового состава. Излияния лав кремне-накоплением не сопровождались	Эффузивы преимущественно андезитового состава, их пирокластические производные, вулканогенно-терригенные породы. Локальное развитие трахилипаритовых и нимбритовых ассоциаций
Граниоидный магматизм*	Нет	Интрузии диоритов и плаггиогранитов	Крупные батолиты гранитоидов, преимущественно диоритов, адаметитов и гранодиоритов
Рудоносность	Марганцевые, реже железные руды окисного и карбонатного состава. Руды и ассоциирующие с ними кремнистые породы имеют вулканогенно-осадочное происхождение	Марганцевые руды окисного состава. Руды и связанные с ними кремнистые породы имеют гидротермально-метасоматическое происхождение	Марганцевые руды окисного состава, вулканогенно-осадочного происхождения
Палеогеографическая обстановка осадконакопления	Отложения периферических частей океанического бассейна	Отложения краевых, связанных с океаном островных морей	Наземная обстановка осадконакопления. Среди субэвральнотложений локально распространены озерные, лагунные образования
Стадии геосинклиналиного процесса	Начальная (океаническая)	Переходная	Завершающая (континентальная)

Примечание. Подчеркнуты главные члены парагенезов.

* Имеются в виду интрузии, входящие в состав вулканоплутонических комплексов соответствующих формаций.

5. Характер осадочных пород в рассматриваемых формациях, так же как и соотношение их осадочной и вулканической составляющих, изменяется от типа к типу. Только формации Францисканского типа характеризуются резким преобладанием осадочных пород над вулканическими. Их фон составляют терригенные породы (преимущественно граувакковые песчаники), образовавшиеся за счет размыва крупных участков суши, расположенных за пределами области накопления осадков.

В формациях Кубинского типа осадочная составляющая подчинена вулканической и представлена известняками. Характерной особенностью формации является крайне ограниченное развитие в них терригенных пород при широком распространении вулканотерригенных.

В вулканогенно-молассовом комплексе Чили количественные соотношения между осадочными и вулканическими породами непостоянны, но чаще вулканисты преобладают. Осадочная составляющая представлена преимущественно терригенными образованиями при резко подчиненном развитии известняков. Терригенный обломочный материал образовывался как в результате крупных внутрiformационных размывов, так и за счет разрушения относительно удаленных областей суши. Наряду с терригенными породами в вулканогенно-молассовом комплексе широко представлены и вулканотерригенные образования.

6. Формации выделенных типов накапливались в резко отличных палеогеографических условиях. От Францисканского типа к Чилийскому обстановка седиментации изменялась от океанической до континентальной. Ассоциации пород Францисканского типа — образования открытых океанических бассейнов, накопление которых происходило в глубоких трогах, развивающихся непосредственно на океанической коре. Формации Кубинского типа накапливались в условиях мелководных, связанных с океаном морей, в которых имелись отдельные островные гряды вулканического происхождения. Вулканогенно-молассовый комплекс Чили формировался преимущественно в наземной обстановке, в условиях расчлененного рельефа. Только в его наиболее низких горизонтах локально представлены отложения осолоняющихся лагун и реликтовых озер морского происхождения, которые вверх по разрезу сменяются исключительно субаэральными образованиями.

Выявив основные черты сходства и различия рассмотренных формаций, попытаемся проследить как в них изменяется характер марганцевого оруденения, с какими отложениями связаны руды и какими факторами определяется место их локализации в составе тех или иных ассоциаций пород. Из анализа изложенных выше данных вытекают следующие выводы.

1. Марганцевые руды в разных типах формаций отличаются по своим минералогическим особенностям. Только во Францисканском типе они представлены окисными и карбонатными разностями, тогда как Кубинскому и Чилийскому свойственны исключительно окисные руды². Характерно, что тенденция к мономинеральности особенно ярко выражена в формациях Кубинского типа, где главные рудные залежи сложены почти исключительно тодорокитом и пиролюзитом.

2. Для формаций Францисканского типа весьма характерны биметаллические образования типа железистых марганцевых руд и марганецсодержащих железных руд. Иногда в составе продуктивных пачек присутствуют и самостоятельные железорудные концентрации, имеющие ту же генетическую природу, что и ассоциирующие с ними марганцевые руды. Их сходство подчеркивается однотипностью структурных и текстурных особенностей, а также минералогическим составом: железо, подобно марганцу, присутствует в форме окисных и карбонатных соединений. Марганцевые руды, связанные с формациями Кубинского и Чилийского типов, — монометаллические образования, характеризующиеся высоким марганцевым модулем. Самостоятельные железорудные концентрации для этих формаций также не характерны.

² Силикаты марганца, развитые в зонах повышенного метаморфизма, не учитываются.

3. Марганцевые руды в составе формаций Францисканского и Чилийского типов имеют вулканогенно-осадочное происхождение, тогда как в Кубинском они образовались путем выборочного замещения вмещающих пород соединениями марганца, которые выносились восходящими растворами в заключительную фазу вулканической деятельности. В состав продуктивных пачек марганцевых месторождений францисканских и кубинских формаций входят кремнистые породы того же генезиса, что и руды (соответственно вулканогенно-осадочные и метасоматические кремнистые образования).

Рудные соединения в вулканогенно-осадочном процессе могли выноситься как гидротермальными источниками, деятельность которых сопровождали излияния лав базальтового и андезитового состава, так и освобождаться в результате реакции раскаленной магмы с морской водой. Рудные концентрации возникали в непосредственной близости от источников, поставляющих соединения марганца.

4. Во всех рассмотренных формациях марганцевые руды образуют тела линзовидной или пластообразной формы, залегающие согласно с вмещающими породами. В формациях Францисканского типа месторождения и особенно рудопроявления многочисленны, но по размерам невелики. Они неизменно входят в состав кремнисто-вулканических ассоциаций пород, за пределами которых всякие признаки оруденения пропадают. В интервалах между относительно значительными рудными концентрациями широкое развитие имеют бедные марганцевые руды или просто марганецсодержащие кремнистые породы, в результате чего общая протяженность рудоносных горизонтов значительна. Переход от богатых разностей руд к бедным постепенен.

В формациях Кубинского и Чилийского типов руды также сосредоточены в определенных стратиграфических интервалах, но в их пределах отчетливо проявляется тенденция к локализации оруденения в изолированных телах, пространственно разобнесенных значительными участками "пустых" пород. Руды относительно богатые, их залежи оконтурены резко. Разобненность рудных залежей в формациях Кубинского и Чилийского типов вызвана разными причинами, о которых будет сказано ниже.

5. Марганцевые руды вулканогенно-осадочного происхождения накапливались в разных физико-географических условиях. В формациях Францисканского типа они входят в состав непрерывных морских серий, накопление которых происходило в относительно глубоководных океанических условиях, в Чили - связаны с отложениями озер, обособляющихся на фоне суши, либо локализируются в приустьевых частях наземных гидротермальных источников.

6. Место локализации рудных залежей внутри формаций определялось не только положением источников, поставляющих рудные соединения, но и наличием условий, способствующих, с одной стороны, выпадению рудных взвесей и, с другой - обеспечивающих возможность их накопления. Крупные рудные концентрации возникали в случае удачного совмещения перечисленных факторов. В формациях Францисканского типа условия, благоприятные для накопления рудных илов, создавались в наиболее прогнутых участках морского дна, защищенных от действия подводных течений. В Чили роль своеобразных ловушек рудных взвесей играли озера. Представляется, что положением последних в значительной мере определялось распределение руд в теле формации, в частности изолированность отдельных рудных залежей.

Марганцевые руды в формациях Кубинского типа образовались путем выборочного замещения соединениями марганца определенных пластов пород, расположенных на пути миграции питающих растворов. Положение рудных тел и их форма контролировались контурами восходящих потоков этих растворов в сечении плоскости слоистости вмещающих пород. Дополнительным фактором, определяющим место локализации руд, являлось наличие пластов-осадителей, физико-химический режим которых способствовал быстрому выпадению рудных соединений из раствора. Поступление растворов происходило на отдельных изолированных участках, чем объясняется и пространственная разобненность рудных залежей.

МАРГАНЦЕНОСТЬ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ФОРМАЦИЙ ЕВРАЗИИ (на примере марганцевых месторождений СССР)

В первом разделе работы на примере мезо-кайнозойских отложений Тихоокеанского пояса было показано, что марганценовые вулканогенно-осадочные формации могут быть связаны с различными стадиями геосинклинального процесса и что в зависимости от принадлежности формаций к тому или иному этапу развития земной коры изменяются особенности их рудоносности. В настоящем разделе в том же плане анализируются некоторые марганценовые вулканогенно-осадочные формации палеозоя, представленные на территории СССР. Для рассмотрения выбраны формации, отвечающие примерно тем же стадиям развития земной коры, что и ранее описанные марганценовые серии Тихоокеанского пояса. Это не следует понимать, однако, в том смысле, что марганценовые формации, о которых пойдет речь, строго эквивалентны типам формаций, выделенным по обрамлению Тихого океана. Напротив, они могут быть представлены совершенно иными парагенезами пород прежде всего потому, что сопоставляемые формации могут относиться к одной стадии развития земной коры (начальной, переходной или завершающей), но к ее разным этапам. Кроме того, трудно ожидать полной идентичности формаций даже на близких этапах соответствующих стадий в столь разнородных в структурном отношении единицах, как Тихоокеанский пояс и рассматриваемая часть Евразии, тем более что в первом случае мы имеем дело с отложениями исключительно мезокайнозойского, а во втором – палеозойского возраста.

Ниже рассматриваются формации, включающие марганцевые месторождения Магнитогорского синклиория (Южный Урал), Усинское месторождение (хр. Кузнецкий Алатау), а также месторождения Атасульской и Джездинской групп в Центральном Казахстане.

Попытка типизации делается только для первой из перечисленных формаций – она сравнивается с марганценовыми отложениями Ланско-Джагдинского прогиба (Удско-Шантарский район Дальнего Востока). Это сопоставление дает основание для выделения формаций Уральского типа. Что касается двух других объектов, то при их рассмотрении речь идет только о конкретных формационных подразделениях.

ГЛАВА ПЯТАЯ

КАРАМАЛЫТАШСКАЯ СПИЛИТО-КЕРАТОФИРОВО-ЯШМОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Южный Урал)

Марганцевые месторождения Южного Урала сосредоточены в пределах Магнитогорского синклиория и связаны с бугульгурской яшмовой толщей, которая отвечает верхней части карамалыташской спилито-кератофирово-яшмовой формации (объем формации и ее название даются по [129]. Возраст формации определяется как нижний девон-эйфель [71-73], ее видимая мощность не превышает 1500-2000 м.

Основание формации не вскрыто. Вверх по разрезу свойственные ей эффузивно-яшмовые ассоциации пород сменяются существенно иными отложениями улутауской формации (верхняя часть эйфельского и живетский ярус среднего девона). В составе улутауской формации резко возрастает роль осадочных пород, а свойственные ей вулканиты представлены преимущественно вулканогенно-обломочными образованиями при ограниченном развитии эффузивов, причем

Фиг. 35. Типовой разрез западной части Магнитогорской зоны Южного Урала (по [38])

1 - эффузивы и туфы основного состава; 2 - эффузивы и туфы среднего состава; 3 - эффузивы и туфы кислого состава; 4 - туфо-песчаники и туфоаргиллиты; 5 - кремнистые алевролиты и туффиты; 6 - яшмы; 7 - известняки; 8 - алеволиты; 9 - песчаники; 10 - гравелиты и конгломераты; 11 - брекчии

в отличие от карамалыташской формации среди них широко представлены андезитовые разности (фиг. 35).

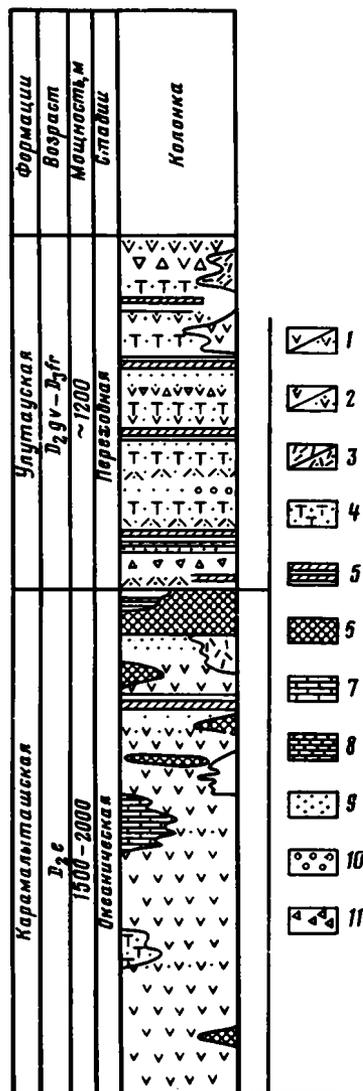
В настоящее время карамалыташская формация большинством исследователей рассматривается как образование начальной стадии развития земной коры, а улутауская относится уже к переходной стадии этого процесса [39, 78].

Состав, строение и условия накопления карамалыташской формации

Карамалыташской формации отвечает комплекс отложений, главная роль в котором принадлежит вулканитам и яшмам при ограниченном развитии осадочных пород (7-8%). Вулканиты образуют две контрастные по составу группы - основную (преобладающую) и кислую (подчиненную), в каждой из которых доминируют эффузивы и близкие им по времени образования субвулканические породы, тогда как вулканогенно-обломочные отложения играют второстепенную роль (коэффициент эксплозивности для формации в целом обычно не превышает 10%). К первой группе принадлежат диабазы, спилиты (?), афировые и порфиновые базальты, реже андезито-базальты, ко второй - липариты, липарито-дациты и дациты.

Эффузивы основного состава слагают крупные линзы и покровы, видимо, образовавшиеся в результате трещинных излияний. Иногда потоки эффузивов непосредственно наслаиваются друг на друга, образуя пачки мощностью в несколько сот метров, в других же случаях они разобщаются пропластками яшм и замещаются ими в латеральном направлении. В яшмах, как правило, присутствует гематит (содержание железа до 6%), кроме того, среди эффузивов часто обособляются массивные гематито-кремнистые включения, достигающие в поперечнике нескольких метров.

Характерной особенностью эффузивов является почти повсеместная альбитизация входящих в их состав полевых шпатов, которая связывается с натровым метасоматозом [126]. Т.И. Фролова обращает внимание на то обстоятельство, что диабазы и некоторые разности базальтов с шаровой отдельностью часто описываются как спилиты, однако в отличие от типичных представителей последних эффузивы карамалыташской формации обнаруживают бедность TiO_2 , избыток Al_2O_3 , относительно повышенное содержание CaO и более низкое содержание щелочей¹. На основании этих отклонений Т.И. Фролова приходит к выводу,



¹ И.В. Хворова с соавторами [128, 129] и О.А. Нестоянова [72] считают, что в составе карамалыташской формации, помимо диабазов, присутствуют также и спилиты. Что касается пород кислой группы, то упомянутые исследователи

Таблица 26

Средние типы эффузивных пород карамалыташской формации для Магнитогорского синклинория в целом (по Т.И. Фроловой)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
1	49,49	0,95	16,15	3,46	7,54
2	53,80	0,72	15,33	3,67	6,57
3	59,51	0,71	14,69	3,72	5,51
4	66,48	0,65	13,31	2,52	4,73
5	69,60	0,42	12,83	1,26	5,04
6	73,79	0,28	12,44	1,45	2,04

Таблица 26 (окончание)

№ п/п	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	0,15	5,99	8,25	3,02	0,48
2	0,16	5,07	6,58	3,45	0,54
3	0,12	3,10	5,40	3,82	0,70
4	0,14	1,62	2,95	4,52	0,53
5	0,13	1,41	1,57	5,73	0,71
6	0,08	0,86	1,16	5,20	0,61

Примечание. 1 - базальты (34 анализа), 2 - андезито-базальты (28 анализов), 3 - андезиты (9 анализов), 4 - дациты (9 анализов), 5 - липарито-дациты (4 анализа), 6 - липариты (28 анализов).

что "базальтоидная группа пород карамалыташской формации не относится к типичным спилитам, хотя некоторые единичные анализы близки к ним" [126, с. 98]. По соотношению щелочей рассматриваемая базальтовая серия относится к типично натриевой. Состав эффузивных пород приводится в табл. 26 и 27.

Пирокластические породы основной группы представлены шлаковыми туфами, которые накапливались вблизи вулканических построек. Последние связываются с вулканами центрального типа, которые, видимо, возникли на базальтовых массивах, образовавшихся в результате трещинных излияний и функционировали в более поздние периоды накопления формации.

Вулканиты кислой группы появляются среди пород основного состава преимущественно в верхней части формации. Чаще всего они образуют локальные массивы, участвующие в строении стратовулканов. Липариты и липарито-дациты слагают небольшие субвулканические и экструзивные тела, реже маломощные потоки, чередующиеся с прослоями туфов того же состава. В некоторых случаях наблюдается относительно дробное переслаивание пачек, сложенных кислым и основным вулканическим материалом. Локально представлены скопления агломератов, вулканических брекчий и спекшихся туфов, которые по простиранию иногда сменяются вулкано-терригенными породами, включающими прослой тефроидов и туффитов. Вулканиты кислой группы, так же как и ассоциирующие с ними базальтоиды, характеризуются четко выраженной натровой специализацией.

Помимо вулканических пород, для карамалыташской формации весьма харак-

дователи объединяют их под названием альбитофиров и кератофиров. Именно эти категории пород и приводятся в табл. 27, составленной по данным И.В. Хворовой и О.А. Нестояновой, и на основании их выделения карамалыташская формация была описана И.В. Хворовой под названием спилито-кератофирово-яшмовой. Т.И. Фролова определяет эту формацию как базальт-липаритовую (диабаз-альбитофировую).

терны яшмы, которые образуют многочисленнее линзы и прослои среди эффузивов основного состава, а в самой верхней части формации локализуются в самостоятельный горизонт, залегающий на различных вулканических образованиях. Этот горизонт вошел в литературу под названием "бугульгырская яшмовая толща".

Бугульгырская толща в литологическом отношении неоднородна: только в некоторых разрезах она представлена почти чистыми яшмами, в большинстве же случаев яшмы содержат многочисленные линзы туффитов или же переслаиваются с различными вулканогенными породами. По простиранию толща сменяется пачками кремнистых туфогенных пород, иногда содержащих линзы известняков. Известны также случаи ее замещения вулканическими породами как кислого, так и основного состава. Мощность бугульгырской толщи изменчива: она не превышает 200–300 м, а в отдельных случаях сокращается до нескольких десятков метров [28, 129].

Яшмы бугульгырской толщи в большинстве случаев окрашены в красные тона, реже встречаются разности серого и черного цвета. Это полосчатые породы, состоящие из крипто- и микрокристаллического кремнезема, преимущественно кварца, содержащие многочисленные остатки радиолярий. Последние распределяются в яшмах очень неравномерно: в некоторых разностях они совсем отсутствуют, в других являются доминирующим компонентом. Изредка в яшмах обнаруживается послойная примесь обломочного материала алевритовой размерности (кварц и албит). В красных яшмах, как правило, присутствует гематит (содержащий железа до 6%), либо густо и равномерно пронизывающий кремнистую массу, либо образующий в ней отдельные стяжения и прожилки. Кроме того, довольно широко распространены слабомарганцовистые разности яшм. В серых и черных разностях яшм содержание железа значительно ниже и гематит вообще не представлен.

А.А. Гаврилов отмечает, что во всех яшмах независимо от их окраски содержится одинаковое и очень незначительное количество глинистых и пепловых частиц. Химический состав яшм бугульгырской толщи отражен в табл. 28.

Яшмы трактуются как образования вулканогенно-осадочного генезиса, причем поступления кремнезема связываются с гидротермальными источниками. Судя по тому, что прослой яшм присутствуют на разных горизонтах формаций, гидротермальная деятельность существовала всему периоду ее накопления, однако наиболее благоприятные условия для образования значительных скоплений кремнистых илов возникали в эпоху спада вулканической активности, т.е. в заключительный этап накопления формации. В это время поступление эффузивного и пирокластического материала в бассейн седиментации резко сократилось, в результате чего кремнистые осадки не разубоживались и создавались благоприятные предпосылки для возникновения их крупных концентраций.

Осадочные породы в составе карамалыташской формации имеют ограниченное распространение. Они представлены известняками, образующими редкие и сравнительно небольшие линзы, приуроченные к ее верхним горизонтам. Толщина этих линз только иногда достигает 25–35 м, а длина не превышает нескольких сот метров [129]. Известняки залегают обычно на конгломератах и шлаковых туфах и представлены обломочными и органогенными разностями. Участками они интенсивно окремнены и ожелезнены.

Тела известняков представляют собой остатки небольших рифовых построек, возникших на вулканических конусах. Обломочные разности известняков образовались за счет разрушения рифов в результате абразии и при землетрясениях.

Слагающие карамалыташскую формацию породы группируются в определенные сообщества, что дает основание для выделения в ее составе более drobных подразделений, которые могут быть приравнены к подформациям. Представляется целесообразным выделение трех подформаций: недифференцированных базальтов (диабазо-спилито-кремнистой), контрастно дифференцированной (базальт-липаритовой) и яшмовой. Четких стратиграфических ограничений перечис-

Таблица 27

Химический состав эффузивных пород карамалыташской формации

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO
1	51,64	1,25	14,00	2,13	8,56	0,19	4,40	7,23
2	51,18	1,06	13,10	3,06	7,62	0,16	8,00	4,99
3	51,72	0,88	16,10	4,17	8,83	0,14	7,80	4,83
4	52,00	0,65	15,73	4,24	4,88	0,14	9,20	5,83
5	50,34	1,23	15,28	4,59	7,97	0,16	8,26	4,83
6	46,30	0,39	14,63	2,42	7,84	0,28	5,88	11,50
7	57,25	0,74	16,05	4,16	4,02	0,14	6,27	4,10
8	47,88	1,75	15,85	5,20	8,38	0,14	9,38	5,29
9	58,94	1,94	16,59	6,18	5,44	0,15	5,67	3,20
10	55,98	0,07	16,28	2,76	6,61	0,16	5,32	3,87
11	53,83	1,10	14,48	4,36	6,68	0,18	6,91	4,58
12	52,43	0,53	16,12	2,94	6,67	0,28	3,99	6,91
13	53,44	0,49	16,01	2,61	4,73	0,12	10,85	4,97
14	53,2	0,49	16,48	2,20	5,46	0,13	8,43	6,21
15	59,63	0,86	15,52	1,86	5,23	0,10	3,38	3,83
16	51,55	0,95	13,98	4,37	8,66	0,19	7,66	4,88
17	75,45	0,30	13,64	3,12	0,62	0,08	0,92	0,83
18	75,76	0,25	12,59	2,75	0,40	0,04	0,66	0,44
19	74,60	0,31	13,57	1,58	1,03	сл.	1,42	0,50
20	69,70	0,28	14,28	1,34	3,30	0,15	1,90	1,54
21	67,91	0,49	13,27	0,97	6,45	0,08	2,46	1,07
22	72,84	0,32	12,60	2,43	1,74	0,03	1,77	0,17
23	77,54	0,19	12,90	0,92	0,82	0,02	1,00	0,10
24	76,28	0,78	10,31	1,88	3,23	0,04	1,05	0,18
25	77,70	0,64	10,79	1,63	2,79	0,05	0,91	0,27
26	66,48	0,43	14,84	1,55	3,95	0,15	1,36	1,66
27	68,3	0,38	12,70	1,97	3,16	0,10	2,62	2,15
28	73,11	0,28	12,39	2,34	2,51	0,11	1,24	0,88

Примечание. Образцы 1-16 - диабазы и спилиты: 1-10 - данные О.А. Нестояновой; 11-16 - данные И.В. Хворовой; 17-28 - альбитофиры и кератофиры

Таблица 28

Химический состав яшм бугулыгырского горизонта, % (по [28])

№ п/п	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO
1	2375	82,14	0,21	3,38	3,25	4,07	0,16	0,85
2	2399	87,11	0,13	2,30	4,22	2,30	0,05	0,55
3	2408	86,31	0,17	2,51	5,62	1,15	0,78	0,61
4	2495	81,57	0,23	3,19	10,05	Нет	1,34	0,55
5	2494	82,80	0,30	3,65	7,13	1,53	0,85	0,61
6	2457	91,20	0,13	2,54	1,99	1,36	0,06	0,73
7	2497	94,04	0,11	2,16	Нет	1,44	0,02	0,61
8	2276	93,36	0,13	2,65	0,47	0,60	0,05	0,61
9	2349	94,11	0,04	2,26	0,61	0,86	0,14	0,61
10	2353	94,47	0,08	2,40	0,55	0,29	Нет	0,67
11	2369	93,37	0,17	3,00	0,62	0,31	0,02	0,61
12	2500	86,92	0,21	5,54	0,05	2,00	0,08	0,73
13	2509	91,33	0,17	2,88	0,82	2,24	0,28	0,39
14	2510	89,56	0,21	4,51	1,04	0,88	0,01	0,78

Примечание. 1-5 - яшмы вишнево-красного цвета; 6 - полосчатые (красные и серые) яшмы; 7-11 - яшмы серого цвета; 12-14 - яшмы черного цвета.

Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C	P ₂ O ₅	Сумма	Na ₂ O + K ₂ O
2,96	0,46	6,96	0,30	Не опр.	Не опр.	0,12	100,20	3,42
3,62	0,48	2,85	0,52	"	"	Не опр.	99,64	4,10
2,06	0,82	2,28	Не опр.	"	"	0,10	99,73	2,88
3,38	0,28	3,79	0,29	"	"	0,08	100,49	3,66
2,74	0,77	3,48	0,75	"	"	Не опр.	100,40	3,51
2,05	1,24	7,08	Не опр.	"	"	0,10	99,71	3,29
3,20	0,48	3,27	0,44	"	"	Не опр.	100,12	3,68
2,12	0,22	3,30	Не опр.	"	"	"	99,51	2,34
5,16	0,26	2,28	"	"	"	"	99,81	5,42
3,33	1,96	2,36	"	"	"	"	99,70	5,29
3,32	0,45	3,04	0,65	0,40	Нет	0,68	100,66	3,77
4,92	0,18	4,30	0,57	Нет	0,14	0,37	100,35	5,10
2,79	1,15	2,61	0,24	0,16	Нет	0,61	100,79	3,94
3,75	1,03	2,69	0,48	Нет	0,04	0,30	100,89	4,78
4,78	0,90	2,90	0,32	0,52	Нет	0,66	100,49	5,68
3,48	1,21	2,75	0,43	Нет	"	0,48	100,59	4,69
6,22	0,18	0,59	0,26	Не опр.	Не опр.	0,03	100,24	6,40
5,80	1,00	0,39	0,24	"	"	0,04	100,36	6,80
5,69	0,51	0,91	0,16	"	"	Не опр.	100,28	6,20
5,62	0,88	1,13	0,28	"	"	0,10	100,50	6,50
3,27	0,77	2,66	0,20	"	"	0,10	99,69	4,04
4,19	1,17	1,92	0,16	"	"	0,05	99,39	5,36
4,45	1,80	0,50	0,18	"	"	Не опр.	100,42	6,25
4,75	0,93	0,42	Не опр.	"	"	"	99,85	5,68
3,92	0,93	0,30	"	"	"	"	99,93	4,85
6,33	0,36	1,93	0,19	0,68	0,42	0,34	100,67	6,69
5,66	0,24	1,76	0,14	1,40	Нет	0,38	99,56	5,90
4,79	0,36	1,08	0,14	Нет	"	0,36	99,59	5,15

(в том числе и кварцевые разности): 17-25 - данные О.А. Нестояновой;
26-28 - данные И.В. Хворовой.

MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C	P ₂ O ₅	Сумма
2,29	0,10	0,18	2,20	0,45	0,24	0,04	0,09	99,59
1,37	0,06	0,08	0,85	0,48	Нет	Нет	0,07	99,57
0,85	0,03	0,25	0,64	0,50	"	"	0,10	99,52
0,20	0,06	0,22	1,35	0,64	"	0,05	0,12	99,57
1,12	0,23	0,39	0,94	0,30	"	Нет	0,07	99,92
0,70	0,10	0,30	0,61	0,18	"	0,10	0,08	100,08
0,25	0,13	0,30	0,30	0,20	"	Нет	0,03	99,59
0,10	0,10	0,35	0,60	0,36	"	0,09	0,04	99,51
0,23	0,13	0,25	Нет	0,40	"	Нет	0,03	99,67
Нет	0,10	0,25	0,24	0,40	"	"	0,07	99,52
0,16	0,16	0,30	0,41	0,38	"	"	0,02	99,53
0,62	2,00	0,12	0,95	0,24	"	"	0,05	99,51
0,87	0,16	0,18	0,68	0,20	"	"	0,05	100,25
0,27	0,56	0,36	0,90	0,38	"	0,08	0,11	99,65

Таблица 29

Химический состав марганцевых руд месторождений Восточной Башкирии, % (по [28])

№ п/п	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MnO ₂	CaO	*
1	2213	22,14	0,27	3,21	7,12	Нет	26,38	30,86	3,55	
2	2221	11,96	0,24	1,35	2,77	"	6,92	61,06	3,57	
3	2326	30,12	0,28	3,82	5,15	"	3,22	46,28	1,45	
4	2342	21,35	0,33	4,34	7,58	"	27,33	27,70	5,65	
5	2439	19,43	0,16	2,14	2,21	"	10,10	52,64	0,81	
6	2448	18,57	0,10	2,06	3,22	"	7,90	59,62	1,29	
7	2463	37,88	0,12	1,53	5,19	"	11,61	35,75	1,79	
8	2478	45,11	0,11	1,88	2,78	"	7,50	36,16	1,13	
9	2489	24,57	Нет	0,18	0,65	"	50,84	1,05	2,43	
10	2490	21,78	"	Нет	2,44	"	50,27	0,85	3,06	
11	2491	26,60	"	"	2,09	"	50,00	2,00	2,75	

Примечание. Браунитовые и псиломелан-браунитовые руды месторождений: 1 - Рахметовского, 2 - Габдинского, 3 - Аюсазовского, 4 - Аумышевского, 5 - Мамилинского,

ленные подразделения не имеют, и об их положении в разрезе формации можно говорить только в общей форме².

Анализ слагающих карамалыташскую формацию отложений показывает определенную направленность их изменения во времени. Установлено, что для нижней части формации наиболее характерны относительно однородные диабазово-спилитовые (базальтовые) ассоциации (подформации недифференцированных базальтов), в состав которых как правило, входят и яшмы. Вулканические породы кислого состава в этой части разреза представлены очень ограниченно, в количествах не определяющих общий облик формации.

Во времени роль кислых вулканитов постепенно возрастает и в верхней части формации уже появляются их довольно значительные, хотя и спорадически встречающиеся скопления. Таким образом, недифференцированные базальты вверх по разрезу постепенно сменяются контрастными ассоциациями пород, для которых характерна тесная пространственная и временная связь вулканических пород кислой и основной групп (контрастно-дифференцированная базальт-липаритовая подформация). Естественно, что граница между рассмотренными подформациями носит условный характер и не отвечает какому-то определенному стратиграфическому уровню.

Формация венчается бугульгырской яшмовой толщей, которая выделяется в яшмовую подформацию.

Карамалыташская формация накапливалась в морском пелагическом бассейне, в зоне активной вулканической деятельности, которая, по существу определяла петрофонд формации. Несмотря на то что формация представлена непрерывной морской серией, палеогеографическая обстановка ее накопления во вре-

² В настоящее время рассматриваемый комплекс отложений в формационном отношении интерпретируется по-разному. В.В. Коптева [47] в его составе выделяет две формации (недифференцированных базальтов и контрастно-дифференцированную базальт-липаритовую) и подформацию яшм и других кремнистых пород. Все три подразделения, по В.В. Коптевой, отвечают океанической стадии развития эвгеосинклинали.

Т.И. Фролова, И.А. Бурикова [126] говорят о единой карамалыташской формации, которую они в целом определяют как контрастную базальт-липаритовую (диабаз-альбитофировую) и рассматривают как образование ранней стадии развития геосинклиналей. В отличие от разделяемых нами представлений И.В. Хворовой Т.И. Фролова бугульгырский яшмовый горизонт в карамалыташскую формацию не включает.

Выделяемые нами подформации, по существу, отвечают подразделениям В.В. Коптевой, поэтому они описываются под названиями, предложенными этим автором.

MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C	P ₂ O ₅	BaO	Сумма
0,35	0,48	1,04	1,24	0,73	Нет	Нет	0,05	2,22	99,64
0,17	0,28	1,32	3,65	5,77	0,08	"	Нет	0,39	99,53
0,12	0,16	0,78	3,77	1,29	Нет	"	"	3,11	99,55
0,23	0,16	0,22	3,58	1,15	"	"	"	0,32	99,94
0,06	0,16	1,04	2,85	0,28	"	"	"	7,65	99,53
0,23	0,19	1,31	3,33	1,31	"	"	0,01	0,45	99,59
Нет	0,14	0,33	2,04	0,71	"	"	Нет	2,47	99,56
0,23	0,14	0,76	1,63	0,77	"	"	"	1,44	99,64
0,47	0,11	0,08	0,43	0,21	18,50	"	"	0,08	99,60
0,33	0,11	0,06	2,07	0,36	19,16	"	"	Нет	99,89
0,88	0,11	0,06	3,06	0,58	11,38	"	"	"	99,52

6 - Губайдуллинского, 7 - Юмагжинского, 8 - Файзуллинского, 9-11 - родонит-карбонатные руды Файзуллинского месторождения.

мени не оставалась неизменной. В начальные этапы накопления формации, которые характеризовались массовыми подводными излияниями лав, носящими трещинный характер, морской бассейн был достаточно глубокий. По мнению И.В. Хворовой, об относительно глубоководной обстановке образования эффузивов говорит низкая пористость лав, отсутствие среди них хорошо выраженных миндалекаменных разностей и слабо проявившаяся зональность отдельных подушек. Не противоречит этому выводу также и ограниченное карбонатнакопление и незначительное развитие вулканогенно-обломочных образований. Со временем происходит усложнение рельефа морского дна, связанное с началом формирования вулканов центрального типа, придававших бассейну островной характер. Именно в это время в разрезе формации появляются рифогенные известняки и возрастает количество вулканокластических пород.

Морской бассейн, в пределах которого существовали отдельные поднятия вулканического происхождения, сохранялся в течение всего времени накопления формации, хотя тенденция к его обмелению постепенно нарастала.

Марганценоность формации

В составе карамалыташской формации, помимо многочисленных мелких рудопроявлений, известно двенадцать марганцевых месторождений, причем они связаны с бутульгырской яшмовой толщей (подформацией) и сосредоточены в полосе ее выходов протяженностью 140 км*. Руды, как правило, локализуются среди красных яшм, содержащих только отдельные прослои кремнистых туффитов и вулканических аргиллитов. А.А. Гаврилов отмечает обычное двух- и трехчленное строение рудовмещающей кремнистой толщи. В ее составе неизменно присутствует комплекс красных яшм, которые перекрываются серыми яшмами или оказываются "упакованными" в чехол из них. Красные яшмы выклиниваются раньше, чем вся бутульгырская толща, и по краям отдельных крупных яшмовых линз развиты только серые кремнистые породы. С последними иногда ассоциируются черные разности яшм. Марганцевые руды в большинстве случаев локализуются среди красных яшм.

На месторождениях представлено от одного до трех рудных горизонтов, протяженность которых измеряется несколькими сотнями метров при средней мощности 1,5-4 м. В отдельных случаях мощность рудных горизонтов возрастает до 10 м, а протяженность измеряется километрами. Рудные горизонты обычно объединяют серию линз, располагающихся на одном стратиграфическом

* Характеристика марганцевых месторождений и трактовка их генезиса дается по Н.П. Хераскову [131] и А.А. Гаврилову [28].

уровне или кулisoобразно. В некоторых случаях линзы разобшены значительными участками безрудных или слабомарганцевых кремнистых пород, в других относительно сближены.

Отдельные рудные линзы также имеют весьма неоднородное строение. Они сложены чередующимися тонкими рудными и яшмовыми слоями, очень невыдержанной мощности и протяженности. В рудных слоях неизменно обнаруживаются яшмовые включения, а среди яшм — мелкие марганцеворудные линзочки и стяжения, часто сливающиеся в более крупные цепочки, вытянутые в плоскости пласта. Помимо прослоев, насыщенных рудными слоями и линзочками, на многих месторождениях распространены бедные руды, представленные яшмами, равномерно обогащенными марганцевыми минералами. Характерно, что в продуктивных пачках наряду с марганцовистыми яшмами представлены и их железистые разновидности (содержание Fe 14–15%). Следует отметить, что яшмам бугульгурской толщи вообще свойственны повышенные содержания марганца и железа. Так А.А. Гаврилов отмечает, что обычные рудовмещающие яшмы в пределах месторождений содержат в среднем 0,61% марганца и 6,04% железа, а в красных яшмах, развитых за пределами месторождений, содержание этих элементов соответственно составляет 0,50 и 5,68%. В серых яшмах самых верхов бугульгурской толщи и в ее периферических частях количество марганца и железа уменьшается соответственно до 0,06 и 0,22%.

Первичные руды на рассматриваемых месторождениях представлены преимущественно окисными и реже карбонатными соединениями (Файзулинское месторождение). Руды сильно изменены, седиментационные, а также диагенетические окисные марганцевые минералы в них не сохранились. Первично-окисные руды состоят почти исключительно из браунита. В рудной массе неизменно присутствуют остатки радиолярий (5–10%, реже 20% общего объема руды), а также мелкозернистые агрегаты кварца, скопления гидроокислов железа и зерна барита. На некоторых месторождениях в первично-окисных рудах встречены незначительные скопления родонита, который формировался за счет браунита [5]. Вместе с родонитом иногда присутствует бустманит.

По данным А.А. Гаврилова, первично-окисные руды характеризуются следующим составом (среднее по 19 анализам; %): марганец — 19,69–61,7, среднее 41,84; железо — 0,98–5,31, среднее — 2,27; кремнезем — 11,96–45,11, фосфор либо совсем отсутствует, либо содержится в незначительных количествах (0,01–0,05%). Химический состав браунитовых и псиломелан-браунитовых руд приводится в табл. 29.

Первичные карбонатные руды, так же как первично-окисные, сильно изменены в процессе метаморфизма. Их главными минералами являются родохрозит и родонит. Силикаты марганца образовались по первичным карбонатным рудам. Замещение родохрозита родонитом происходило очень неравномерно и с разной интенсивностью, в результате чего на рассматриваемых месторождениях, помимо собственно карбонатных руд, представлены также и их родонит-карбонатные и родонитовые разновидности. В некоторых случаях карбонатные руды интенсивно ожелезнены и на фоне серой родохрозитовой массы обособляются фиолетовые участки, сложенные либо сплошным гематитом, либо карбонатным веществом, густо пигментированным чешуйками гематита. Химический состав родонит-карбонатных руд приведен в табл. 29.

Взаимоотношения окисных и карбонатных руд описаны только на Файзулинском месторождении [131], где наблюдается переход по падению браунит-яшмовой руды, залегающей в яшмах, в силикатно-карбонатную руду в зеленых кремнистых туффилах.

Рассмотренные месторождения в настоящее время большинством исследователей трактуются как вулканогенно-осадочные, причем исходные поступления соединений железа, марганца и кремнезема связываются с вулканическими водными и газовыми выделениями при подчиненной роли процессов гальмиролиза.

Наряду с месторождениями вулканогенно-осадочного происхождения в продуктивных горизонтах карамалыташской формации представлена еще одна ка-

тегория рудных концентраций, не имеющих промышленного значения, но представляющих несомненный теоретический интерес. Это гнезда массивной, лишенной слоистости и каких-либо других осадочных признаков кварц-гематитовой породы среды яшм. Н.П. Херасковым было показано, что подобные образования имеют метасоматическую природу и в описанном им случае кремнеземом и соединениями железа замещались известняки. По времени образования эти железисто-кремнистые метасоматиты, очевидно, близки к рудам, имеющим вулканогенно-осадочное происхождение.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ФОРМАЦИИ

Резюмируя изложенный выше материал, отмечаем следующие основные черты марганценовой карамалыташской (спилито-кератофирово-яшмовой) формации.

1. Главным членом парагенеза являются вулканические породы, которые составляют фон формации. Наряду с вулканитами широкое развитие имеют яшмы, которые особенно характерны для верхних горизонтов формации, отвечающих периоду относительного затухания вулканической деятельности. Осадочная составляющая представлена известняками, имеющими спорадическое распространение.

2. Вулканические породы образуют две контрастные по составу группы – основную (преобладающую) и кислую (подчиненную), для первой из которых характерны базальтоиды, а для второй – образования липарит-дацитового ряда. Вулканиты обеих групп имеют натровую специализацию и представлены преимущественно эффузивами и близкими им по времени образования субвулканическими породами при подчиненном развитии пирокластических производных. Тенденция к контрастной дифференциации вулканитов в составе формации очень слабо проявлялась в начале ее накопления и постепенно нарастала во времени.

3. Слагающие формацию породы группируются в определенные сообщества, что дает основание для выделения в ее составе трех подформаций: недифференцированных базальтов, контрастно-дифференцированной (базальт-липаритовой) и яшмовой.

4. С яшмовой подформацией связаны марганцевые и железорудные концентрации, которые сосредоточены примерно в одном интервале разреза мощностью около 300 м. Месторождения и рудопроявления многочисленны, но по размерам невелики. Марганцевые и железорудные скопления обычно пространственно разобщены, и только в отдельных случаях встречаются железистые марганцевые руды.

Первичные марганцевые руды имели окисный и карбонатный состав, железные представлены гематитом. Как марганцевые, так и железорудные концентрации имеют преимущественно вулканогенно-осадочное происхождение, и только некоторые из них образовались гидротермально-метасоматическим путем.

5. Карамалыташской формации отвечает непрерывная морская серия, накопление которой происходило в активной вулканической зоне. В ходе образования формации изменялись характер вулканической деятельности и особенности морского бассейна. Начальный период накопления формации характеризовался трещинными излияниями лав, которые происходили в относительно глубоководной обстановке. В последующее время намечается тенденция к обмелению бассейна, что в какой-то мере было связано с появлением вулканов центрального типа.

В заключительный этап накопления формации вулканическая активность значительно ослабевает. В результате ограниченного поступления в бассейн седиментации лавового и пирокластического материала (при продолжающихся гидротермальных поступлениях) в нем создаются условия, благоприятные для накопления тонких кремнистых и рудных илов и стимулирующие возникновение рудных концентраций.

6. Карамалыташская формация является образованием начальной стадии развития земной коры.

Марганценозные толщи, во многом напоминающие карамалыташскую формацию, известны не только на Урале. Представляется, например, что в качестве аналога этой формации может рассматриваться комплекс отложений раннепалеозойского возраста, развитый в Ланско-Джагдинском прогибе (Удско-Шантаринский район Дальнего Востока).

По данным Г.И. Архипова, Г.С. Нечкина, Е.А. Панских, Л.И. Кулиш и А.Е. Кулиша [3, 15, 50, 51, 75], рудоносный комплекс Ланско-Джагдинского прогиба представлен ассоциацией пород, главная роль в которой принадлежит вулканическим и вулканогенно-осадочным образованиям при подчиненном развитии известняков и кластических отложений. Основание комплекса не вскрыто. Вверх по разрезу от сменяется преимущественно осадочными отложениями средне- и верхнепалеозойского возраста (фиг. 36).

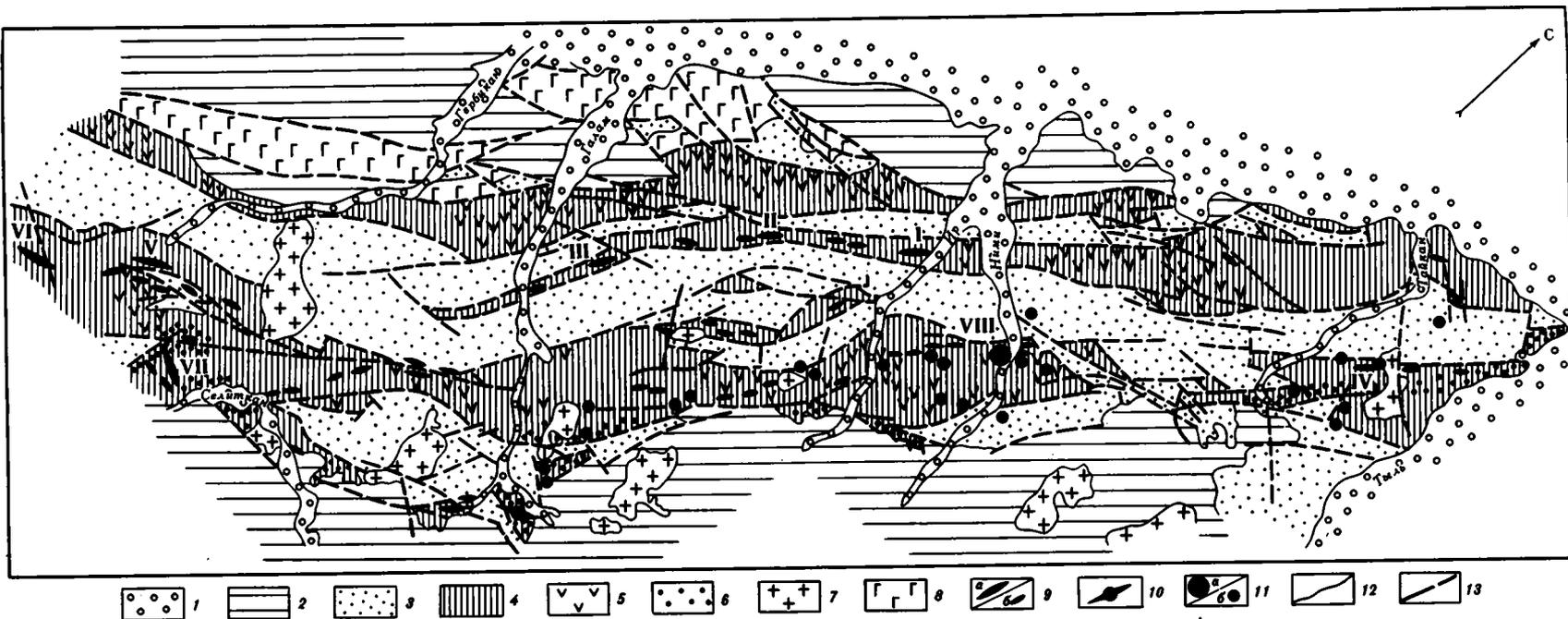
Вулканические породы в составе рассматриваемого комплекса представлены диабазами, диабазовыми порфиритами, спилитами, лаво- и туфобрекчиями, пепловыми и шлаковыми туфами, реже шальштейнами. Широко развиты лавы с вариолитовой текстурой. Г.И. Архипов и Е.А. Панских отмечают следующие химические особенности вулканических пород (табл. 30). Эффузивы имеют преимущественно натровую специализацию. Большинству из них свойствен либо промежуточный между толеитовыми и оливиновыми базальтами состав, либо состав, близкий среднему толеиту, — соответственно первый и второй этапы вулканической деятельности (вулканические циклы по Г.И. Архипову). Во времени наблюдается определенная направленность вулканического процесса, выразившаяся в следующем. Во-первых, от его первого этапа ко второму намечается тенденция к дифференциации магматического расплава, выразившаяся в некотором увеличении содержания в породах кремнезема и щелочей, а затем в появлении вулканитов с повышенным содержанием калия (в среднем до 3,75%), приближающихся по составу к трахибазальтам. Последние рассматриваются как конечные продукты вулканизма второго цикла. Во-вторых, для первого этапа вулканической деятельности более характерны подводные трещинные излияния лав, тогда как второй характеризуется эксплозивной деятельностью (поступление пеплово-туфового и лавошлакового материала).

Помимо собственно вулканических пород, в составе комплекса широкое развитие имеют кремнистые отложения, представленные яшмами, кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами. По описаниям Л.И. Кулиш, яшмы — это плотные, пестроокрашенные породы, на 96–98% состоящие из хемогенного кремнезема, часто содержащие остатки радиолярий и спикулы губок. В кварцевой породообразующей массе рассеяны минералы железа и марганца, количество которых возрастает по мере приближения к рудным телам, а также тонкий пепловый материал.

С увеличением пепловой примеси кремнистые сланцы постепенно переходят в породы туфитовой группы.

Известняки встречаются в составе комплекса в подчиненном количестве и представлены двумя типами. К первому и наиболее распространенному относятся массивные известняки, иногда содержащие водоросли и микрофитолиты, а в отдельных случаях сложенные археоциатами. Подобные известняки, по всей вероятности, имеют рифогенную природу. Они образуют отдельные тела, окруженные своеобразным шлейфом обломочных карбонатных пород. Ко второму типу относятся темные хемогенные известняки с хорошо выраженной слоистой текстурой и тонкозернистые кремнисто-карбонатные образования, содержащие большую или меньшую примесь пеплового и вулканогенного материала. Пространственно карбонатные породы первого и второго типов разобщены.

Кластические образования представлены двумя разнородными в генетическом отношении группами пород: вулканогенно-обломочными и терригенными. Первые (туфопесчаники, вулканогенные отложения и туффиты) более характерны. Что касается терригенных пород, то они появляются только в юго-



Фиг. 36. Схема геологического строения Ланско-Джагдинского прогиба, Удско-Шантарский район. Составлена Е.А. Панских с использованием материалов Ю.А. Мамонтова, Ю.И. Шербины, Г.В. Роганова, А.В. Махинина, Ф.А. Кислякова

1 - четвертичные отложения; 2 - мезозойские терригенно-вулканогенные отложения; 3 - средне-верхнепалеозойские преимущественно терригенные отложения с прослоями и линзами основных вулканитов, яшм, известняков; 4 - нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные отложения, в составе которых; 5 - основные эффузивы и туфы, 6 - терригенные породы; 7 - интрузивные породы мезозойского возраста (граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, монзониты, габро); 8 - интрузивные породы допалеозойского возраста (габбро, габбро-анортозиты, пироксениты, дуниты, серпентиниты, амфиболиты); 9 - месторождения (а) и проявления (б) железных руд: I - Ирское месторождение, II - Мильканское, III - Джалминское, IV - Тайканское, V - Гербиканское, VI - Курумское, VII - Итматинское; 10 - месторождения (а) и проявления (б) марганцевых руд: VIII - Ир-Нийское месторождение, 11 - месторождения (а) и проявления (б) марганцевых руд; VIII - Ир-Нийское месторождение, 12 - геологические границы; 13 - тектонические нарушения

1 - четвертичные отложения; 2 - мезозойские терригенно-вулканогенные отложения; 3 - средне-верхнепалеозойские преимущественно терригенные отложения с прослоями и линзами основных вулканитов, яшм, известняков; 4 - нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные отложения, в составе которых; 5 - основные эффузивы и туфы, 6 - терригенные породы; 7 - интрузивные породы мезозойского возраста (граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, монзониты, габро); 8 - интрузивные породы допалеозойского возраста (габбро, габбро-анортозиты, пироксениты, дуниты, серпентиниты, амфиболиты); 9 - месторождения (а) и проявления (б) железных руд: I - Ирское месторождение, II - Мильканское, III - Джалминское, IV - Тайканское, V - Гербиканское, VI - Курумское, VII - Итматинское; 10 - месторождения (а) и проявления (б) марганцевых руд: VIII - Ир-Нийское месторождение, 11 - месторождения (а) и проявления (б) марганцевых руд; VIII - Ир-Нийское месторождение, 12 - геологические границы; 13 - тектонические нарушения

Таблица 30

Химический состав вулканических пород (Ланско-Джагдинский прогиб; по [3])

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO
1	49,70	1,59	13,79	4,09	8,83	0,17	6,82
2	46,83	2,11	16,02	3,10	10,20	0,15	8,74
3	43,66	2,39	14,66	4,92	11,04	0,19	9,41
4	45,19	2,99	14,38	10,26	6,13	0,29	6,06
5	48,89	1,48	17,38	10,97	1,88	0,15	7,17
6	47,52	2,18	17,73	5,57	5,89	0,19	6,88
7	46,26	2,29	14,55	6,84	7,55	0,17	7,07
8	45,50	2,77	15,37	3,59	9,16	0,20	3,68
9	45,61	2,92	15,42	3,39	8,89	0,15	6,20
10	46,69	2,33	15,55	2,72	8,62	0,26	5,96
11	48,92	1,78	14,39	1,82	7,80	0,13	8,62
12	52,23	1,91	16,55	2,63	5,40	0,18	4,54
13	57,54	1,28	14,62	2,83	6,29	0,14	4,62
14	51,57	1,83	15,11	6,63	4,03	0,22	5,61
15	56,10	1,13	13,44	1,71	6,37	0,21	7,27
16	52,91	1,18	14,36	2,13	7,12	0,13	8,59
17	50,27	1,20	14,22	7,32	4,56	0,20	6,10
18	44,43	1,08	15,42	2,72	6,48	0,19	8,62
19	45,78	1,06	14,69	3,97	7,55	0,19	7,20
20	43,80	1,09	15,60	3,50	9,56	0,20	7,77
21	45,29	1,06	14,84	3,17	8,81	0,19	7,83
22	48,74	1,76	13,00	2,71	8,93	0,24	6,82
23	46,22	1,46	14,90	5,38	6,83	0,11	9,61
24	51,11	0,80	14,63	2,51	7,91	0,18	8,63
25	46,65	3,71	16,50	4,91	7,33	0,16	5,14
26	48,33	0,88	15,02	2,77	7,27	0,17	8,68
27	49,53	0,75	14,99	3,66	5,62	0,19	8,94
28	51,97	2,14	14,02	3,18	8,53	0,23	4,82
29	49,51	1,88	14,67	2,78	9,53	0,19	6,07
30	44,83	3,51	15,07	4,84	9,80	0,18	6,95
31	45,53	4,92	14,74	11,17	6,81	0,15	4,24
32	40,32	5,28	13,30	9,42	8,64	0,20	4,64
33	54,21	1,04	14,91	2,12	7,32	0,16	6,25
34	45,13	2,98	13,30	7,26	8,35	0,21	3,44
35	47,67	3,34	10,74	6,04	5,65	0,16	5,22
36	43,03	4,47	14,44	2,40	8,40	0,17	5,88
37	38,21	3,54	16,20	3,88	12,47	0,23	12,94
38	34,95	3,67	15,98	2,26	16,17	0,34	13,57
39	36,36	3,51	13,03	0,39	9,04	0,52	5,03
40	46,76	2,38	11,78	0,68	5,04	0,13	3,14
41	46,53	7,49	10,87	4,89	6,65	0,13	3,32
42	49,18	1,69	15,17	1,56	10,30	0,25	6,80
43	42,94	5,27	13,84	3,45	8,59	0,09	6,51
44	44,73	3,33	14,59	3,05	10,45	0,15	8,34
45	51,56	3,49	16,54	7,86	3,95	0,07	1,79
46	44,93	5,65	16,10	9,33	2,45	0,05	3,07
47	48,49	5,18	10,19	3,85	3,91	0,21	3,77
48	37,53	3,51	14,05	2,30	12,16	0,12	11,42
49	48,22	4,48	10,41	2,45	4,88	0,72	4,24

Примечание. Первый вулканический цикл: 1-4 - вариолиты; 5-8 - спилиты; 9-10 - диабазы; 11 - диабазовый порфирит. Второй вулканический цикл: 12-15 - вариолиты; 16-19 - вариолито-спилиты; 20-25 - спилиты; 26-33 -

	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	H ₂ O ^r	Na ₂ O + K ₂ O
	7,51	3,97	0,14	0,05	0,22	0,00	1,96	4,11
	1,96	2,87	0,72	0,12	0,56	0,03	6,37	3,59
	4,32	2,52	0,27	0,25	0,83	0,01	5,22	2,79
	5,70	1,93	3,27	0,27	0,06	0,07	3,34	5,20
	2,74	5,13	1,09	0,09	0,71	0,00	2,22	6,22
	2,64	4,96	1,40	0,28	0,44	0,00	3,57	6,36
	5,16	3,84	1,22	0,30	0,49	0,21	4,28	5,06
	8,24	3,71	0,62	0,34	5,94	0,00	He omp.	4,33
	7,84	2,91	0,60	0,25	0,32	0,04	2,90	3,51
	9,88	3,63	0,65	0,23	3,56	He omp.	He omp.	4,28
	8,12	3,90	0,34	0,11	0,22	0,06	2,21	4,24
	3,96	4,77	2,07	0,53	0,81	0,01	2,94	6,84
	4,76	4,10	0,93	0,13	0,20	0,01	1,94	5,03
	7,47	3,65	1,60	0,24	0,18	0,01	1,87	5,25
	5,19	3,41	0,76	0,16	0,79	0,04	2,76	4,17
	5,82	3,84	0,24	0,12	0,06	0,19	2,92	4,08
	4,59	4,29	0,58	0,08	1,95	0,24	3,63	4,87
12,73	2,05	0,12	0,07	0,07	1,26	0,17	4,10	2,17
	7,17	3,99	0,30	0,06	2,96	0,05	4,86	4,29
	4,93	4,12	0,31	0,08	3,22	0,04	5,49	4,43
	5,90	4,24	0,34	0,03	2,81	0,06	4,93	4,58
	9,99	3,43	0,16	0,15	0,30	0,20	2,84	3,49
	4,01	3,69	0,84	0,09	1,15	0,04	3,92	4,53
	6,06	3,49	1,62	0,08	0,07	0,09	2,30	5,11
	4,54	4,92	1,09	0,51	0,44	0,04	4,00	6,01
	9,45	3,05	0,52	0,06	0,05	0,10	3,11	3,57
	6,42	2,97	2,71	0,04	0,67	0,15	4,04	5,68
	5,42	5,17	0,29	0,08	0,18	0,02	3,82	5,46
	7,56	2,83	0,35	0,11	0,15	0,07	2,29	3,18
	3,87	3,93	1,05	0,12	0,92	0,08	3,76	4,98
	2,67	5,17	1,64	0,03	0,18	0,10	2,87	6,81
	5,43	3,62	1,66	0,07	2,27	0,79	6,14	5,28
	6,54	5,16	0,44	0,11	1,27	0,01	2,99	5,60
	4,94	0,54	3,69	2,28	0,38	0,00	3,92	4,23
	6,86	0,08	5,98	0,69	4,33	0,00	7,85	6,67
	6,49	0,16	5,92	0,14	1,73	0,04	8,05	6,06
	1,02	0,21	2,11	0,58	0,14	0,00	2,35	2,32
	2,26	0,24	1,26	0,41	1,28	0,03	1,39	1,50
	9,48	1,28	5,85	0,66	12,15	0,00	5,13	7,13
13,02	2,93	2,56	0,65	7,96	0,02	2,41	5,49	5,49
	5,76	3,90	3,86	3,14	0,63	0,00	1,09	7,76
	1,61	2,18	4,33	0,35	1,07	0,00	4,63	6,51
	8,67	0,14	3,38	1,09	0,42	0,00	4,05	3,52
	2,26	1,38	4,19	0,68	1,35	0,00	4,91	5,57
	1,08	2,06	8,81	0,77	0,09	0,03	1,81	10,95
	9,00	1,46	6,56	2,10	0,27	0,00	2,32	8,02
	3,94	0,59	5,83	2,13	3,83	0,01	2,63	6,42
	5,15	0,13	1,85	1,06	3,08	0,00	7,10	1,98
	8,23	0,19	7,21	1,54	3,83	0,00	2,10	7,40

диабазы и диабазовые порфириты; 34-49 - вулканиты с повышенным содержанием калия, в их числе: 34-39 - лаво-шлаковые породы шальштейнового типа и 40-49 - калиевые породы основного состава.

восточной части прогиба, где отмечаются отдельные прослои песчаников и алевролитов.

Перечисленные типы пород группируются внутри комплекса в определенные ассоциации, сменяющие друг друга в латеральном направлении (фиг. 37). Л.И. Кулиш и А.Е. Панских выделяют три такие ассоциации: карбонатно-вулканогенную, вулканогенно-кремнистую и кремнисто-терригенную. Формирование карбонатно-вулканогенной ассоциации происходило в зонах активной вулканической деятельности. В этих зонах были сосредоточены очаги трещинных подводных излияний и зарождавшиеся вулканы центрального типа, на склонах которых шло интенсивное рифообразование. Появление вулканических построек обусловило островной характер бассейна: как видно на фиг. 37, в пределах рассматриваемой территории отчетливо намечаются две вулканические островные гряды — северная и южная, положение которых фиксируется выходами вулканических пород и рифогенных известняков.

Кремненакопление в зонах активной вулканической деятельности также имело место, но подавлялось массовым поступлением продуктов вулканических извержений. Кремнистые илы накапливались либо на площадях, разоблажающих действующие вулканические центры, либо в периоды относительного затухания вулканической деятельности.

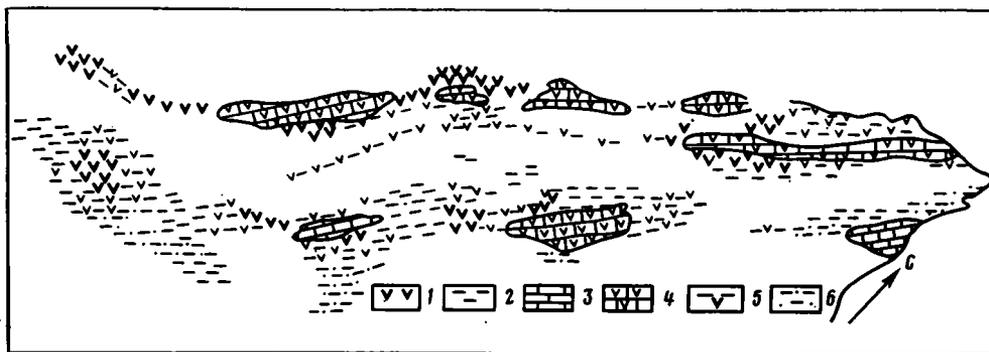
Вулканические гряды разоблались относительно прогнутой областью морского дна, представляющей своеобразный трог. В этом трогге накапливались тонкозернистые кремнистые и кремнисто-глинисто-карбонатные илы, а также мелкозернистая фракция вулканотерригенного и пеплового материала, поступающего с вулканических островных гряд. За счет этих осадков в процессе литификации формировались яшмы, кремнистые сланцы, туффиты и хемогенные известняки (вулканогенно-кремнистая ассоциация). Среди перечисленных образований присутствуют прослои эффузивов и туфов, мощность и количество которых возрастают по мере приближения к вулканическим центрам. Привнос кремнезема связывается с гидротермальной деятельностью.

Характерной особенностью рассматриваемых отложений является весьма ограниченная примесь в них терригенного материала, поступающего с участков суши, расположенных за пределами бассейна седиментации. В изученном комплексе пород намечается тенденция увеличения их терригенного компонента в юго-восточном направлении (вплоть до появления прослоев терригенных пород), что дает основание рассматривать юго-восточную часть бассейна, как прибрежно-морскую и мелководную (кремнисто-терригенная ассоциация). От относительно глубоководного трога эта область морского мелководья отделялась южной островной грядой. В современном эрозионном срезе ее значительная часть перекрыта отложениями мезозойского возраста (фиг. 38).

С рассматриваемым комплексом отложений связаны многочисленные проявления и реже месторождения железа и марганца³, характеристика которых приводится по данным Л.И. Кулиш, Е.А. Панских и Э.Л. Школьник.

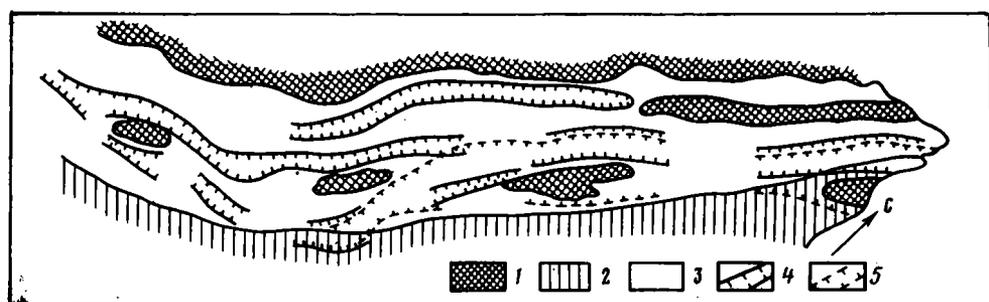
Руды железа и марганца локализируются в двух зонах — северной и южной (см. фиг. 38). Северная зона является железорудной, а южная — железо-марганцевой, причем марганцевое оруденение тяготеет к ее восточной, а железное — к западной частям. Характерно, что в железных рудах обеих зон часто наблюдается повышенное содержание марганца. По данным перечисленных выше исследователей, содержание MnO в железных рудах северной зоны колеблется от 0,05 до 4,96%, достигая 7,21% (среднее 0,52–0,87%), а южной оно еще выше, причем увеличивается по простиранию зоны, в направлении с запада на восток: сначала появляются марганцево-железорудные скопления типа Галамского месторождения, где содержание MnO достигает 17,05, а затем собственно марганцевые руды.

³ Помимо железо- и марганцеворудных концентраций, в составе комплекса имеются и фосфориты, которые в настоящей работе не рассматриваются.



Фиг. 37. Схема современного распространения литологических комплексов пород в Ланско-Джагдинском прогибе, по Е.А. Панских и Л.И. Кулиш

1 - вулканические породы (эффузивы и туфы); 2 - кремнистые породы; 3 - карбонатные породы; 4-6 ассоциации пород; 4 - вулканогенно-карбонатная, 5 - вулканогенно-кремнистая, 6 - кремнисто-терригенная



Фиг. 38. Палеогеографическая схема Ланско-Джагдинского прогиба (нижний палеозой). Составлена Е.А. Панских и Л.И. Кулиш

1 - островная вулканическая гряда; 2 - область мелководья; 3 - глубоководная область; 4 - участки накопления железных руд; 5 - участки накопления марганцевых руд

Подавляющее большинство проявлений марганцевого оруденения сосредоточено в междуречье Ира и Ними, правых притоков р.Уда, и там же находится Ир-Нимийское месторождение, которое наиболее хорошо изучено и является типичным для Удско-Шантарского района в целом.

На Ир-Нимийском месторождении полоса рудоносных отложений прослеживается по простиранию на расстояние около 30 км при ширине 3-5 км. В пределах этой же полосы, помимо марганцевых руд, представлены незначительные скопления железных руд. Руды связаны с вулканогенно-кремнистой ассоциацией пород, причем внутри нее залегают исключительно в кремнистых породах, чаще всего среди яшм. Яшмы, в свою очередь, переслаиваются с кремнистыми глинисто-кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами. Рудные залежи вытянуты по простиранию толщи. Их общая протяженность достигает нескольких километров при мощности до 200-300 м. Залежи состоят из серии рудных линз, вытягивающихся по простиранию кремнистых пачек прерывистой цепочкой и располагающихся внутри этих пачек кулисообразно на близких стратиграфических уровнях. Отдельные рудные линзы имеют протяженность от десятков до 450 м при мощности, изменяющейся от десятка долей метра до 15 м, по простиранию цепочек они бывают разобщены безрудными яшмами на 100-300 м. Характерно, что переход от руд к вмещающим породам постепенен и осуществляется через слабооруденелые яшмы, содержащие более или менее значительные включения минералов марганца в виде прожилков и гнездовидных скоплений неправильной формы.

Таблица 31

Средние химические составы марганцевых руд Ир-Нимийского междуречья (а) и о-ва Большой Шантар (б) по [51]

Компо- ненты	Браунитовые массивные руды		Гаусманит-родохрозит- родонитовые и родохро- зит-родонитовые руды		Массивные гаусманитовые руды
	а (13 проб)	б (9 проб)	а (14 проб)	б (18 проб)	б (7 проб)
SiO ₂	18,04	11,08	34,15	33,64	16,22
TiO ₂	0,06	0,02	0,02	0,09	0,02
Al ₂ O ₃	1,48	0,61	0,92	1,55	0,21
Fe	1,75	1,99	1,16	2,71	0,80
Mn	47,53	50,17	37,58	35,00	55,88
MgO	1,27	0,53	0,46	0,73	0,38
CaO	1,57	0,79	2,14	2,49	0,66
Na ₂ O	0,61	0,24	0,16	0,65	0,25
K ₂ O	0,84	0,20	0,16	0,06	0,04
P ₂ O ₅	0,06	0,49	0,06	0,20	0,11
CO ₂	0,44	0,82	8,22	6,39	0,62
SO ₃	0,18	0,65	0,39	0,58	0,70
H ₂ O	0,76	3,28	1,25	2,14	0,97
Co	0,07	0,01	0,05	-	-
BaO	4,53	3,67	0,94	1,46	2,62
Cu	Не опр.	0,02	Не опр.	0,01	0,02

Среди марганцевых руд выделяются следующие минеральные типы (по Л.И. Кулиш): окисные (браунитовые, гаусманитовые, гаусманит-браунитовые), окисно-карбонатно-силикатные (гаусманит-родохрозит-родонитовые, родохрозит-родонит-браунитовые), карбонатно-силикатные (кварц-родохрозит-родонитовые). Л.И. Кулиш установлено, что только браунитовые руды являются первично-окисными, а все остальные разновидности образовались за счет преобразования первично-карбонатных руд. Редко встречающиеся гаусманит-браунитовые и родохрозит-родонит-браунитовые руды возникли в результате метаморфических и метасоматических преобразований браунитовых разновидностей. Для Ир-Нимийского месторождения наиболее характерны браунитовые руды. Средний химический состав марганцевых руд приводится в табл. 31.

Большинство исследователей связывают поступление рудных элементов в бассейн седиментации с подводной вулканической деятельностью. По мнению Е.А. Панских и Г.Н. Нечкина, основные источники продуктивных растворов располагались в пределах северной активной вулканической зоны, которая, видимо, контролировалась линией Улигданского долгоживущего глубинного разлома. С позиций этой концепции хорошо объясняется зональность распределения руд железа и марганца. Как уже отмечалось выше, железорудная полоса приближена к северной вулканической гряде, а марганцеворудная - несколько смещена в глубь бассейна. Следует отметить, что наблюдаемая зональность в распределении железа и марганца полностью исключает возможность поступления их

соединений с суши, которая, как было показано, в раннем палеозое располагалась в юго-восточной части района.

Рассматривая северную вулканическую зону в качестве главной рудогенерирующей области, Е.А. Панских и Г.Н. Нечкин в то же время допускают, что наряду с ней могли существовать и дополнительные источники рудного вещества, по всей вероятности связанные с гидротермально-фумарольными полями, располагающимися за пределами основной вулканической зоны. Более того, они совершенно справедливо, с нашей точки зрения, отмечают, что установить степень влияния основной вулканической зоны и второстепенных источников для марганцеворудного процесса очень трудно. Может быть, именно районы развития гидротермальных полей и являлись определяющими для марганцевого оруденения. В настоящее время решить этот вопрос однозначно трудно.

Комплекс, о котором шла речь, всеми упомянутыми выше исследователями рассматривается как образование, отвечающее самым ранним этапам развития геосинклиналей. В понимании, принятом в настоящей работе, он может быть приравнен к формации⁴.

Из приведенной характеристики марганценосной формации, представленной в Ланско-Джагдинском прогибе, следует, что при некоторых отличиях она имеет большое сходство с карамалыташской формацией Южного Урала. В сравниваемых геологических образованиях обращает на себя внимание общность их петрофонда, однотипность присущих им сочетаний пород, близкий химический состав вулкаников и общая направленность вулканического процесса во времени, сходство бассейнов, в которых происходило осадконакопление, и, наконец, тектоническое родство (формации начальной стадии геосинклинального процесса).

Не менее показательно сходство особенностей рудоносности сравниваемых формаций. Общие особенности следующие: 1) наличие железно-марганцевой рудной ассоциации; 2) идентичный минералогический состав руд и их общий генезис; 3) рассеянный характер оруденения: большое количество относительно мелких рудных концентраций, рассредоточенных на значительных площадях; 4) однотипность состава и строения продуктивных ассоциаций пород: постоянная связь руд с кремнистыми образованиями, преимущественно с яшмами, общие морфологические особенности рудных тел, а также характер их взаимоотношений с вмещающими породами.

Наряду с перечисленными чертами сходства рассматриваемым формациям свойственны и некоторые отличия. Это касается прежде всего особенностей их строения, а именно положения пачек кремнистых пород в теле формаций. В карамалыташской формации яшмы локализируются в самостоятельную толщу, соответствующую самой верхней части формации. Их накопление происходило в период общего спада вулканической активности. В формации Ланско-Джагдинского прогиба тенденция возрастания кремненакопления во времени также наблюдается, но проявлена значительно слабее: в данном случае венчающая формацию кремнистая пачка сильно редуцирована. В этой формации ассоциации пород с явным преобладанием вулкаников сменяются преимущественно кремнистыми не по разрезу, а в латеральном направлении, т.е. главная масса кремнистых илов накапливалась на площадях, пространственно разобщающих активные вулканические зоны.

Второе отличие касается некоторых особенностей изменения состава вулканических пород, отмечающихся в ходе накопления формаций: если в формации Ланско-Джагдинского прогиба тенденция к контрастной дифференциации магматических расплавов во времени только намечается, то в карамалыташской этот процесс выражен значительно определеннее и привел к образованию двух четко обособляющихся сообществ пород – подформации недифференцированных базальтов и базальт-липаритовой подформации.

⁴ Некоторые исследователи подразделяют рассматриваемый комплекс на три самостоятельные формации, отвечающие ранее упомянутым карбонатно-вулканогенной, вулканогенно-кремнистой и терригенно-кремнистой ассоциациям. С нашей точки зрения, эти ассоциации целесообразней приравнивать к подформациям.

Приведенное сравнение показывает, что, несмотря на некоторые отличия, карамалыташская и ланско-джагдинская формации характеризуются целым рядом особенностей состава, строения и рудоносности. Это дает основание для выделения определенного типа формаций, который предлагается назвать Уральским.

ГЛАВА ШЕСТАЯ

УСИНСКИЙ ВУЛКАНОГЕННО (АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТОВЫЙ)- КАРБОНАТНЫЙ ФОРМАЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС (Кузнецкий Алатау)

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О КОМПЛЕКСЕ И ХАРАКТЕР ЕГО ОГРАНИЧЕНИЙ

Крупнейшее в Алтае-Саянской области Усинское марганцевое месторождение связано с вулканогенно-карбонатным формационным комплексом (Усинским), который объединяет отложения среднего рифея-нижнего кембрия общей мощностью около 3500 м (фиг. 39, 40). Комплекс обнажается в узкой полосе протяженностью около 200 км, простирающейся вдоль осевой части хр. Кузнецкий Алатау. На севере полоса его выходов перекрывается вулканогенно-молассовыми отложениями девонского возраста и более молодыми образованиями платформенного чехла, на юге — уничтожена крупными интрузиями. Вертикальные ограничения комплекса четкие, обусловленные его резким литологическим отличием от подстилающих и вышележащих толщ: свойственные рассматриваемому комплексу преимущественно карбонатные отложения залегают на диабазовой формации (нижний и средний рифей), а вверх по разрезу сменяются андезитовым (эффузивно-вулканогенно-обломочным) формационным комплексом (верхняя часть нижнего и средний кембрий).

Диабазовая формация представлена зеленокаменными измененными вулканическими породами, преимущественно основного состава, которым подчинены отдельные прослои и сравнительно маломощные пачки, сложенные темными известняками, углисто-кремнистыми и туфогенными сланцами¹. Среди вулканитов преобладают эффузивы, и только в верхних горизонтах формации возрастает количество вулканогенно-обломочных пород. Наряду с этим во времени намечается некоторая тенденция к дифференциации состава вулканитов, выразившаяся в появлении среди базальтов и спилитов прослоев более кислых лав (вплоть до дацитов). По данным С.М. Миртовой [66], с прослоями вулканогенно-обломочных пород связаны железорудные проявления, которым сопутствует вкрапленность сульфидов меди, свинца и цинка. Углисто-кремнистые сланцы несут иногда комплексное фосфорит-марганцево-колчеданное оруденение (содержание P_2O_5 — 9,7%; MnO — 2–6%).

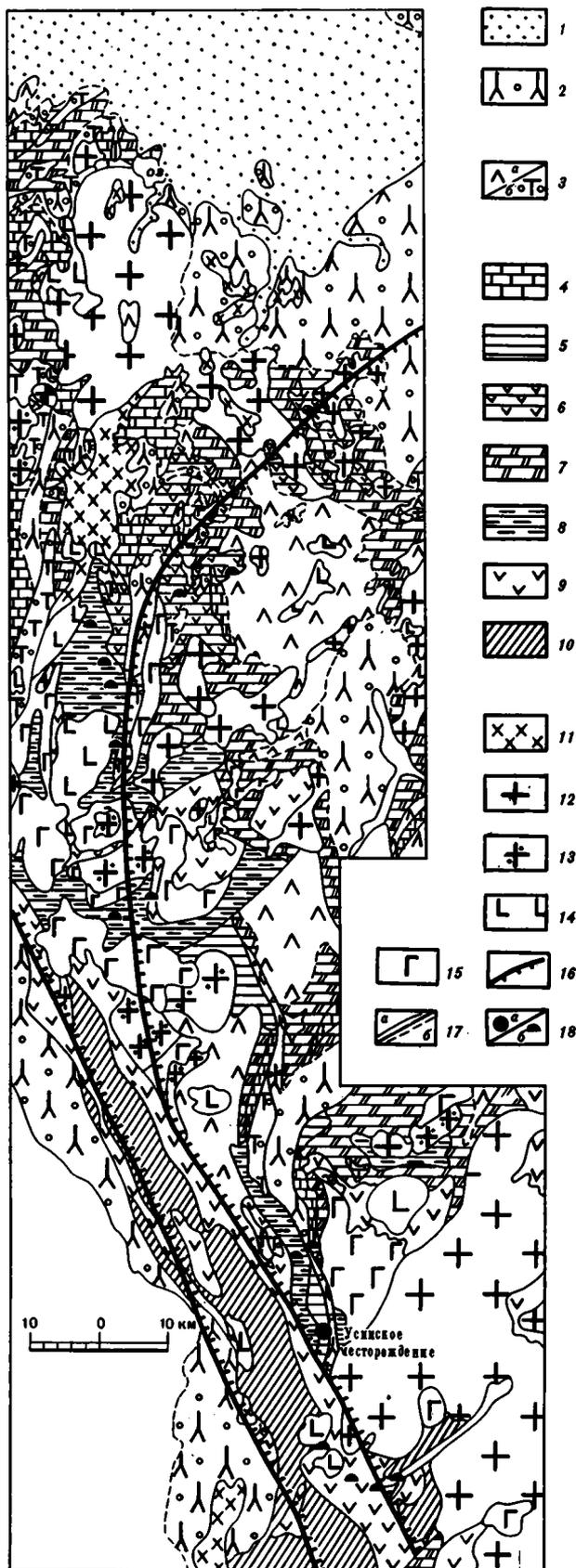
Диабазовая формация рассматривается как образование начальной стадии развития земной коры. Ее мощность определяется порядком 1000–2000 м. С вышележащими образованиями усинского комплекса диабазовая формация связана постепенным переходом.

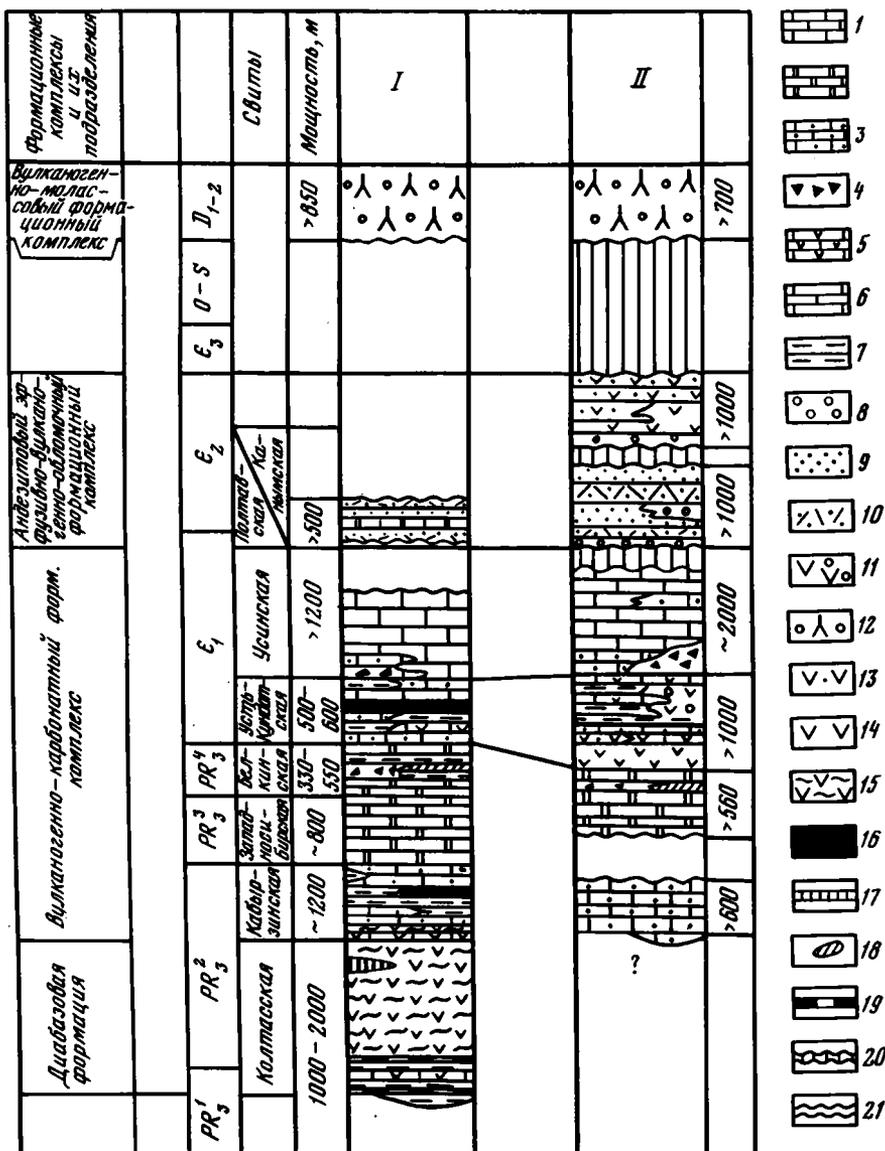
Андезитовый (эффузивно-вулканогенно-обломочный) формационный комплекс объединяет несколько крупных ассоциаций пород, каждая из которых отвечает самостоятельным формациям (полтавская, канымская, и, возможно, беркульская свиты по С.М. Миртовой). В настоящее время данных для подразделения комплекса на конкретные формации недостаточно. В самом первом приближении в его составе могут быть выделены эффузивно-пирокластическая и вулканогенно-обломочная ассоциации пород, сменяющие одна другую как в латеральном направлении, так и во времени. Для первой ассоциации наиболее характерны эффузивы и туфы, которым подчинены кластические образования вулканогенного и терригенного генезиса, во второй соотношения между этими группами пород обратные. Среди вулканических пород преобладают андезитовые порфириты

¹ Отложения диабазовой формации прежде описывались в составе кондомской свиты [100, 138].

Фиг. 39. Формационная карта центральной части хребта Кузнецкий Алатау (по С.М. Миртовой и др., 1978 г., с изменениями автора)

1 - отложения платформенного чехла (I-Q); 2 - вулканогенно-молассовый формационный комплекс (D_{1-2}); 3 - андезитовый (эффузивно-вулканогенно-обломочный) формационный комплекс: а - эффузивы, б - вулканогенно-обломочные и терригенные породы (E_{1-2}); 4-8 - вулканогенно-карбонатный формационный комплекс, в его составе следующие ассоциации: 4 - рифогенная известковая (E_{1-2}^1); 5 - туфогенно-кремнисто-карбонатная (E_1^1), 6 - карбонатно-кремнисто-вулканогенная (E_1^1), 7 - карбонатная с преобладанием доломитов PR_3^{3-4} , 8 - кремнисто-карбонатная (PR_3^2); 9 - диабазовая формация (PR_3^{1-2}); 10 - нерасчлененный комплекс метаморфических пород ($PR_3^?$); 11-15 - интрузивные породы: 11 - щелочные граниты, граносиениты, сиениты, габброиды (D_{2-3}); 12 - гранитоиды пестрого состава (E_3-O_1); 13 - плагиограниты (E_{2-3}), 14 - сиенит-габбро и габбро-диориты (E_2), 15 - породы основного и ультраосновного состава (E_{1-2}); 16 - осевые линии глубинных разломов докембрийского и кембрийского заложения; 17 - границы формационных комплексов и их подразделений: а - согласные и тектонические, б - несогласные; 18 - марганцевые месторождения (а) и рудопроявления (б)





Фиг. 40. Разрезы осевой части хребта Кузнецкий Алатау (по [62])

I – район Усинского месторождения, II – район рек Кийский Шалтырь–Урюп
 1 – светлые рифогенные известняки; 2 – серые водорослевые доломиты; 3 – темные обломочные ритмичнослоистые известняки; 4 – известняковые и доломитовые брекчии; 5 – известняки с туфогенной примесью и прослоями туфов основного состава; 6 – переотложенные карбонатные породы; 7 – сланцы кремнистые и углисто-кремнистые; 8 – конгломераты; 9 – песчаники и алевролиты; 10 – туфогенные и терригенные породы с пирокластикой кислого востова; 11 – туфо-конгломераты с пирокластикой основного состава; 12 – отложения вулканогенно-молагассового формационного комплекса; 13 – туфы базальтовых порфиритов; 14 – базальтовые и андезито-базальтовые порфириты; 15 – хлоритовые и амфибол-хлоритовые сланцы по вулканитам основного состава; 16 – марганцевые руды; 17 – гематит-магнетитовые и магнетитовые руды; 18 – фосфориты; 19 – колчеданные руды с фосфатной и марганцевой минерализацией; 20 – трансгрессивные взаимоотношения стратиграфических подразделений; 21 – тектонические взаимоотношения стратиграфических подразделений

(в том числе и андезито-базальты), наряду с которыми представлены вулканы более кислого и щелочного состава (плагипорфириты, липариты, трахиты). Мощность рассматриваемого формационного комплекса в некоторых случаях превышает 2000–2500 м. На подстилающих отложениях Усинского комплекса он залегает трансгрессивно, часто с конгломератами в основании.

Состав и строение комплекса

Усинский формационный комплекс представлен сложнопостроенным парагенезом пород, главная роль в котором принадлежит различным карбонатным образованиям, часто содержащим примесь пирокластического материала. Среди карбонатных пород присутствуют отдельные прослои углисто-кремнистых и кремнисто-слистистых сланцев, туффитов, пепловых туфов, реже порфиритоидов. Перечисленные породы образуют внутри формационного комплекса сложные и многообразные сочетания, некоторые из которых, возможно, отвечают самостоятельным формациям².

Как видно из геологической карты (см. фиг. 39), полоса выходов Усинского формационного комплекса разбита разрывными нарушениями на многочисленные пространственно разрозненные блоки, корреляция которых представляет нелегкую задачу. Тем не менее в результате детальных геологических исследований последних лет Ю.В. Миртову и С.М.Тарасовой удалось подразделить рассматриваемый формационный комплекс на несколько свит, что дало возможность говорить об общем характере изменения слагающих его отложений во времени (см.фиг.38).

По данным названных исследователей, разрез формационного комплекса начинается с кабырзинской свиты (средний рифей), представленной толщей известняков, часто содержащих значительную примесь пирокластического материала, а также прослои туфов основного и среднего состава и единичные потоки основных эффузивов. Кроме того, для толщи характерны углисто-кремнистые и кремнисто-серицитовые сланцы, часто интенсивно пиритизированные. В некоторых случаях в сланцах и известняках наблюдаются повышенные содержания фосфора, марганца, ванадия (P_2O_5 - до 10%; MnO - до 8%; V_2O_5 - 0,1–1%), а иногда встречаются маломощные прослои бедных (9–12% Mn) карбонатных марганцевых руд и скопления пирита. Мощность кабырзинской свиты около 1200 м. Она согласно залегает на диабазовой формации, с которой связана постепенным переходом, и согласно же перекрывается отложениями западносибирской свиты (верхний рифей), которая, в свою очередь, сменяется белкинской свитой (венд).

Западносибирская свита (800–1000 м) повсеместно представлена водорослевыми доломитами, иногда известковистыми. Состав белкинской свиты (500 м) менее выдержан: по ее простираению наблюдается замещение водорослевых массивных доломитов с многочисленными прослойками микрокварцитов, доломитистыми и доломитовыми известняками, включающими линзы фосфоритов. Непосредственно для района Усинского месторождения характерен доломитовый тип разреза белкинской свиты.

Стратиграфически выше известняково-доломитовых отложений венда залегает усть-кундатская свита (алданский ярус нижнего кембрия), с которой связано Усинское марганцевое месторождение. Состав и мощность свиты существенно изменяются по простираению, что дало основание С.М. Тарасовой и др. [122], выделить три типа ее разрезов: обломочный существенно карбонатный (страто-

2

В прежних работах автора [100, 103] серия отложений, объединяемых в усинский формационный комплекс, описывалась под названием усинской формации. Последующими исследованиями [14, 62–65, 121, 122] значительно уточнены первоначальные представления о составе и строении рассматриваемой серии и показано, что она, по всей вероятности, является образованием полиформационным. Несмотря на то что данных для выделения в составе серии конкретных формаций, с нашей точки зрения, пока еще недостаточно, серию в целом целесообразно трактовать как формационный комплекс.

тип рассматриваемой свиты), вулканогенно (туфогенно)-кремнисто-карбонатный и осадочно-вулканогенный (известняково-кремнисто-вулканогенный).

Стратотипический разрез усть-кундатской свиты представлен ритмичнослоистой, мелкообломочной карбонатной толщей, в состав которой входят доломит-известняковые и известняковые алевролиты, песчаники и гравелиты, глинистые известняки, черные микрозернистые известняки и доломитистые известняки, углисто-глинистые и известково-глинистые сланцы, иногда содержащие конкреции фосфорита. Карбонатные обломочные породы отсутствуют только в самых верхних горизонтах толщи, где они сменяются светлыми известняками (верхние 180 м при общей мощности свиты 540 м). В породах наблюдается незначительная примесь пирокластического материала. Вверх по разрезу описанные породы сменяются органогенными известняками усинской свиты нижнего кембрия.

Вулканогенно-кремнисто-карбонатный тип разреза усть-кундатской свиты представлен непосредственно в районе Усинского марганцевого месторождения. Здесь свита обнажается в нескольких тектонических блоках, по которым полный ее разрез составить не удается. По данным С.М. Тарасовой, разрез усть-кундатской свиты на горе Марганцевой (за пределами главной рудной залежи месторождения) следующий (снизу):

	Мощность, м
Тонкое ритмичное переслаивание органогенно-обломочных известняков, содержащих отдельные обломки родохрозитовых руд, спонголитов и примесь пирокластиков. Содержание марганца 0,6-5%.	50
Ритмичнослоистые родохрозит-известняковые органогенно-обломочные породы псаммитовой и алевроитовой структуры, изредка тонкие прослойки спонгалитов и родохрозитовых руд (в верхней части пачки). Состав обломков: органогенные известняки, родохрозитовые руды, пелитоморфные фосфориты, характерна повсеместная примесь пирокластического материала, содержание марганца 3-15%, фосфора 0,03-0,2%.	70
Ритмичное переслаивание обломочно-сферолитовых руд с хлорит-родохрозитовым и хлоритовым цементом. Слоистость тонкая, параллельная, в основании ритмов микроразмыты. Обильная примесь пирокластического материала и сульфидов железа. Содержание марганца 5-32%.	60
Тонкое переслаивание родохрозитовых руд (сферолитовых и обломочных) с родохрозитовым, родохрозит-хлоритовым и хлоритовым цементом. Часто наблюдаются прослойки пепловых кристалло-литокластических туфов основного состава, а также биотит-хлоритовых и хлоритовых сланцев с реликтами пепловых частиц ³ . В верхней части пачки присутствуют прослойки кремнистых сланцев и родохрозит-известняковых брекчий с кремнистым цементом. Содержание марганца 6-25%.	40
Контакт с вышележащей усинской свитой тектонический.	

Известняково-кремнисто-вулканогенный тип разреза усть-кундатской свиты представлен в среднем течении р. Кийский Шалтырь. В этом районе, по данным С.М. Тарасовой и др. [122], разрез толщи начинается с пачки ритмично-слоистых обломочных пород с туфогенным цементом, залегающих на доломитах венда.

В основании пачки залегают крупнообломочные конгломерато-брекчии, сменяющиеся вверх по разрезу мелкообломочными переслаивающимися с гравелитами. Кластический материал во всех разностях пород представлен доломитами

³ По наблюдениям автора, в составе усть-кундатской свиты в районе Усинского месторождения представлены порфиroidы, образовавшиеся по вулканитам не только основного, но среднего и даже кислого состава. Кроме того, среди карбонатных пород значительная роль принадлежит пелитоморфным темно-серым известнякам.

из подстилающей свиты. Мощность пачки 5 м, выше залегают миндалекаменные андезито-базальтовые порфириды.

Разрез более высоких горизонтов усть-кундатской свиты следующий (снизу):

Мощность, м

Андезито-базальтовые миндалекаменные порфириды с маломощными прослоями туфобрекчий.	50
Крупногалечные туфокогломераты. Кластический материал представлен органогенно-обломочными известняками с примесью (до 50%) пирокластического материала, туфогравелитами и туфопесчаниками. Обломки цементируются пепловой и карбонатно-пепловой массой	20
Пачка темно-серых тонко ритмичнослоистых обломочных известняков, иногда кремнистых, содержащих отдельные прослои пепловых туфов и сланцев углисто-кремнисто-карбонатного состава. В нижней части пачки наблюдается проявление марганцевого оруденения и фосфатная минерализация.	235
Тонкое переслаивание кремнистых и обломочных известняков со сланцами кремнисто-глинистого и кремнисто-углистого состава. Выходы разрозненные.	
Ритмичное переслаивание конгломератов с известняковым и туфогенным цементом. В обломках кремнистые органогенные и обломочные известняки.	35
Конгломераты с базальным туфогенным цементом. Обломочный материал хорошо окатан, представлен перекристаллизованными известняками, а также порфиридами и туфами андезит-базальтового состава. .	365
Ритмичное переслаивание конгломератов с туфогенным цементом и литокластических туфов основного состава. Маломощные потоки миндалекаменных андезито-базальтовых порфиритов.	120
Отложения усть-кундатской свиты согласно перекрываются археоциатовыми известняками усинской свиты, которые венчают разрез формационного комплекса.	

Усинская свита (ленский ярус) характеризуется выдержанным составом. Она повсеместно представлена светлыми органогенными известняками рифогенного типа. Ее мощность более 1000 м.

Обстановка осадконакопления в период формирования комплекса

Из изложенного выше материала следует, что усинский формационный комплекс представлен непрерывной морской серией преимущественно карбонатных пород, с которыми в определенных интервалах разреза ассоциируют прослои вулканитов, вулкано-терригенных пород, а также сланцев кремнистого и углисто-кремнистого состава. Судя по тому, что карбонатные породы практически лишены примеси привнесенного терригенного материала и среди них достаточно широко распространены рифогенные разности, накопление формационного комплекса происходило в условиях открытого, неглубокого морского бассейна. Рифы интенсивно размывались, чем объясняется присутствие в составе формации большого количества кластических карбонатных пород, в значительной мере сложенных обломками органогенных рифообразующих известняков.

На фоне рифового мелководья в бассейне обособлялись и относительно глубоководные участки, на которых накапливался мелкозернистый переотложенный карбонатный материал, а также тонкие карбонатные и глинисто-кремнисто-карбонатные илы иногда с пепловой примесью. Судя по обильной вкрапленности пирита и высокому содержанию органического вещества в этих отложениях, они формировались в восстановительной обстановке.

В период накопления формационного комплекса наблюдались спорадические проявления вулканической деятельности. Вулканические породы и осадочные образования с примесью пирокластического материала распределяются в теле формационного комплекса неравномерно. Они сосредоточены преимущественно в двух интервалах разреза: нижнем, среднерифейском, и верхнем, отвечающем

алданскому ярусу нижнего кембрия (усть-кундатская свита). Характерно, что по простиранию соответствующих толщ соотношения между вулканической и осадочной составляющими парагенеза тоже не выдерживаются. Особенно наглядно это проявляется в верхнем интервале, где по простиранию усть-кундатской свиты наблюдается последовательная смена ассоциаций пород с явным преобладанием вулканитов вулканогенно-кремнисто-карбонатными и, наконец, преимущественно карбонатными.

По химическому составу вулканиты усинского формационного комплекса преимущественно отвечают андезито-базальтам, которые вверх по разрезу обнаруживают тенденцию к поокислению (появление в составе усть-кундатской свиты андезитовых, а изредка и более кислых разновидностей). Характер вулканической деятельности также несколько изменялся во времени. Если начальному этапу накопления формационного комплекса (кабырзинская свита) свойственны преимущественно подводные трещинные излияния лав, то в нижнем кембрии уже, несомненно, существовали вулканы центрального типа, поставляющие в бассейн седиментации значительное количество пирокластического материала.

Кремнистые породы для усинского формационного комплекса не характерны. Они встречаются спорадически в виде отдельных прослоев и линз и представлены преимущественно образованиями смешанного состава, в которые кремнезем входит в качестве одного из породообразующих компонентов. Это углисто-кремнистые и кремнисто-слюдистые сланцы, кремнистые известняки и известняковые брекчии с кремнистым или кремнисто-карбонатным цементом. Изредка встречаются небольшие линзы кремней, видимо, диагенетического происхождения и прослойки спонголитов.

Генетическая природа кремнезема, входящего в состав перечисленных пород, не вполне ясна. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что отложения с повышенной кремнистостью обычно свойственны тем интервалам разреза комплекса, которые отвечают периодам активизации вулканической деятельности. Это наводит на мысль о вулканическом источнике кремнезема. Представляется, что некоторая его часть отлагалась хемогенным путем (за счет гидротермальных поступлений кремнистых соединений), другая же возникла за счет разложения тонких пепловых частиц, которые в эпохи оживления вулканизма являлись характерной примесью осадочных отложений.

Гидротермальные источники, поставляющие кремнистые соединения, пространственно были разобщены с действующими вулканическими центрами, и их положение контролировалось разрывными нарушениями. Масштабы этого процесса были невелики и общей придонной зараженности илов кремнеземом за собой не влекли. В случае благоприятных физико-географических условий выпавшие в осадок кремнистые соединения накапливались в непосредственной близости от приустьевых частей источников.

Марганценовость комплекса

Как уже упоминалось выше, проявления марганцевого оруденения в усинском формационном комплексе отмечаются на двух стратиграфических уровнях и связаны с теми интервалами разреза, в которых, помимо осадочных пород, появляются вулканические образования. Нижний марганценовый уровень отвечает самым верхам кабырзинской свиты среднего рифея, для него характерны только отдельные маломощные прослойки бедных марганцевых руд. Верхний — соответствует алданскому ярусу нижнего кембрия (усть-кундатская свита), в пределах этого интервала разреза локализуется крупное Устинское марганцевое месторождение и ряд более мелких рудопроявлений. В пределах усть-кундатской свиты оруденение связано только с теми ассоциациями пород, в состав которых входят вулканиты (туфогенно-кремнисто-карбонатная и известняково-кремнисто-вулканогенная ассоциация), причем максимум рудоаккумуляции приходится на верхние горизонты свиты.

Усинское месторождение связано с туфогенно-кремнисто-карбонатной ассоциацией пород. Продуктивная часть разреза подразделяется Ю.В. Миртовым и С.М. Тарасовой на подрудную и собственно рудную пачки, за пределами кото-

рых содержание марганца не превышает кларковый уровень. По данным этих исследователей, подрудная пачка (мощностью более 100 м) согласно залегает на доломитах венда. Она сложена темно-серыми ритмичнослоистыми марганцовистыми (1–5% Mn) обломочными известняками, содержащими значительную примесь пирокластического материала и включающими отдельные прослои пепловых туфов и спонголитов. Карбонатные породы пиритизированы и тонко пигментированы углистым веществом. В основании ритмов наблюдаются мелкие размывы и оползневые текстуры.

Кластическим карбонатным породам в большинстве случаев свойственна алевритовая и псаммитовая структура, значительно реже встречаются гравелитовые и брекчиевые разности. Обломочный материал представлен преимущественно органогенными известняками и родохрозитовыми рудами. В некоторых прослоях присутствуют обломки фосфоритов и спикул губок. Цемент известковый или известковисто-марганцовистый (родохрозитовый). Породы с известковисто-марганцовистым цементом и достаточно высоким содержанием обломков родохрозита представляют собой бедные марганцевые руды (до 14% Mn). В пределах подрудной пачки выделяется пять пластов руд подобного типа мощностью от 2 до 9 м.

Собственно рудная пачка имеет мощность около 100 м. Она разделена р. Усой на две части (право- и левобережные участки) общей протяженностью 2,5 км. В пределах этой пачки локализуется восемь пластов марганцевых руд мощностью от 2,5 до 14 м. Руды разобщены пластинами слабомарганцовистых пород, аналогичных тем, что представлены в подрудной пачке. В качестве образований, свойственных исключительно рудной пачке, С.М. Тарасова отмечает брекчии рифогенных известняков, цемент которых имеет известково-кремнистый состав, прослой кремней и кристаллических туфов основного состава.

Первичные марганцевые руды на месторождении имеют карбонатный состав [70]. Среди них выделяются родохрозитовые, известняково-родохрозитовые и хлорит-родохрозитовые разности (табл. 32). На месторождении известен также манганокальцит, но значительных скоплений он не образует. Руды тонкослоистые. Среди них широко представлены кластические разности, сложенные преимущественно обломками пелитоморфных и микросферолитовых родохрозитовых руд, погруженными в хемогенный карбонатный цемент. Состав последнего меняется от родохрозитового до манганокальцитового и кальцитового (в известняково-родохрозитовых разностях руд). Изредка наблюдается кремнисто-карбонатный и кремнистый цемент. Наряду с родохрозитовыми рудами в составе обломочной фракции могут присутствовать органогенные известняки, слюдисто-хлоритовые сланцы, пирокластический материал и фосфориты, увеличение количества которых ведет к разубоживанию руды.

Хлорит-родохрозитовые руды характеризуются ритмичным переслаиванием темно-серых алевритовых, микросферолитовых и пелитоморфных родохрозитовых слоев с зеленовато-серыми хлоритовыми разностями. Хлоритовые прослои неизменно включают отдельные сферолиты родохрозита точно так же, как в рудной родохрозитовой массе в том или ином количестве присутствует хлорит. Сферолитовые разности руд слагаются сферолитами родохрозита, погруженными в микрозернистый родохрозитовый цемент, а пелитоморфные представлены агрегатами мельчайших зерен родохрозита, включающими отдельные сферолиты родохрозита.

Отличительной особенностью хлорит-родохрозитовых руд является их повышенная фосфатность. Фосфаты образуют самостоятельные скопления, локализуясь в рудно-хлоритовой массе в виде отдельных миллиметровых слоев и линзочек.

Подчиненное развитие на месторождении имеют вторичные окисные марганцевые руды, развивающиеся в зоне выветривания первичных карбонатных руд и марганцовистых пород. Они представлены псиломеланом, вернадитом и пиролюзитом, иногда с примесью гидроокислов железа.

Марганцевые руды Усинского месторождения имеют вулканогенно-осадочное происхождение. Эта генетическая концепция была предложена автором [100] и разделяется сейчас большинством исследователей, в работах которых она

Таблица 32

Состав марганцевых руд Усинского месторождения (по данным П.П. Ладыгина, Ю.В. Миртова, С.М. Тарасовой)

№ п/п	Mn	P	Fe	MnO	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃
1	24,62	0,061	5,25	31,76	0,37	7,35
2	23,75	0,189	6,90	30,64	0,43	9,66
3	23,23	0,211	6,87	29,97	0,48	9,62
4	14,20	0,169	4,74	18,32	0,39	6,64
5	14,87	0,189	6,64	19,18	0,43	9,30
6	14,71	0,228	7,82	18,98	0,52	10,95
7	8,74	0,081	2,08	11,27	0,18	2,91
8	1,79	-	0,98	2,31	-	1,30
9	0,26	0,06	0,35	0,34	0,11	0,51
10	39,04	0,148	7,82			
11	23,74	0,198	8,00			

Примечание. Родохрозитовые и хлорит-родохрозитовые руды: 1 - среднее по правобережному участку, 2 - среднее по левобережному участку, 3 - среднее по Ажигольскому участку. Известняково-родохрозитовые руды: 4 - среднее по правобережному участку, 5 - среднее по левобережному участку, 6 - среднее по Ажигольскому участку, 7 - бедные родохрозит-известняковые руды подрудной

получила дальнейшее развитие [14, 62-66]⁴. Представляется, что соединения марганца выносились в морской бассейн гидротермами, подводящими путями для которых служили разрывные нарушения. Накопление рудного вещества происходило в непосредственной близости от места выхода этих терм, причем дополнительным фактором, способствующим концентрации рудных взвесей, являлся благоприятный рельеф морского дна (наличие относительно углубленных его участков). Характерно, что источники, поставляющие рудные растворы, не были непосредственно связаны с центрами вулканических извержений и находились в значительном удалении от них.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ КОМПЛЕКСА

Резюмируя изложенный материал, отмечаем следующие основные черты Усинского вулканогенно (андезито-базальтового)-карбонатного формационного комплекса.

1. Основным членом парагенеза являются карбонатные породы: известняки, доломиты, обломочные карбонатные образования, кремнисто- и глинисто-карбонатные сланцы. Перечисленные отложения часто содержат примесь пирокластического материала, распределяющуюся в них очень неравномерно.

2. Вулканические образования имеют подчиненное значение и распределяются в составе формационного комплекса неравномерно: они сосредоточены в его самых нижних горизонтах (среднерифейский уровень) и в интервале разреза, отвечающем алданскому ярусу, но и здесь в целом вулканисты подчинены осадочной составляющей. Вулканическим породам свойствен преимущественно андезито-базальтовый состав, причем представлены они как эффузивами, так и их пирокластическими производными. Количество последних вверх по разрезу возрастает.

3. Кремнистые породы для формационного комплекса не характерны. В ограниченном количестве они развиты только в тех интервалах его разреза, кото-

⁴ И.М. Варенцов [19] и Ю.А. Ходак с соавторами [135] считают, что Усинское месторождение имеет осадочное происхождение, и поступление рудных соединений в бассейн седиментации связывают с размывом областей суши.

SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	П.п.п.	S	Сумма
13,01	1,32	12,22	3,41	27,35	0,77	96,89
14,97	1,52	10,39	2,90	23,34	0,73	93,85
16,29	1,85	21,84	3,35	26,25	1,14	94,93
20,14	2,05	16,15	3,14	23,45	1,29	93,54
13,40	1,38	32,18	3,07	32,18	0,69	96,57
16,18	1,08	39,66	2,66	34,35		97,54
1,25	0,38	53,3	0,98	42,56	0,10	99,68
19,43	1,92	1,08	0,50	13,38	0,04	-
37,68	3,80	1,88	0,43	8,87	0,04	-

пачки (среднее по правобережному участку), 8 - марганцовистые известняки подрудной пачки (правобережный участок), 9 - известняки усинской свиты (среднее по правобережному участку), 10 - богатая псиломелановая руда (левобережный участок), 11 - вернадитовая руда (левобережный участок).

рые отвечают периодам активизации вулканической деятельности и представлены образованиями смешанного состава. В последние кремнезем входит в качестве одного из породообразующих компонентов. Природа кремнезема вулканическая. Он образовался как вулканогенно-осадочным путем (за счет гидротермального привноса), так и в результате разложения пепловой примеси в осадочных отложениях.

4. Формационному комплексу отвечает непрерывная серия отложений, накопление которых происходило в условиях открытого морского бассейна, в котором на фоне рифового мелководья обособлялись отдельные относительно глубоководные участки и единичные острова вулканического происхождения.

5. Проявления интрузивного магматизма имели место в среднем кембрии, т.е. следовали непосредственно за периодом накопления комплекса.

6. Марганцевое оруденение локализуется на двух стратиграфических уровнях, каждый из которых отвечает периодам относительной активизации вулканической деятельности. Усинское месторождение связано с верхним (алданским) вулканическим уровнем. Первичные руды образовались вулканогенно-осадочным путем и имеют карбонатный состав. Железистые разности марганцевых руд и, тем более, самостоятельные железорудные концентрации не свойственны ни Усинскому месторождению, ни формационному комплексу в целом. Не отмечается также и существенное возрастание кремнистости пород, входящих в состав продуктивной пачки месторождения или развитым по ее периферии.

7. Несмотря на приуроченность марганцевого оруденения к интервалам разреза комплекса, характеризующимся относительной вулканической активностью, непосредственной пространственной связи рудных залежей с вулканическими аппаратами не наблюдается. Рудные соединения выносились в бассейн седиментации гидротермальными источниками, располагающимися в удалении от вулканических центров. Миграция питающих растворов осуществлялась по разрывным нарушениям, а накопление рудных и кремнистых илов (в случае благоприятной физико-географической и физико-химической обстановки) происходило в непосредственной близости от места высачивания терм.

8. Усинский формационный комплекс отвечает переходной стадии геосинклинального процесса.

АТАСУЙСКАЯ ВУЛКАНОГЕННО-КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ (Центральный Казахстан)

В качестве примера марганценосных формаций, отвечающих завершающей стадии геосинклинального процесса, рассматриваются Атасуйская вулканогенно-карбонатная и молассовая формации Центрального Казахстана, с первой из которых связаны месторождения Атасуйской, а со второй — Джездинской групп. Эти формации, представленные различными парагенезами пород и существенно отличающиеся особенностями рудоносности, относятся к одной стадии развития земной коры, но характеризуют ее разные этапы, вследствие чего представляется целесообразным уделить внимание каждой из них.

Геологическое строение района развития атасуйской формации

Месторождения Атасуйской группы связаны с отложениями фаменского возраста и приурочены к одной тектонической структуре — Жайльминской мульде, в пределах которой их насчитывается до пятидесяти, включая рудопроявления. Ложе и обрамление мульды сложены девонскими вулканогенно-молассовыми комплексами пород (средний, отчасти верхний девон, единичные выходы нижнего девона), выполнена она преимущественно осадочными отложениями фаменского и нижнекаменноугольного возраста (фиг. 41, 42).

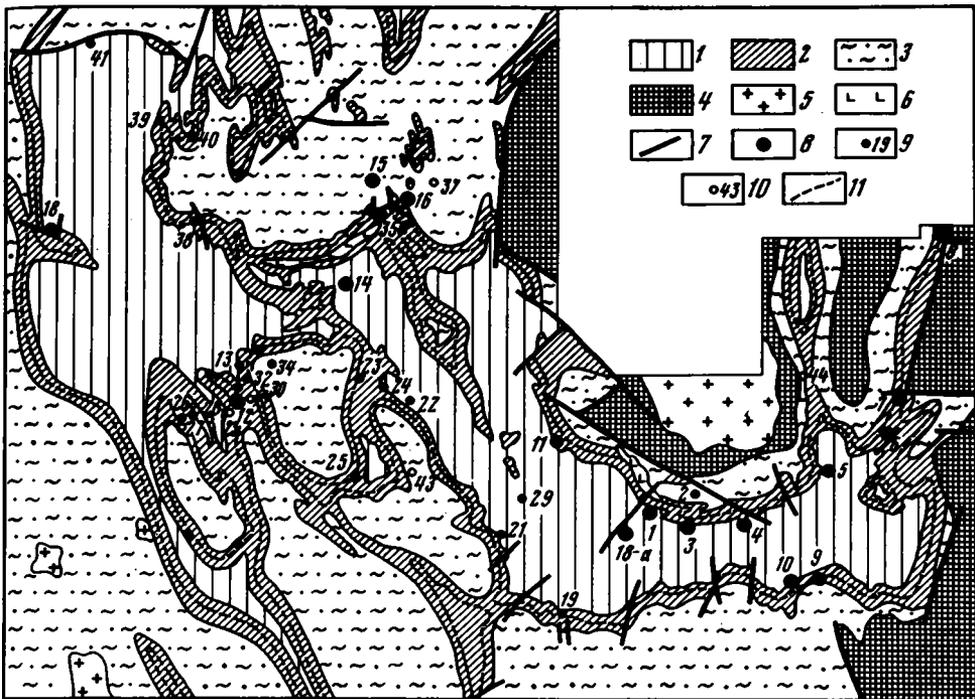
Большая часть вулканогенно-молассового комплекса (800–1000 м) отвечает среднему девону. Эта часть разреза слагается вулканитами кислого, реже среднего и щелочного состава, переслаиваемыми с сероцветными терригенными породами, которые более характерны для нижней части комплекса. Вулканиты представлены преимущественно пирокластическими образованиями и туфолавами, при подчиненном развитии эффузивов. Достаточно широко распространены игнимбриты.

Стратиграфически выше с частыми размывами в основании залегает толща, отвечающая верхней части вулканогенно-молассового комплекса (франский, отчасти фаменский ярусы верхнего девона). В ее составе преобладают красноцветные вулканогенно-обломочные и терригенные породы, представленные валунами, мелкогалечными и псаммитовыми разностями. В предфаменское время среди перечисленных образований появляются прослои алевролитов, иногда с карбонатным цементом, и отдельные линзы известняков. Кластические породы образовались как за счет размыва подстилающих (преимущественно живецких отложений), так и при разрушении позднедевонских вулканических построек. В некоторых разрезах франского яруса среди кластических пород присутствуют покровы эффузивов. Мощность рассматриваемых отложений крайне непостоянна: она колеблется от нескольких десятков метров до 500–700 м.

В период формирования вулканогенно-молассового комплекса происходит внедрение интрузий гранитоидов, возраст которых определяется как средний и поздний девон [16].

Накопление вулканогенно-молассового комплекса происходило преимущественно в наземных условиях, хотя в его составе и отмечается локальное развитие водоотложенных образований (озерно-лагунные и мелководно-морские фации).

Вверх по разрезу вулканогенно-молассовый комплекс сменяется морской осадочной серией фаменского и нижнекаменноугольного возраста. До последнего времени считалось, что граница между вулканогенно-молассовым комплексом и морской осадочной серией точно соответствует стратиграфическому уровню, разделяющему франский и фаменский ярусы верхнего девона. В настоящее время прослежены фациальные переходы от содержащих фаменскую фауну карбонатных пород к образованиям вулканогенно-молассового комплекса [15, 16, 87]. На основании этих наблюдений делается вывод, что некоторая часть вулканитов и красноцветных терригенных пород, прежде датированных франским веком, в действительности имеет фаменский возраст и, следовательно, должна



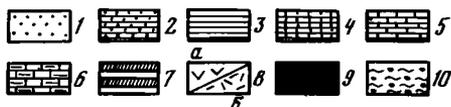
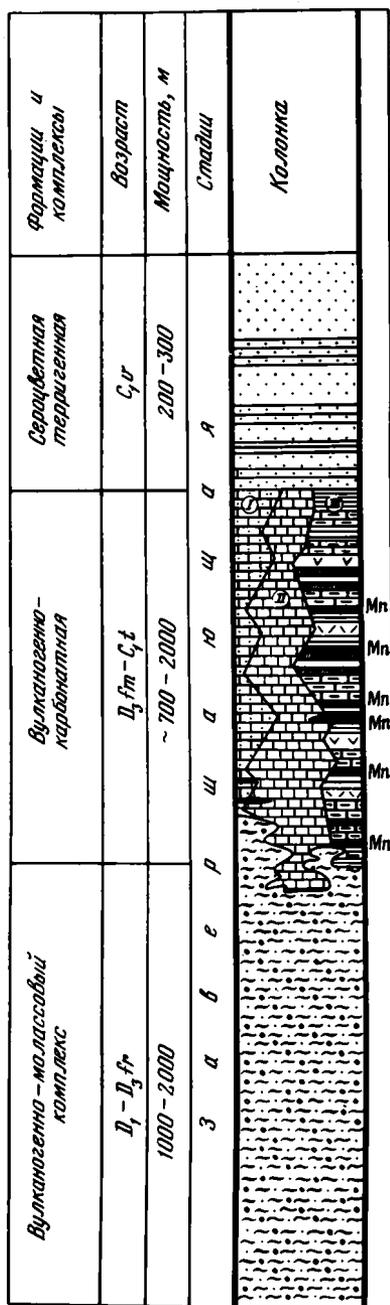
Фиг. 41. Схематическая геологическая карта Жайльминской мульды (Атасуйский район Центрального Казахстана) по [87]

1 – нижний карбон: известняки, аргиллиты, песчаники, прослои туфов и туф-фитов; 2 – верхний девон, фаменский ярус: известняки, кремнисто-глинисто-карбонатные породы, известковистые алевролиты, прослои вулканогенных пород, марганцевые, железные, свинцово-цинковые руды; 3 – нижний, средний девон и франский ярус верхнего девона: вулканогенно-молассовый комплекс; 4 – нижний палеозой; 5 – гранитоиды среднего-позднего девона; 6 – габбро-дибазы, габбро-мэнциониты, диорит-порфириты; 7 – разрывные нарушения; 8 – месторождения Атасуйского типа: 1 – Западный Каражал, 2 – Северный Каражал, 3 – Восточный и Южный Каражал, 4 – Дальневосточный Каражал, 5 – Ктай, 6 – Бестюбе, 7 – Кентюбе, 8 – Керегетас, 9 – Южный Клыч, 10 – Северный Клыч, 11 – Алтыншоко, 12 – Жомарт, 13 – Тамара, 14 – Жайрем, 15 – Ушкатын I, 16 – Ушкатын II, 17 – Ушкатын III, 18 – Камыс, 18-а – Акшагат; 9 – рудопроявления Атасуйского типа: 19 – Бестау, 20 – Таскудук, 21 – Караой, 22 – Рудоносное, 23 – Аккудук, 24 – Западный Аккудук, 25 – Юго-Западный Аккудук, 26 – Атайка, 27 – Промежуточное I, 28 – Промежуточное II, 29 – Западный Жомарт, 30 – Туебай, 31 – Бугуль, 32 – Баир Речной, 33 – Гора Жомарт, 34 – Тасжарган, 35 – Южно-Акбастузское, 36 – Южный Ушкатын, 37 – Ушкатын IV, 38 – Арап, 39 – Сюртысу, 40 – Восточное Сюртысу, 41 – Картобай, 42 – Кильджир; 10 – жильные рудопроявления железо-марганцевой и барито-полиметаллической минерализации: 43 – Южный Аккудук, 44 – "Точка № 4"; 11 – граница нижне- и среднефаменского подъярусов

рассматриваться как континентальный или прибрежный аналог фаменских морских отложений.

Морская серия фаменского и нижнекаменноугольного возраста по литологическим особенностям отчетливо разделяется на две части: нижнюю (фаменский и турнейский ярусы), представленную преимущественно карбонатными породами, и верхнюю (визейский, отчасти намюрский ярусы), для которой характерны сероцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты¹. Атасуйской вулка-

¹ Терригенные породы визейского возраста на фиг. 39 не выделены. Они имеют ограниченное распространение и представлены только на отдельных участках в центральной части мульды.



Фиг. 42. Стратиграфическая колонка девонских и нижнекаменноугольных отложений Жайлыминской мульды (Атасуйский район Центрального Казахстана)

1 - песчаники; 2 - алевролиты; 3 - аргиллиты, кремнисто-глинисто-карбонатные породы и туфогенные сланцы; 4 - известняки с примесью обломочного материала и известковистые терригенные породы; 5 - рифогенные известняки; 6 - тонкозернистые темные известняки; 7 - туффиты и туфогенные сланцы; 8 - эффузивы и пирокластические породы; а - основного состава, б - кислого и щелочного состава; 9 - железо-марганцевые руды; 10 - отложения вулканогенно-молаассового комплекса: вулканиты кислого и андезитового состава с отклонением до щелочных и андезит-базальтовых дифференциатов, красноцветные кластические породы, отдельные линзы известняков. Типы разрезов вулканогенно-карбонатной формации: I прибрежный, терригенно-карбонатный; II - мелководно-морской, рифогенный; III - отложения относительно углубленных впадин морского дна.

ногенно-карбонатной формации отвечает нижняя довизейская часть разреза, мощность которой изменяется от 700 до 2000 м. Характеристика этой формации дается автором на основании собственных наблюдений [99, 103, 110, 113], с широким привлечением данных более поздних исследований [15-17, 40-45, 67, 68, 74, 86-94, 119, 120, 152].

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ПОРОД И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ФОРМАЦИЙ

Наиболее характерными образованиями для вулканогенно-карбонатной формации являются различные карбонатные и глинисто-кремнисто-карбонатные породы, которым подчинены известковистые песчаники и алевролиты, реже бескарбонатные терригенные породы и про-

слои вулканитов. Характер разрезов формации по ее простиранию не выдерживается, что обуславливается в первую очередь ее полифациальностью. Выделяются отложения трех основных типов: рифогенные (массивные, часто органогенные известняки и доломиты, вокруг массивов которых широко представлены обломочные карбонатные породы), отложения иловых впадин и прибрежно-морские (терригенные породы, часто с карбонатным цементом, песчанистые известняки). Образования последнего типа в некоторых случаях по простиранию сменяются кластическими породами молассового облика.

Вулканические породы встречаются в разрезах всех трех типов, но имеют спорадическое распространение. Они представлены преимущественно вулканогенно-обломочными образованиями (туфы, тефроиды, туффиты), реже эффузивами и

лавами, слагающими небольшие субвулканические тела. Прослой литокластических туфов, так же как и эффузивы, локализируются на ограниченных площадях в непосредственной близости от вулканических центров, сфера же распространения пепловых туфов, тефроидов и туффитов значительно шире. В большинстве случаев вулканиды имеют основной состав, но наряду с этим среди них представлены также кислые и щелочные разновидности. Г.Н. Шерба [151] рассматривает эти образования как базальтоидные дифференцированные вулканиды состава базальт-липарит. По данным этого же автора, "состав крайних членов фаменских вулканидов Атасу отличается от средних членов базальт-андезит-липаритов несколько неустойчивой повышенной то натровой, то калиевой щелочностью в крайних трахитоидных дифференциатах".

Ниже дается характеристика только отложений иловых впадин, так как именно с ними связано подавляющее большинство месторождений и рудопроявлений Жайльминской мульды.

Отложения иловых впадин

Наиболее характерными образованиями для разрезов рассматриваемого типа являются различные породы кремнисто-глинисто-карбонатного состава и кремнистые известняки, среди которых присутствуют прослой органогенно-детритовых известняков, известняковых песчаников и алевролитов, а также вулканидов. Кремнисто-глинисто-карбонатные породы и кремнистые известняки представляют собой тонко- и мелкозернистые образования, окраска которых изменяется от черной до розовато-серой и красной (при явном преобладании темноокрашенных разновидностей). Состав этих пород очень непостоянен, так как соотношение слагающих их компонентов может быстро изменяться даже в пределах одного слоя. Породам свойственно большое текстурное многообразие, обусловленное как перераспределением компонентов илов в диагенезе, так и постседиментационными процессами [88, 102, 110, 113].

Толщи отложений иловых впадин имеют очень сложное строение, и корреляция их отдельных разрезов представляет нелегкую задачу. Тем не менее в настоящее время выработана стратиграфическая схема их расчленения, применяемая для всего Атасуйского рудного района [16] и дающая представление о последовательности напластования отдельных типов пород в различных вариантах их сочетаний. Согласно этой схеме рассматриваемые отложения подразделяются на следующие пачки (снизу)².

Нижнефаменский подъярус

Пачка невыдержаннослоистая. Горизонт $D_3fm_1a_1$. Кремнистые мелкозернистые известняки и альбит-кремнисто-карбонатные породы с комковато-узловатой неяснослоистой текстурой. Окраска пород изменяется от зеленовато-серой до темно-серой. В основании горизонта иногда присутствуют линзы и прослой известково-полимиктовых песчаников и седиментационных брекчий.

Горизонт $D_3fm_1a_2$. Темно-серые алевролиты, седиментационные брекчии, брахиоподовые ракушки. Текстура пород массивная, неяснослоистая. Алевролиты имеют полимиктовый, иногда известняковый состав. Мощность изменяется от метров до первых десятков метров.

Горизонт $D_3fm_1a_3$ (выделен только в пределах Жайремского рудного поля). Темно-серые глинисто-кремнисто-известковые и пиритовые ритмиты. Текстура тонкопараллельнослоистая (мощность слоев от долей до первых миллиметров).

Горизонт $D_3fm_1a_4$. Темно-серые мелкозернистые глинисто-кремнисто-карбонатные породы с линзовидной и прерывистослоистой текстурой. Основная масса породы сложена карбонатным веществом, в котором рассеяны единичные обломочные зерна кварца и полевых шпатов. В линзах обособляется углито-глинистый и карбонатно-глинистый материал.

² Названия пачек и индексы горизонтов даются по Е.И. Бузмакову и В.И. Шибрику.

Горизонт $D_3fm_1a_5$. Кремнисто-карбонатные породы светлой зеленовато-серой, реже темно-серой окраски, с текстурой, изменяющейся от грубо- до тонкослоистой. Иногда карбонатные прослои распадаются на отдельные стяжения. В верхней части горизонта присутствуют прослои измененных туфов и туффитов мощностью до 0,5 м. В пределах Жайремского рудного поля отмечен прослой грубообломочных туфов шелочного состава до 10 м мощностью.

Общая мощность пачки 150–400 м.

Пачка ритмичнослоистая. Горизонт $D_3fm_1b_1$. Тонкослоистые темно-серые глинисто-кремнисто-карбонатные породы. Отдельные маломощные прослои детритовых известняков, полимиктовых алевролитов и измененных туфов. Спорадическое распространение линз кремней, сидеритовых и бедных гематит-магнетитовых руд (мощность от 2–3 см до 1,5 м), на некоторых месторождениях прожилковая галенит-сфалеритовая минерализация.

Горизонт $D_3fm_1b_2$. Чередование прослоев массивных кремнисто-известковых пород (20–40 см) и тонкослоистых глинисто-кремнисто-известковых разностей темно-серого цвета (10–20 см). Отдельные прослои детритовых известняков с псаммитовой и алевроитовой структурой и серицитизированных туффитов. На месторождении Жайрем в этом горизонте локализуется свинцово-цинковое оруденение.

Горизонт $D_3fm_1b_3$. Чередование массивных кремнисто-известковых пород и пачек ритмов (группы тонких слойков от долей миллиметра до 10 мм, различающихся по составу и многократно повторяющихся). Выделяются пирит-кальцитовые, пиритовые и углисто-глинисто-кремнисто-кальцитовые ритмы. Для горизонта характерны тонкие прослои измененных туфов. На месторождении Жайрем в его составе локализуются свинцово-цинковые руды.

Горизонт $D_3fm_1b_4$. Черные карбонатно-кремнистые туфопелиты с прослоями пелловых туфов (от 20 мм до 50–70 см), туффитов и пиритовых ритмов. В туфопелитах присутствуют остатки радиолярий и спикеры губок.

Общая мощность пачки 60–120 м.

Пачка флишоидная. Горизонт $D_3fm_1c_1$. Глинисто-кремнисто-известковые породы флишоидного строения. Флишоидное строение выражено в многократном повторении многослоев с *graded bedding* [119, 120]. Каждый многослой представляет собой полный ритм, расчлененный на три элемента. Первый элемент ритма – грубо-, крупно- и среднезернистые известковые песчаники, вверх по разрезу сменяющиеся алевролитами. В составе песчаников преобладает органический детрит. В относительно мощных прослоях фиксируются размывы. В некоторых случаях в основании ритма наблюдаются прослои полимиктовых песчаников. Мощность первого элемента ритма в зависимости от грубости материала изменяется от 1–5 до 10–70 см, реже 200 см.

Второй элемент ритма сложен пелитоморфно-криптозернистым кремнисто-известковым материалом с примесью органического детрита, количество и размер которого уменьшается вверх по разрезу. Для верхней части ритма характерны кальцитовые конкреции и прослои пиритовых ритмов. Мощность второго элемента ритма колеблется от 5–10 до 150–200 см.

Третий элемент ритма – черные пелитоморфные карбонатно-глинисто-кремнистые породы с прослоями углистых и пиритовых ритмов и псаммито-алевроитовых туфов (мощность третьего элемента ритма не указана).

Общая мощность ритмов изменяется от 2–4 до 6–8 м. Переходы между элементами ритма постепенные, границы между отдельными ритмами резкие, с размывом.

Флишоидное строение горизонта хорошо проявлено в западной и центральной частях мульды. На ее восточной оконечности эта часть разреза слагается глинисто-кремнисто-известковыми и известково-глинисто-кремнистыми тонкозернистыми породами, которые в верхней части горизонта сменяются массивными известково-глинистыми силицитами и черными радиоляритами.

На месторождениях Жайрем и Бестюбе в рассматриваемом горизонте концентрируется свинцово-цинковое оруденение. Общая мощность горизонта изменяется десятками метров, в отдельных разрезах превышает 1000 м.

Горизонт $D_3fm_1c_2$. Однородные массивные углистые карбонатно-калишпато-

во-кремнистые породы черного цвета. Отдельные карбонатные и пиритовые конкреции. Мощность 7–20 м.

Горизонт $D_3fm_1c_3$ аналогичен горизонту $D_3fm_1c_1$. Его мощность 6–20 м.

Горизонт $D_3fm_1c_4$. Глинисто-кремнисто-карбонатные, хлорит-карбонатные, кремнисто-карбонатные и альбит-карбонатные породы разных оттенков серого цвета. Слоистость тонкая, иногда прерывистая и узловатая. Для горизонта характерны повышенные содержания железа и марганца, а также присутствие прослоев и линз гематит-магнетитовых руд и железистых яшм. Мощность горизонта 12–80 м.

Горизонт $D_3fm_1c_5$. Характеризуется флишoidalным строением, близким к горизонту $D_3fm_1c_1$. На многих участках с этими отложениями связана галенит-сфалеритовая минерализация. Мощность горизонта измеряется десятками метров и только на месторождении Бестюбе сокращается до 3–5 м.

Верхнефаменский подъярус

Пачка сероцветных известняков. Горизонт $D_3fm_2a_1$ по составу и текстурным особенностям пород близок к горизонту $D_3fm_1c_4$. Отличается от последнего повышенной карбонатностью отложений (преимущественно пепельно-серого цвета кремнистые известняки) и меньшим распространением железных руд. Мощность 7–40 м.

Горизонт $D_3fm_2a_2$. Серые глинисто-известковые породы с флишoidalным строением. В ритме преобладают детритовые известняки с алевроитовой структурой и углистые ритмы. Мощность 3–25 м.

Горизонт $D_3fm_2a_3$ аналогичен горизонту $D_3fm_1a_1$. Мощность 3–5 м.

Горизонт $D_3fm_2a_4$. Темно-серые глинисто-кремнисто-известковые породы флишoidalного строения. Характерны пиритовые ритмы. В ряде месторождений в составе горизонта локализуется свинцово-цинковое оруденение. Мощность 4–20 м.

Пачка красноцветных известняков. Горизонт $D_3fm_2b_1$ сложен кремнистыми известняками с узловатой текстурой, преимущественно красноцветной окраски. На ряде месторождений в этом горизонте концентрируется железо-марганцевое оруденение (до 6 пластов от 0,7 до 7 м). Мощность горизонта 8–40 м.

Горизонт $D_3fm_2b_2$. Бледно-розовые и сероцветные кремнистые известняки с узловатой, реже массивной структурой с линзами кремней. Мощность 5–20 м.

Горизонт $D_3fm_2b_3$. Красноцветные, реже сероцветные кремнистые известняки с узловато- и прямослойной или массивной текстурой. На месторождении Западный Каражал в этом горизонте концентрируются основные запасы железных руд (суммарная мощность рудных пластов достигает 40–50 м), на месторождении Ушкатын III – восемь пластов железо-марганцевых руд. Общая мощность горизонта 25–55 м.

На участках Северный Жайрем и Дальнезападный Каражал среди красноцветных и сероцветных кремнистых известняков встречены прослои спилитов, диабазовых порфиров и туфов основного состава; на месторождении Ушкатын, помимо покровов миндалекаменных спилитов, встречены тела фельзитовых порфиров и туфов кислого состава.

Нижнетурнейский подъярус

Темно-серая пачка. Горизонт $C_1t_1a_1$. Ритмично переслаивающиеся карбонатные породы. Нижняя часть ритма – детритовые известняки алевро-саммитовой структуры, верхняя – светло-серые узловатослоистые кремнистые известняки. Мощность ритмов измеряется первыми метрами. Присутствуют ритмы кремней и прослои туфопелитов. Общая мощность горизонта 15–40 м.

Горизонт $C_1t_1a_2$ сходен с горизонтом $D_3fm_1c_1$, но в нем отсутствуют пиритовые ритмы. Мощность измеряется десятками метров.

Желваковистая пачка. Горизонт $C_1t_2a_a$. Зеленовато-серые тефроиды, туффиты, туфы, седиментационные брекчии; реже встречаются прослои кремнисто-карбонатных и терригенных пород. Мощность 15–25 м.

Горизонт $C_1t_2a_2$ - пестроокрашенные кремнисто-карбонатные породы с альбит-карбонатными конкрециями. Прослои тефроидов и пепловых туфов. Мощность 25–40 м.

Пепельно-серая пачка (C_1t_2b). Пепельно-серые и зеленовато-серые серицит-кремнисто-карбонатные породы с частыми прослоями вулканогенно-обломочных образований. Мощность 200–300 м.

Выше по разрезу турнейские отложения согласно перекрываются терригенными сероцветными породами визейского и намюрского ярусов.

В настоящее время установлено, что фундамент мульды в период накопления выполняющих ее осадков был разбит на отдельные глыбы, испытывающие перемещения по ограничивающим их разломам. Иловые впадины развивались на месте погружающихся блоков. В этих углублениях морского дна накапливались тонкие илы и обломочный материал, сносившийся с его более мелководных участков (судя по составу кластических зерен, преимущественно из зоны рифового мелководья).

Основные особенности отложений иловых впадин

Обобщая сказанное об отложениях иловых впадин, можно отметить следующие их основные особенности.

1. Наиболее характерными образованиями являются тонко- и мелкозернистые отложения (исключение составляют карбонатно-обломочные породы основания флишеидных пачек), возникшие в результате литификации илов кремнисто-глинисто-карбонатного состава. Глинистое вещество этих пород образовалось преимущественно за счет разложения тонкого пеплового материала и имеет терригенную природу (реже). Этот же процесс мог быть одной из причин повышенной кремнистости рассматриваемых отложений. Кроме того, кремнистость илов смешанного состава могла быть обусловлена и синхронной с их накоплением гидротермальной деятельностью, с которой было связано поступление соответствующих соединений.

2. Породы характеризуются большим текстурным разнообразием, обусловленным перераспределением компонентов илов в диагенезе и отчасти связанным с постседиментационными изменениями отложений.

3. Разрезы рассматриваемого типа характеризуются многократным чередованием пачек с отчетливо выраженным флишеидным строением и с подавленным флишеобразованием (или полным его отсутствием). Мощность флишеидных горизонтов непостоянна, а разделяющих их пачек относительно стабильна. Согласно современным представлениям [16, 88, 119], флишеидные горизонты формировались в периоды тектонической активности (возможно, повышенной сейсмичности), а разделяющие их пачки - в условиях относительного покоя³.

4. Отложения иловых впадин накапливались преимущественно в восстановительной обстановке (темная окраска пород, наличие углистых и пиритовых ритмитов, погоризонтная вкрапленность пирита в ассоциации со скоплениями графитизированного органического вещества).

³ Характерно, что элементы флишеидного строения определенных горизонтов прослеживаются и за пределами распространения отложений иловых впадин. В частности, в районе месторождения Клыч, где нижний подъярус фаменского яруса представлен терригенными породами (прибрежно-морские и наземные отложения), горизонту $D_3fm_1c_1$ флишеидной пачки отвечает пачка ритмично переслаивающихся полимиктовых конгломератов, песчаников и алевролитов.

Анализ изложенного материала показывает, что Атасуйской вулканогенно-карбонатной формации отвечает полифациальная серия пород, накопление которой происходило в морских условиях. До последнего времени общепринятой считалась точка зрения, согласно которой начало фаменского века в Центральном Казахстане знаменовалось повсеместной трансгрессией, в результате которой обширные территории были заняты морским бассейном открытого типа. В последующие эпохи основная масса карбонатных отложений, накопившихся в этом бассейне, была эродирована, а сохранились они только в отдельных синклиналих структурах. Таким образом, карбонатные толщи, выполняющие современные мульды, рассматривались как уцелевшие фрагменты отложений единого морского бассейна.

В последние годы представления о характере морского бассейна в фаменском и турнейском веках существенно изменились. При детальном разведочном исследовании были прослежены неоднократные латеральные переходы от собственно морских отложений фаменского возраста (рифогенные известняки, глинисто-кремнисто-карбонатные породы иловых впадин) к прибрежно-морским и даже наземным толщам. Новые данные дали основание говорить об архипелаговом характере бассейна и рассматривать его как совокупность отдельных внутренних морей, сообщающихся проливами и протоками (Е.И. Бузмаков, А.А. Рожнов, В.Я. Середа, В.И. Шибрик и др.). В свете этих представлений карбонатные отложения, выполняющие Жайльминскую мульду, трактуются как отложения сравнительно небольшого внутреннего моря, контуры которого приблизительно отвечали современным очертаниям структуры. Подобные водоемы, по всей вероятности, возникали на месте крупных грабенных разломов, ограничивающие эти грабены, имели длительную историю развития: они не только оказывали влияние на состав и фациальные особенности осадков, накапливавшихся в течение фаменского и турнейского времени, но и определяли некоторые постседиментационные особенности этих толщ.

Рудоносность формации

В настоящее время в литературу достаточно прочно вошло понятие "оруденение Атасуйского типа", что связано прежде всего с несомненной специфичностью рудных ассоциаций, представленных в Атасуйском районе Центрального Казахстана, главной рудоносной структурой которого является Жайльминская мульда. Данный тип оруденения характеризуется парагенезом руд железа, марганца, свинца, цинка, иногда барита, сосредоточенных в ограниченной части разреза, отвечающей фаменскому ярусу и основанию турнейского. В пределах этого интервала выявлено семь рудоносных уровней [91].

При отчетливо выраженной тенденции к пространственному совмещению рудных концентраций черных и цветных металлов их количественные соотношения от месторождения к месторождению могут существенно меняться вплоть до полного выпадения отдельных разновидностей руд. В результате при общем комплексном характере оруденения Атасуйского типа в пределах последнего различаются преимущественно марганцевые, железо-марганцевые или свинцово-цинковые месторождения, что отражено в табл. 33. От месторождения к месторождению, кроме того, изменяются количество и мощности рудных пластов, особенности их группировки внутри продуктивной части разреза и некоторые морфологические особенности рудных залежей. Для иллюстрации сказанного приводится краткая характеристика продуктивных пачек конкретных месторождений.

Месторождение Ушкатын III

По данным [17], на месторождении Ушкатын III развиты как железо-марганцевые, так и полиметаллические руды, локализующиеся в составе одной красноцветной пачки (D_3fm_2b). Железо-марганцевое оруденение представлено 14 пластами, ко-

Таблица 33

Характер минерализации железа, марганца, цинка и свинца на месторождениях Жайль-минской мульды (по [43])

Минеральные комплексы и месторождения	Седиментационно-метаморфогенный		Гидротермальный	
	Fe-Mn	Zn-Pb	Fe-Mn	Zn-Pb
Камыс	Руды марганца и убогие руды железа	Нет	Разнообразная железо-марганцевая минерализация с бором, хлором	Жильная минерализация (пирит, халькопирит, галенит, барит) в разрезе железо-марганцеворудного горизонта
Жомарт	Руды железа и марганца	Не установлены	Разнообразная железо-марганцевая минерализация с бором, хлором, мышьяком; интенсивный щелочной метасоматоз. Образование гипогенного магнетита и мартита	Жильная минерализация (халькопирит, пирит, галенит, флюорит) в разрезе железо-марганцеворудного горизонта
Ушкаты I	Железные и цинконосные железо-марганцевые руды	Сульфидные цинковые руды с пиритом	Разнообразная железо-марганцевая минерализация с хлором, мышьяком, свинцом. Образование мушкетовита, гипогенного магнетита и мартита	Руды свинца с баритом и промышленным содержанием меди, совмещенные с синхронными пирит-цинковыми. Богатая жильная минерализация галенита и барита, реже халькопирита в разрезе железо-марганцеворудного горизонта
Ушкаты III	Железные, марганцевые и железо-марганцевые (иногда цинконосные руды)	Убогая сульфидная цинковая и железная минерализация	Разнообразная железо-марганцевая минерализация с бором, хлором, мышьяком, свинцом	Богатые руды свинца с баритом и флюоритом. Жильная минерализация галенита, барита, флюорита в рудах железа и марганца
Жайрем	Железные, цинконосные, железо-марганцевые руды и марганцевая минерализация	Сульфидные цинковые руды с пиритом	Железо-марганцевая минерализация. Образование мушкетовита, гипогенного магнетита и мартита	Барито-свинцовые руды, совмещенные с синхронными пирит-цинковыми. Минерализация барита и галенита в рудах железа
Бестюбе	Руды железа и марганцевая минерализация	Сульфидные цинковые руды с пиритом	Железо-марганцевая минерализация. Образование мушкетовита, гипогенного магнетита и мартита	Барито-свинцовые руды, совмещенные с синхронными пирит-цинковыми
Каражал	Железные, марганцевые и железо-марганцевые (иногда цинконосные) руды	Сульфидные цинковые руды с пиритом	Разнообразная железо-марганцевая минерализация с хлором, бором, мышьяком. Образование гипогенного магнетита и мартита	Руды свинца с баритом, совмещенные с синхронными пирит-цинковыми. Жильная минерализация барита и галенита в рудах железа и марганца

которые разобщены слоями органогенно-детритовых известняков мощностью в несколько метров (чаще всего 4-10 м).

Мощность, м

Пласт 1 сложен кремнистыми узловато-слоистыми известняками. Для его нижней части характерны линзы гематитсодержащих известняков, для верхней - прослой гаусманит-браунитовой руды.	2-3
Пласт 2 - переслаивание красных узловатых кремнистых известняков с гематит-якобситовыми, якобситовыми, реже с гаусманит-якобситовыми рудами. Отдельные линзы яшм и бедной гематитовой руды. . . .	4-7
Пласт 3 - известняки, подобные пласту 2, вмещающие тонкие (1-4 см) прослой браунитовой руды, иногда линзочки яшм.	1,5-3,0
Пласт 4 - неравномерное переслаивание гаусманитовых, кальцит-гаусманитовых и браунит-гаусманитовых руд с серыми органогенно-детритусовыми известняками.	6-8
Пласт 5 - красноцветные кремнистые известняки. В нижней и верхней частях слоя прослой гаусманитовых и браунитовых руд, в его середине - линзы яшмо-гематитовой руды.	2-3
Пласт 6 подобен пласту 4, но в отличие от него содержит два прослой яшмо-гематитовых руд.	6-8
Пласт 7 - слоистые яшмо-гематитовые руды. В основании пласта иногда присутствуют линзы гаусманит-браунитовых руд.	4-6
Пласт 8 - переслаивание серых органогенно-детритовых известняков с гаусманитовыми и гаусманит-браунитовыми рудами (нижняя часть пласта) и с яшмо-гематитовыми рудами (верхняя часть пласта)	9-11
Пласт 9 - для его нижней части характерны якобит-гаусманит-браунитовые руды, для верхней - гематитовые руды, сменяющиеся яшмо-гематитовыми.	4-6
Пласт 10 в нижней части сложен гематитовыми и яшмо-гематитовыми рудами, в середине - бедными кальцит-гаусманитовыми рудами с яшмо-гематитовыми прослоями, а вверху - гаусманит-браунитовыми рудами с редкими яшмо-гематитовыми линзами.	7-9
Пласты 11, 12, и 13 сложены гаусманит-браунитовыми рудами с отдельными линзами яшмо-гематитовых руд и разделены прослоями серых органогенно-детритовых известняков (1-2 м)	0,5-1,5
Пласт 14 - узловато-слоистые кремнистые известняки с линзами яшмо-гематитовых руд.	1-1,5

Во всех рудных пластах наблюдается отчетливая дифференциация прослоев марганцевых и железных руд. Содержание марганца в рудах колеблется от 15 до 56%, железа - от 35 до 57%. Промышленными являются пласты 4, 6, 8 и 10-13.

Полиметаллическое оруденение локализуется на восточном фланге месторождения и представлено сульфидными и окисленными свинцово-баритовыми рудами. Сульфидные руды слагают четыре основные залежи и ряд мелких линз. Главные рудные тела имеют форму сложных линз с раздувами до 40 м и пережимами до 3 м. На глубину они прослежены на 600 м. Сульфидную минерализацию несут красноцветные известняки, седиментационные брекчии и реже серые известняки. Для этого типа руд наиболее характерны прожилково-вкрапленная и брекчиевая текстуры.

Выше упоминалось, что железо-марганцевое и полиметаллическое оруденение месторождения Ушкатын III связано с одной красноцветной пачкой. Следует отметить, что в пределах этой пачки руды названных типов проявляют тенденцию к обособлению.

Месторождение Ушкатын I

Железо-марганцевое оруденение на месторождении Ушкатын I [17] локализуется в составе сероцветной пачки (горизонт $D_3fm_2a_1$) и представлено двумя пластами мощностью 3-5 и 25-30 м. Нижний пласт сложен магнетит-гематитовыми рудами, ассоциирующими с яшмами. Состав руд верхнего пласта по

простирацию не выдерживается. В центральной и южной частях он сложен якобсит-гематитовыми рудами, в северной преобладают гематитовые руды.

Полиметаллическое оруденение распространено на четырех стратиграфических уровнях (горизонты $D_3fm_1c_5$; $D_3fm_2a_1$; $D_3fm_2a_2$; $D_3fm_2a_4$) и пространственно совмещено с пластами железо-марганцевых руд. Полиметаллические руды образуют тела пластобразной и линзообразной формы, особенно значительные в горизонте $D_3fm_1c_5$ (свинцовые, медно-свинцовые и изредка цинково-свинцовые руды). В основании этого горизонта вскрыты также медно-баритовые руды (халькопирит, блеклая руда, барит). В составе сероцветной пачки оруденение более бедное. Оно представлено сфалерит-пиритовыми и галенит-сфалерит-пиритовыми рудами.

Полиметаллическим рудам свойственны массивные, полосчатые, вкрапленные и прожилково-вкрапленные текстуры. Среди железных и железо-марганцевых руд горизонта $D_3fm_2a_1$ галенит и сфалерит образуют сеть тонких прожилков.

На месторождении Ушкатын I промышленное значение имеют только полиметаллические руды.

Месторождение Жомарт

По данным М.М. Какуповой [43], на месторождении Жомарт представлены марганцевые и железные руды. Продуктивной пачке отвечает интервал разреза отложений верхнефаменского возраста мощностью 180–225 м, в котором на долю рудных пластов приходится 50–95 м. В пределах пачки выделяются следующие слои: нижние марганцеворудные, средние железорудные и верхние марганцеворудные.

В составе нижних марганцеворудных слоев выделяется четыре пласта марганцевых и один пласт железных руд, залегающие непосредственно один за другим в следующей последовательности (снизу): Mn_1 ; Fe_1 ; Mn_2 ; Mn_3 ; Mn_4 . Мощность пластов изменяется от 0,6–0,8 м до 3–4 м.

Марганцеворудные пласты характеризуются приблизительно одинаковыми средними содержаниями марганца и железа (Mn – от 21 до 35%, Fe – 6%), а также общими текстурными и минералогическими особенностями. Пласты слагаются серией тонких рудных прослоев мощностью от долей миллиметра до 6–8 см, ассоциирующих с пропластками карбонатных пород и известняков с примесью пирокластического материала. Руды представлены как окисными, так и карбонатными соединениями марганца (браунит, родохрозит, кальциевый родохрозит).

Железорудный пласт (Fe_1) сложен прослоями гематита, яшмы и известняков с примесью туфогенного материала. Его мощность колеблется в пределах 1,5–3 м, иногда достигая 5–6 м. Среднее содержание железа в рудах 45–65%.

Общая мощность нижней марганцеворудной пачки около 20 м, из которых 8–10 м приходится на долю рудных пластов. При прослеживании пачки в латеральном направлении намечается некоторая закономерность в распределении марганцевых и железных руд, выражающаяся в том, что на западном фланге месторождения повышается роль железа, а на восточном – марганца.

Описанная пачка отделяется от средних железорудных слоев прослоем серых и красновато-вишневых известняков мощностью от 2 до 8–10 м.

Средние железорудные пласты имеют мощность 15–35 м. Они включают один пласт железной руды (Fe_2), который при разветвлении образует пять-шесть обособленных прослоев, разобренных серыми известняками. Содержание железа по пласту изменяется от 45 до 63%, марганца – от десятых долей до 1–2%.

Железорудный пласт отличается сложным строением, обусловленным наличием в его составе разных минеральных ассоциаций, обособляющихся в самостоятельных слоях и линзах. М.М. Какупова выделяет две основные ассоциации: кварц-гематитовую и представленную магнетитом, сидеритом, хлоритом и стильпномеланом.

Железорудная пачка отделяется от верхних марганцеворудных слоев горизонтом известняков мощностью 25–30 м. Верхние марганцеворудные слои включают один пласт марганцевой руды мощностью 0,4–6 м с содержанием марган-

ца 24–27% и железа до 1%. Руды характеризуются хорошо выраженной тонко-слоистой текстурой (мощность отдельных слоев изменяется от миллиметров до первых сантиметров). В разрезе наблюдается многократное чередование окисных (браунитовых) и карбонатных (манганокальцитовых и родохрозитовых) руд, известняков, содержащих соединения марганца и примесь туфогенного материала, кремнисто-туфово-карбонатных и кремнистых пород, пепловых туфов и туффитов. В почве марганцеворудного пласта залегает прослой кремнистых пород с линзообразными скоплениями гематита. Тонкие гематитовые прослои присутствуют также и в составе марганцеворудного пласта. Общая мощность верхней марганцеворудной пачки 7–30 м.

Свинцово-цинковое оруденение на месторождении Жомарт не установлено.

Основные типы железных и марганцевых руд на месторождениях Атасуйской группы

При характеристике рассмотренных месторождений были перечислены только некоторые типы железных и марганцевых руд и главные из присущих им минералов. На большинство месторождений Атасуйской группы, в том числе и на описанных выше, выделяются окисные, карбонатные, и реже силикатные разновидности марганцевых руд, химический состав которых приведен в табл. 34. Кроме того, руды подразделяются на три категории, соответствующие седиментационно-диагенетической, метаморфогенной и гипогенной стадиям минералообразования. Главные типы руд, свойственные этим категориям, приведены в табл. 35. Кроме того, на многих месторождениях представлены такие минералы, как родохрозит, олигонит, манганит, бустамит, пиролюзит, пирит и цинконосные разновидности гаусманита, якобита, олигонита и манганокальцита, а также германиевые железные руды.

В промышленном отношении наибольшее значение имеют метаморфогенные разновидности первичных руд, затем руды гипогенного происхождения. Первичные седиментационные и диагенетические руды претерпели в процессе метаморфизма существенные изменения. В настоящее время сохранились только их карбонатные разновидности и реликты первичных гелей и гелеподобных образований, представляющие собой смесь кремнезема с окисными соединениями железа и марганца.

Главные черты Атасуйского типа оруденения. Приведенные выше примеры (месторождения Ушкатын III, Ушкатын I и Жомарт) отражают только некоторые варианты сочетаний различных рудных ассоциаций, свойственных месторождениям Атасуйской группы, отнюдь не исчерпывая всего присущего им разнообразия. В то же время, несмотря на индивидуальные особенности продуктивных пачек конкретных месторождений, им свойственны и общие черты, характеризующие Атасуйский тип оруденения в целом.

1. Для месторождений Атасуйской группы характерен парагенез руд железа, марганца, свинца и цинка. На ряде месторождений наблюдаются также значительные скопления барита.

2. Все месторождения сосредоточены в одном, сравнительно узком интервале разреза вулканогенно-карбонатной формации.

3. Залежи марганцевых и железных руд на всех месторождениях характеризуются общими морфологическими особенностями: рудные тела неизменно имеют линзо-пластовую форму и залегают согласно с вмещающими породами. Рудные пласты хорошо выдерживаются по простиранию: их общая протяженность достигает нескольких километров при ширине в несколько сот метров.

4. Крупные рудные залежи слагаются серией ритмично чередующихся прослоев "пустых" пород и руд. Содержания железа и марганца в последних варьируют в очень широких пределах, изменяясь от первых процентов до их десятков.

5. Границы рудных пластов с вмещающими породами резкие. Околорудные изменения последним не свойственны.

6. Железным и марганцевым рудам всех месторождений свойствен близкий минералогический состав и общий набор малых элементов-примесей. По данным

Таблица 34

Химический состав марганцевых руд Атасуйских месторождений

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	16,12	12,65	10,05	27,68	40,0
TiO ₂	0,14	0,07	-	Сл.	0,05
Al ₂ O ₃	4,91	0,80	0,65	1,00	0,84
Fe ₂ O ₃	5,84	-	5,10	1,10	2,88
FeO	-	-	-	-	0,43
MnO	25,20	33,04	22,80	52,00	36,25
MgO	0,46	0,52	3,20	0,46	1,72
CaO	15,00	14,21	27,75	3,37	13,37
Na ₂ O				0,08	0,18
K ₂ O	1,77	0,70	-	0,07	0,06
H ₂ O ⁻	0,11	0,07	0,17	0,19	-
H ₂ O ⁺	2,46	1,81	0,90	3,48	0,13
CO ₂	27,48	31,82	29,15	3,77	-
SO ₃	Сл.	0,87	-	-	-
BaO	0,21	-	-	-	-
MnO ₂	0,18	0,23	-	6,36	-
P ₂ O ₅	0,08	-	-	-	0,07
П.п.п.	-	-	-	-	4,52
Mn общий	-	-	-	-	-
Сумма	99,86	100,47	101,19	99,96	99,50

Примечание. 1-3 - карбонатные руды (1-2 - тонкослоистые, 3 - массивные); 4 - силикатная руда; 5 - карбонатно-силикатная; 6-11 - браунитовые руды.

Таблица 35

Типы марганцевых и железных руд [40]

Фации первичных руд	Руды, образовавшиеся в результате		
	осадконакопления и диагенеза	метаморфизма	гипергенеза
Окисные	Гидроокисные марганцевые и железомарганцевые	Браунитовые, гаусманитовые и якобитовые	Псиломелан-браунитовые, псиломелан-гаусманитовые, псиломелан-якобитовые
	Гидроокисные и лептохлоритовые железные	Гематитовые, магнетитовые и хлорит-магнетитовые	Мартитовые
Карбонатные	Манганокальцитовые, содержащие примесь кремнистого вещества	Манганокальцитовые, тефроит-родонитовые, гранат-родонитовые	Псиломелан-вернадитовые
	Сидеритовые	Сидерит-магнетитовые	Гётит-гидрогётит-мартитовые

6	7	8	9	10	11	12
17,64	12,18	11,24	10,34	8,88	8,71	16,16
0,04	0,02	0,04	0,10	0,07	0,08	-
0,75	0,90	0,87	1,28	0,81	-	0,39
2,08	0,48	1,76	3,84	4,32	3,20	2,24
-	0,29	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	32,85
0,18	0,18	0,25	0,22	0,22	0,81	0,13
10,92	19,24	20,80	25,48	18,46	21,81	6,52
-	0,45	-	-	-	0,04	-
-	-	-	-	-	0,05	-
-	-	-	-	-	-	-
0,07	0,16	0,16	0,11	0,09	0,04	0,89
-	-	-	-	-	-	8,00
-	-	-	-	-	0,33	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	33,50
0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,04	-
4,00	29,84	14,45	19,14	13,26	17,91	-
47,60	24,00	38,00	24,74	37,50	32,30	-
-	-	-	-	-	-	100,68

ды. Анализы 1-4 - данные В.В. Калинина [40]; 5-11 - данные М.М. Каюповой [43], 12 - браунитовая руда - данные В.В. Калинина [40].

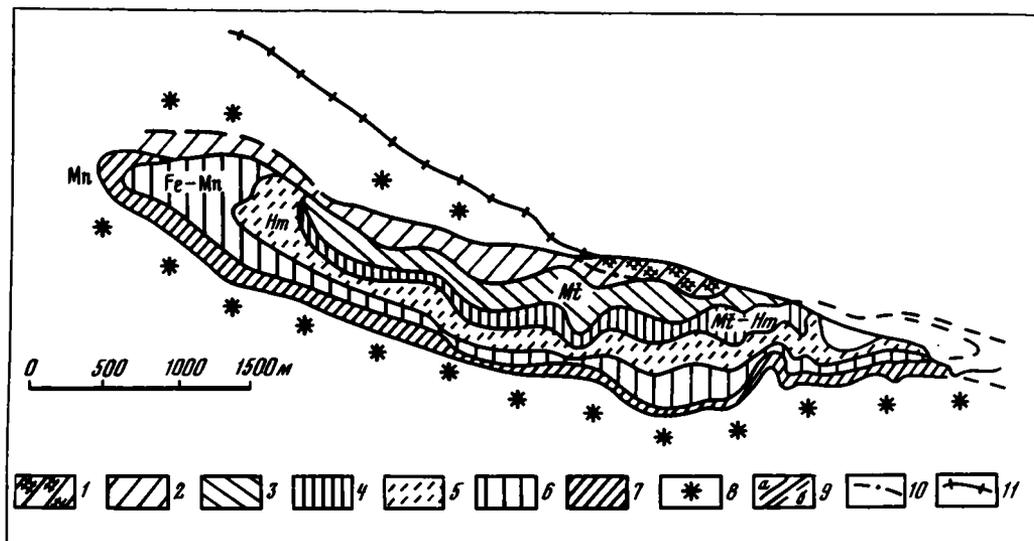
А.А. Рожнова [87], для железных руд характерно присутствие Cu (0,001-0,01%), As (0,001-0,01%), для марганцевых - Pb (0,001 до нескольких процентов), Zn (0,001-0,01 до нескольких процентов), Si (0,0001-0,01%), Ni (0,001-0,01%), Co (0,001-0,01%), следы Mo.

М.М. Каюпова [43] в качестве типоморфного элемента-примеси железных и марганцевых руд рассматривает также германий. Фосфор в рудах почти полностью отсутствует.

7. Железным и марганцевым рудам различных месторождений свойственны общие структурные и текстурные особенности, а также одинаковая степень и характер проявления метаморфизма. В такой же мере однотипны и ассоциирующие с рудами "пустые" породы. Специфическими, присущими продуктивным пачкам отложениями являются красноцветные кремнистые известняки, яшмовидные кремнистые породы и реже кремнистые метасоматиты.

Генезис железных и марганцевых месторождений

В 1958 г. автором была высказана и обоснована концепция вулканогенно-осадочного происхождения железных и марганцевых месторождений Жайльминской мульды [99], которая в настоящее время разделяется большинством геологов. При рассмотрении факторов, определяющих место локализации рудных



Фиг. 43. Распределение (в плане) минеральных типов железных и железо-марганцевых руд на месторождении Западный Каражал (по [91])

1 - железистые яшмы; 2 - баритизированные железистые яшмы; 3 - магнетитовые руды; 4 - магнетит-гематитовые руды; 5 - гематитовые руды; 6 - железо-марганцевые руды; 7 - окисные марганцевые руды; 8 - красноцветные оруденелые кремнистые известняки; 9 - граница минеральных типов руд: а - достоверные, б - предполагаемые; 10 - тектонические нарушения; 11 - эрозионный срез рудовмещающих отложений

залежей, отмечалось, что большинство из них, во-первых, связано с отложениями относительно углубленных участков морского дна и, во-вторых, приурочено к зонам разломов, имеющих длительную историю развития и, безусловно, уже существовавших в эпоху рудоотложения. Эти разломы, по мнению автора, служили подводящими путями для рудоносных растворов.

Естественно, что при последующих детальных работах на месторождениях Атасуйской группы представления о закономерности распределения рудных тел и многие особенности их строения были значительно уточнены. Особенно интересными представляются следующие новые аспекты теории рудообразования, изложенные в работах А.А. Рожнова, Е.И. Бузмакова, В.А. Лыткина, Н.К. Манухина и В.И. Шибрика. Эти исследователи, развивая положение о приуроченности рудных залежей к зонам разломов, увязали распределение железных и марганцевых руд в Жайльминской мульде с блоковым строением основания этой структуры. Как уже говорилось выше, иловые впадины, с отложениями которых связано подавляющее большинство рудных концентраций, развивались на месте погружающихся по разломам блоков, сочленяясь с более мелководными участками морского дна по тектоническим конседиментационным уступам. А.А. Рожновым и его соавторами было показано, что месторождения тяготеют именно к зонам сочленения отложений различных фаций и, следовательно, их распространение контролируется наличием погребенных разломов.

Принципиальное значение имеют выводы А.А. Рожнова о наличии на месторождениях Атасуйской группы концентрической и полуконцентрической зональности оруденения, сменившие прежние представления о линейном, однонаправленном характере рудных зон. Если линейная зональность связывалась с положением береговой линии суши, с которой якобы поступали рудные соединения, то концентрические рудные зоны группировались вокруг единого фокуса (источника), который, по наблюдениям А.А. Рожнова, мог носить как точечный (узлы пересечения разломов), так и линейный характер (линейно-вытянутые отрезки трещин). По мере удаления от фокусов рудные элементы располагались в последовательности, определяемой их геохимической подвижностью в данной

обстановке. На обследованных месторождениях наблюдается следующая общая тенденция смены зон (от центра к периферии): железистые яшмы – железные руды – марганцевые руды – оруденелые кремнистые известняки (фиг. 43).

Представляется, что концентрическая зональность рудных залежей и даже тенденция к ней должны рассматриваться как признак, по которому месторождения вулканогенно-осадочного происхождения могут отличаться от собственно осадочных.

В связи с тем, что для группы Атасуйских месторождений в целом характерна ассоциация черных (Mn, Fe) и цветных (Pb, Zn) металлов следует кратко коснуться и вопроса происхождения последних. Залежи свинцово-цинковых руд носят преимущественно стратиформный характер, реже они ориентированы под некоторым углом к слоистости, и в отдельных случаях имеют форму штоков. По мнению большинства исследователей [43, 68], эти месторождения образовались в два этапа. Оруденение первого из них сингенетично с вмещающими породами и имеет вулканогенно-осадочное происхождение, второго – носит гидротермально-метасоматический характер. Для рудных залежей обеих категорий характерно постоянное пространственное совмещение в одних рудных полях, в пределах которых развиты также и железо-марганцевые руды. Значительного разрыва между оруденением первого и второго этапов нет. Руды первого этапа сингенетичны вмещающим породам, т.е. накапливались в течение фаменского века. Гидротермально-метасоматические рудные образования, по данным А.А. Рожнова [87], не поднимаются по разрезу выше основания турнейского яруса, вследствие чего этот исследователь заключает, что процесс формирования свинцово-цинковых рудных концентраций на Атасуйских месторождениях завершился в турнейском веке.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ АТАСУЙСКОЙ ВУЛКАНОГЕННО-КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ

Резюмируя изложенный материал, отмечаем следующие основные черты Атасуйской вулканогенно-карбонатной формации.

1. Фон формации слагают осадочные, преимущественно карбонатные образования: известняки (при подчиненном развитии доломитов), различные кремнисто-глинисто-карбонатные породы, известняковые песчаники, алевролиты, реже брекчии. Терригенные породы некарбонатного состава имеют ограниченное распространение. Глинистая примесь в карбонатных породах образовалась преимущественно за счет разложения тонкого пеплового материала и реже имеет терригенное происхождение. О природе кремнистости рассматриваемых пород будет сказано ниже.

2. Вулканические образования подчинены осадочным, составляя менее чем 10% всех отложений формации. Эффузивы и литокластические туфы встречаются на разных стратиграфических уровнях, образуя отдельные прослои, иногда более значительные скопления, группирующиеся вокруг единичных вулканических аппаратов трещинного, реже центрального типа. Более широкое распространение имеют тефроиды, туффиты и осадочные породы, содержащие примесь пеплового материала. Для вулканической составляющей формации также характерны отдельные мелкие субвулканические тела. По химическим особенностям вулканыты представляют базальтоидные дифференцированные образования состава базальт-липарит.

3. Весьма характерными для рассматриваемой формации образованиями (при их сравнительно ограниченном распространении) являются кремнистые породы, подавляющее большинство которых сингенетично с вмещающими отложениями и только очень незначительная часть образовалась метасоматическим путем. Среди сингенетичных кремнистых пород выделяются массивные яшмовидные разности, почти нацело состоящие из кремнезема, и породы смешанного состава, в которые кремнезем входит в разных количествах в качестве одной из составных частей. Первые развиты исключительно в пределах продуктивных пачек месторождений или их ближайшей периферии, вторые имеют более широ-

кий пространственный диапазон распространения, являясь характерными отложениями относительно прогнутых участков морского дна.

Кремнистые метасоматиты по времени их образования очень близки к кремнистым яшмовидным породам, с которыми они связаны как пространственно, так и генетически.

4. Поступление кремнистого вещества в бассейн седиментации было связано преимущественно с вулканической деятельностью. Главная его масса выносилась подводными гидротермальными источниками, но некоторые количества могли образовываться и за счет разложения пепловой примеси в осадочных породах. Повышенная кремнистость пород смешанного состава связывается с обоими этими процессами, причем неясно, который из них являлся более результативным. Яшмовидные кремнистые породы и кремнистые метасоматиты рассматриваются как образования, возникшие за счет обильного гидротермального приноса кремнезема в непосредственной близости от места высачивания питающих растворов. Положение гидротермальных источников контролировалось зонами разрывных нарушений. Представляется, что ассоциация кремнистых пород, сингенетических с вмещающими отложениями, и кремнистых метасоматитов является одним из доказательств вулканогенного происхождения кремнезема.

5. Накоплению формации предшествовало (средний и поздний девон) и его завершало (средний и поздний карбон) внедрение крупных интрузий гранитоидов.

6. Формации отвечает непрерывная серия морских отложений, накопление которой происходило в бассейне, носящем архипелаговый характер и близком по своим особенностям к категории внутренних морей.

7. Формация носит отчетливо выраженный полифациальный характер. В ее составе выделяются отложения прибрежной зоны, зоны рифового мелководья и относительно углубленных участков морского дна (иловых впадин). Последние отвечают опущенным по разломам блокам фундамента мульды.

8. С формацией связаны многочисленные месторождения и рудопроявления, для которых характерна ассоциация руд железа, марганца, свинца и цинка. Оруденение связано с нижней частью формации, где руды локализуются на семи стратиграфических уровнях. Первичные руды железа и марганца имеют окисный и карбонатный состав и характеризуются одним и тем же набором минералов и элементов-примесей, сохраняющимся на большинстве месторождений.

9. Руды железа и марганца имеют вулканогенно-осадочное происхождение. Поступление рудных соединений генетически связывается с вулканической деятельностью фаменского времени, хотя прямой зависимости между расположением вулканических центров и рудных концентраций нет. Подводящими путями для рудоносных растворов служили разрывные нарушения (особенно узлы их пересечения), в непосредственной близости от которых и формировались рудные залежи.

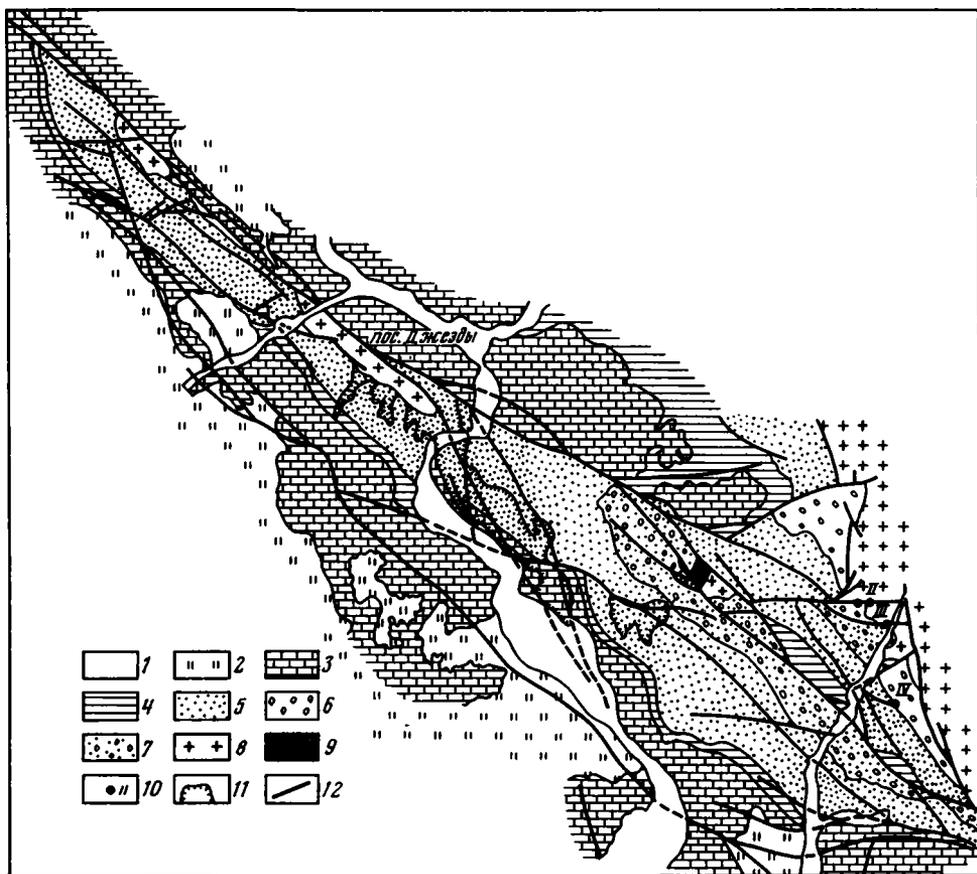
10. Положение рудных залежей определялось не только местом выхода продуктивных источников, но и рельефом морского дна, существенно влияющем на общую обстановку осадконакопления. Большинство месторождений связано с отложениями иловых впадин и локализуется в их прибортовых частях.

11. Атасуйская формация является образованием завершающей (орогенной) стадии геосинклинального процесса, причем позднего ее этапа, следующего за периодом накопления вулканогенно-молассового комплекса.

**МАРГАНЦЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДЖЕЗДИНСКОЙ ГРУППЫ
(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)
И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ**

Марганцевые месторождения Джездинской группы связаны с девонской молассовой формацией. Эта формация имеет в Центральном Казахстане очень широкое распространение, но ее рассмотрение в целом не входит в задачи настоящей работы, так как за пределами Джездинского района она не марганце-носна.

Марганцевые месторождения Джездинской группы находятся в западных районах Центрального Казахстана, в нескольких десятках километров севернее г. Джезказган. К рассматриваемой группе относятся месторождения Джезды,



Фиг. 44. Схема геологического строения района месторождений Джездинской группы, Центральный Казахстан (по [33])

1 - четвертичные отложения; 2 - неогеновые отложения; 3-4 - карбонатная формация: 3 - нижний карбон, карбонатная толща, 4 - сульфидерные слои верхнего девона, известняки, мергели, доломиты; 5-7 - красноцветная молассовая формация: 5 - красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, реже гравелиты и конгломераты (уйтасская свита), 6 - красноцветные гравелиты и конгломераты, реже песчаники и алевролиты (джездинская свита), 7 - нерасчлененные отложения уйтасской и джездинской свит; 8 - каледонские гранитоиды; 9 - девонское основание; 10 - марганцевые месторождения: I - Емельяновское, II - Найзатас, III - Южный Найзатас, IV - Бала-Джал, V - Надеждинское; 11 - контуры рудных залежей месторождений Джезды и Промежуточное; 12 - разрывные нарушения

Промежуточное Жаксы-Котр, Найзатас и несколько более мелких рудопроявлений (фиг. 44). Все месторождения и рудопроявления залегают среди отложений верхнедевонского возраста и внутри них приурочены к одному стратиграфическому уровню (основание уйтасской свиты, см. ниже), имеют близкий минералогический состав и морфологические особенности¹. В связи с однотипностью оруденения ниже приводится характеристика только одного, наиболее крупного из перечисленных месторождений – Джездинского.

Рудовмещающие отложения месторождения Джезды и условия их накопления

Джездинское месторождение связано с комплексом красноцветных терригенных пород верхнедевонского возраста, входящим в состав молассовой формации (фиг. 45). В районе месторождения этот комплекс подразделяется на джездинскую и уйтасскую свиты [25, 34]. Нижняя, джездинская свита залегает несогласно на образованиях докембрия, нижнего палеозоя и нижнего девона. В ее составе преобладают грубообломочные разности кластических пород – конгломераты (часто валунные и крупногалечные) и гравелиты, включающие отдельные пачки песчаников с линзами алевролитов и аргиллитов. На отдельных участках в верхних горизонтах свиты роль песчаников значительно увеличивается. Породам свойственна красная и красно-бурая окраска при ограниченном развитии зеленовато-серых разностей. Характерной особенностью рассматриваемых отложений (так же, как и отложений вышележащей уйтасской свиты) является резкая невыдержанность мощностей отдельных ее горизонтов (вплоть до их полного выклинивания на коротком расстоянии). Джездинская свита отвечает франскому ярусу верхнего девона, ее мощность в районе месторождения не превышает 300 м.

Верхней части рассматриваемого комплекса отвечает уйтасская свита. В районе месторождения Джезды она залегает несогласно на джездинской свите и более древних образованиях. Основание уйтасской свиты устанавливается по маркирующему горизонту кварцевых или аркозовых мелкозернистых песчаников, обогащенных гидроокислами железа и марганца. Сложена свита преимущественно мелко- и тонкозернистыми терригенными породами: мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, окрашенными в различные тона красного цвета и содержащими только отдельные линзы гравелитов и конгломератов. Большинство пород имеет аркозовый состав и характеризуется косо-слоистой текстурой. Вверху свиты появляются терригенные отложения с карбонатным цементом, а также прослой мергелей и известняков. Уйтасская свита отвечает нижней части фаменского яруса, ее мощность в районе месторождения не превышает 150 м.

Вверх по разрезу уйтасская свита постепенно сменяется отложениями карбонатного комплекса (сульфидеровые слои фаменского яруса – нижний карбон) мощностью в несколько сот метров.

Следует отметить, что за пределами территории, изображенной на фиг. 44, в районе месторождения Жаксы-Котр в составе красноцветного терригенного комплекса обнаружены прослой вулканитов андезит-базальтового состава, что указывает на локальные проявления вулканической деятельности в период накопления молассовой формации [23, 53].

Из изложенного вытекает, что в составе и строении красноцветного терригенного комплекса наблюдается определенная направленность, выразившаяся в постепенном уменьшении крупности породообразующего обломочного материала вверх по разрезу и возрастании (во времени) количества карбонатных отложений, появляющихся в его верхних горизонтах.

¹ Исключение представляет только месторождение Найзатас, на котором, помимо марганцевых руд, представлены также и железные. Кроме того, рудные залежи этого месторождения имеют жильную форму, что не характерно для прочих месторождений джездинской группы.



Фиг. 45. Стратиграфическая колонка девонских и нижнекаменноугольных отложений района Джездинского месторождения (по данным [33], [34], [38] с изменениями автора)

1 – карбонатные отложения; 2 – известняки; 3 – мергели; 4 – доломиты; 5 – алевролиты; 6 – песчаники; 7 – гравелиты и конгломераты; 8 – марганцевые руды; 9 – девонское основание

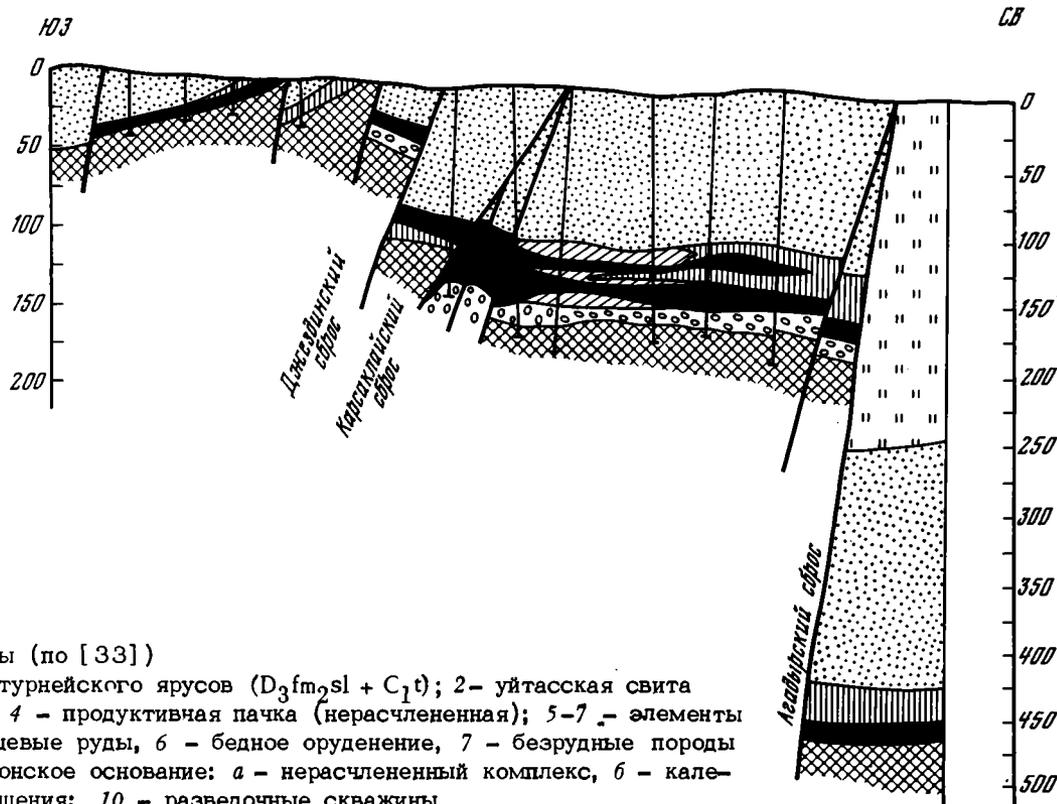
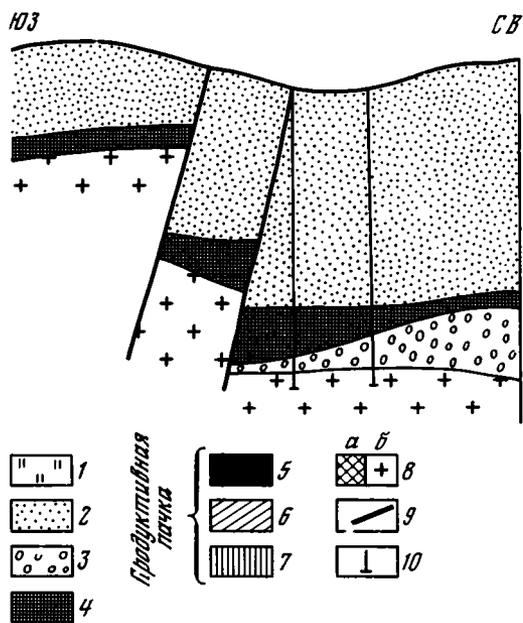
Рассматриваемый комплекс пород имеет континентальное происхождение, причем все исследователи отмечают его большую фациальную пестроту. В районе Джездинского месторождения, в частности, помимо собственно наземных отложений, описаны и их озерные фаши.

Рудная залежь месторождения Джезды приурочена к основанию уйтасской свиты. Рудоносная часть разреза сложена песчаниками, характеризующимися грубой слоистостью и плохой сортировкой обломочных зерен. В песчаную массу заключены гальки различного размера и разной степени окатанности. Иногда их количество настолько возрастает, что порода со своими структурными особенностями начинает отвечать конгломерату с песчаным цементом. В юго-западной части месторождения руды залегают на гранитоидах, в его центральной части они подстилаются возрастающей по мощности песчано-конгломератовой пачкой джездинской свиты (фиг. 46, 47).

Структурное положение месторождения

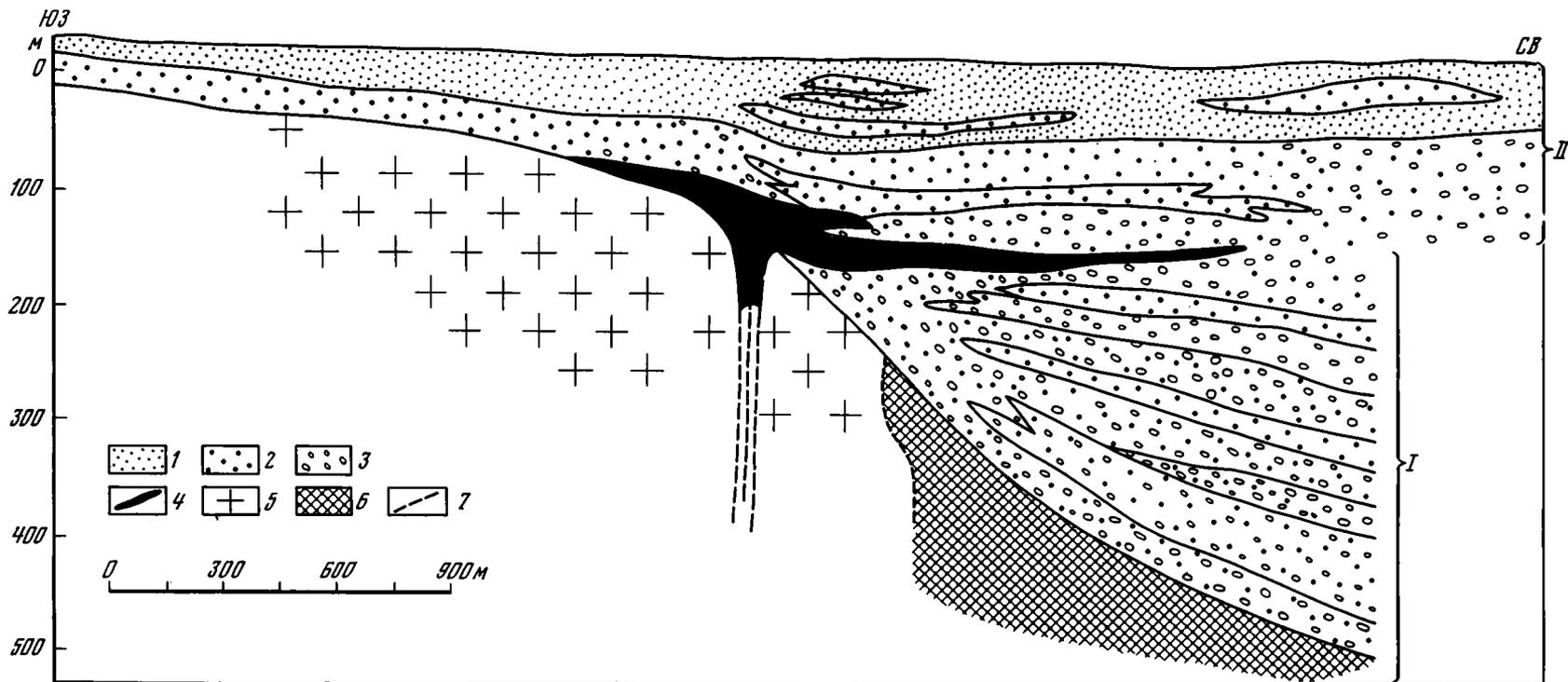
По данным В.А. Голубовского, Ю.А. Зайцева и др. [33, 38], месторождение связано с небольшой депрессией, заложившейся в начале верхнего девона на базе одного из тектонических уступов, обрамляющих с юга крупный Шагерлинский прогиб (см. фиг. 46). Анализ мощностей отложений, выполняющих депрессию, показал, что она особенно резко была выражена во франском веке, затем постепенно сглаживалась и к концу девона кончила существовать как отрицательная форма рельефа.

Депрессия имела ширину около 1,5 км, была вытянута в северо-западном направлении, а с северо-востока и юго-запада ограничивалась разрывными нарушениями (Агадырский и Джездинский сбросы, см. фиг. 46). В.А. Голубов-



Фиг. 46. Разрезы месторождения Джезды (по [33])

1 - карбонатная толща фаменского и турнейского ярусов ($D_3fm_2sl + C_1t$); 2 - уйтасская свита D_3fm_1ut ; 3 - джездинская свита D_3frdj ; 4 - продуктивная пачка (нерасчлененная); 5-7 - элементы продуктивной пачки: 5 - богатые марганцевые руды, 6 - бедное оруденение, 7 - безрудные породы в составе продуктивной пачки; 8 - додевонское основание: а - нерасчлененный комплекс, б - каледонские гранитоиды; 9 - разрывные нарушения; 10 - разведочные скважины



Фиг. 47. Схематический профиль через месторождение Джезды (по А.Б. Веймарну и др., 1972)

I - джездинская свита; II - уйтасская свита; 1 - песчаники мелко- и среднезернистые, алевролиты; 2 - песчаники крупнозернистые, гравелиты, 3 - конгломераты; 4 - марганцевые руды; 5 - додевонские гранитоиды; 6 - докембрийское основание; 7 - разрывные нарушения

ский [33] отмечает, что эти разломы развивались на протяжении очень длительного времени (франкий век—конец пермского периода) и имели связь с глубокими частями земной коры. По ним осуществлялось попеременное относительное перемещение отдельных блоков фундамента, в ряде случаев сопровождавшееся своеобразными инверсионными явлениями. Так, например, на месте упомянутой верхнедевонской депрессии в более позднее время сформировалась герцинская антиклинальная структура (Джездинская антиклиналь), в пределах которой обособились самостоятельные ядра, сложенные каледонскими гранитоидами и другими породами додевонского основания (см. фиг. 46). Таким образом, если говорить о положении Джездинского месторождения в герцинской структуре района, то оно располагается в осевой части герцинской антиклинали. В то же время Ю.А. Зайцев и В.А. Голубовский отмечают, что общая конфигурация рудной залежи структурно не связана с Джездинской герцинской антиклиналью, а обуславливается общими очертаниями ранее существовавшей депрессии.

Руды и их генезис

Главное рудное тело Джездинского месторождения имеет пластообразную форму (см. фиг. 46, 47)*. Оно прослеживается по простиранию примерно на 4,5 км, причем к периферическим частям месторождения расщепляется на несколько ветвей, сложенных более бедными рудами. Мощность нерасщепленной части рудной залежи не выдержана: в центральной части месторождения, отделенной сбросами, она достигает 25–30 м, а в юго-западном направлении постепенно уменьшается от 4–5 до 1–0,5 м.

Руды характеризуются цементной структурой. Рудное вещество выполняет промежутки между обломочными зернами и замещает наиболее тонкодисперсную часть обломочных пород, обычно представленную серицитом. Иногда оруденению (хотя бы частичному) подвергаются и более крупные кварцевые и полевошпатовые зерна песчаников и даже галька гранитов и кристаллических сланцев. Избирательная способность оруденения особенно ярко проявилась в конгломератах, песчаный цемент которых в ряде случаев практически нацело замещен соединением марганца, а галька только затронута этим процессом. Характерно, что в процессе рудного метасоматоза первичные структурные и текстурные особенности клястических пород не только сохраняются, но и подчеркиваются. Именно этим, в частности, обусловлено широкое развитие на месторождении грубослоистых разностей руд, повторяющих текстурный рисунок тех песчаников или гравелитов, по которым они развивались.

В некоторых случаях рудный метасоматоз сопровождался вторичным окремнением вмещающих пород (кремнистые метасоматиты), но масштабы этого процесса на Джездинском месторождении невелики.

Рудные залежи имеют неоднородное строение, что обусловлено различной интенсивностью замещения окислами марганца отдельных прослоев вмещающих пород. В пределах пласта наблюдается чередование слоев, сложенных богатой рудой и практически безрудных, точно так же, как один оруденелый слой часто распадается на серию отдельных линз, расположенных цепочкой или кулисообразно. Установлено, что в масштабах рудной залежи в целом интенсивность оруденения резко возрастает на участках, прилегающих к разрывным нарушениям, здесь же отмечается и резкое увеличение мощности рудного "пласта" (см. фиг. 46, 47).

На месторождении Джезды установлены только марганцевые руды, среди которых выделяются первичные и вторичные разности. По данным В.В. Калинина [41], первичные руды сложены исключительно гидроокисными и окисными соединениями марганца. Наибольшим распространением пользуются браунитовые руды, подчиненное развитие имеют криптомелан—коронадит—голландитовые их

* Характеристика месторождения Джезды дается автором по собственным наблюдениям, а также с широким привлечением материалов других исследователей [6, 11, 24, 33, 38, 41, 58, 59, 96].

разности. Содержание марганца в рудах первого типа составляет 16–22%, во втором достигает 50%. В браунитовых рудах, как правило, в незначительном количестве присутствует манганит, криptomелан–коронадит–голландитовые разности характеризуются повышенным содержанием свинца, бария, калия и таллия.

В.В. Калинин отмечает пространственную разобщенность выделенных разностей первичных марганцевых руд и определенную последовательность их образования. По его мнению, криptomелан–коронадит–голландитовая минеральная ассоциация отвечает более раннему этапу формирования первичных руд, чем браунит–манганитовая.

Все разновидности руд, представленные на Джездинском месторождении, характеризуются низким содержанием фосфора, серы, железа.

Важной особенностью месторождений Джездинской группы является то, что на них, помимо пластообразных залежей, присутствуют и жильные рудные тела, положение которых определяется приуроченностью к разрывным нарушениям. Подобные рудные жилы известны на контакте джездинской свиты и подстилающих ее образований додевонского основания, а также в породах нижних горизонтов уйтасской свиты, т.е. они локализируются примерно в том же интервале разреза красноцветного комплекса, что и пластообразные залежи.

Наиболее значительны по своему масштабу и лучше изучены жильные тела месторождения Найзатас, расположенного в нескольких километрах восточнее пластообразной джездинской залежи. Главное рудное тело этого месторождения имеет протяженность около 350 м, прослежено по падению на 90 м, его мощность в центральной части 15–18 м [41]. Падение крутое (60–70°). В отличие от пластообразных залежей, сложенных исключительно марганцевыми рудами, на месторождении Найзатас наиболее распространены железные руды, при резко подчиненном развитии марганцевых и железо–марганцевых разностей.

Среди железных руд выделяются гематитовые (преобладающий тип) и гематит–магнетитовые разности, железо–марганцевые руды сложены магнетитом и яkobситом, которые, как правило, находятся в тесном срастании. Гематитовые руды слагают преимущественно периферические участки рудных жил. Они характеризуются повышенным содержанием германия и часто бывают обогащены барием. Содержание марганца в них измеряется первыми десятками процента.

Марганцевые руды слагают центральные участки жильных тел и имеют браунит–гаусманитовый состав. Содержание марганца в них свыше 40%. В рудной массе постоянно присутствуют прожилки и скопления барита.

По мнению большинства исследователей месторождений Джездинской группы [24, 25, 38, 41], присущие им пластообразные и жильные рудные тела являются образованиями приблизительно одновозрастными. Что касается времени образования жильного оруденения, то оно, по мнению А.Б. Веймарна, "непосредственно предшествовало, а местами происходило одновременно с накоплением уйтасской свиты".

Если жильные рудные тела всеми исследователями рассматриваются как гидротермальные образования, то вопрос о генезисе пластообразных залежей является дискуссионным и до настоящего времени не решен однозначно. И.С. Яговкин [153], М.П. Русаков и К.И. Сатпаев [35], Ф.В. Чухров [143] рассматривали Джездинское месторождение в целом как гидротермальное; позднее А.Г. Бетехтиным [6] было высказано мнение об осадочном происхождении пластообразных рудных залежей; А.З. Петренко считал, что эта категория рудных тел образовалась вулканогенно (гидротермально)–осадочным путем [38]. Вулканогенно–осадочная концепция в последующие годы развивалась А.Б. Веймарном и А.А. Максимовым [24, 25].

В последнее время В.В. Калинин [41], занимавшийся детальным изучением месторождения Джезды, пришел к выводу о гидротермальном происхождении всех присущих ему рудных залежей. Этой же точки зрения придерживается и автор. В пользу гипотезы гидротермального генезиса месторождения Джезды говорят следующие факты.

1. Активный рудный метасоматоз, определяющий характер оруденения в пластообразных рудных телах.

2. Наличие на месторождении (хотя и в ограниченном количестве) кремнистых метасоматитов, образовавшихся практически одновременно с рудой.

3. Сочетание пластообразных и жильных рудных тел, образовавшихся примерно в одно время.

4. Увеличение мощностей рудных "пластов" и резкое повышение содержаний в них соединений марганца в частях, непосредственно прилегающих к разломам.

По мнению В.В. Калинина, минералогические особенности руд Джездинского месторождения и характер присущих им элементов-примесей, также указывают на гидротермальную природу оруденения.

Представляется, что, несмотря на наложенный характер оруденения Джездинского месторождения, большого разрыва между временем накопления рудовмещающих отложений и поступлением продуктивных гидротермальных растворов нет. Гидротермальная деятельность практически сопутствовала накоплению красноцветной молассы и, возможно, была генетически связана с излиянием базальтовых порфириров покровной и субвулканической фаций, присущих данной формации. Питающие растворы мигрировали по разрывным нарушениям в толщу только что отложившихся пород. В некоторых случаях рудное вещество откладывалось непосредственно в трещинах или ослабленных тектонических зонах, в других рудоносные растворы распространялись по определенным пластам, пересекаемым основным подводющим каналом. По мере перемещения гидротермальных растворов вдоль пласта происходила их разгрузка: освобожденные рудные соединения либо выполняли промежутки между породообразующими зернами, либо выборочно замещали последние. Интенсивность замещения пород уменьшалась по мере удаления от разломов, подводющих рудоносные растворы.

С позиций изложенной концепции хорошо объяснима и приуроченность пластообразного рудного тела месторождения Джезды к основанию уйтасской свиты. Последняя залегаёт трансгрессивно, переходя с отложений нижней части красноцветного комплекса на додевонское основание, в данном случае – каледонские гранитоиды, которые на значительной площади подстилают рудную залежь. Естественно, что пока рудоносные растворы мигрировали по разломам или системе трещин, проходящих через гранитный массив, или другие уплотненные породы додевонского ложа, их боковое (послойное) распространение было затруднено. Благоприятные для этого условия возникали при выходе подводных каналов в сравнительно рыхлые, слаболитифицированные терригенные породы уйтасской свиты².

Таким образом, пластообразные рудные залежи месторождений Джездинской группы относятся к категории рудных концентраций, образовавшихся путем выборочного замещения кластических отложений соединениями марганца. Последние выносились гидротермальными растворами, мигрирующими по разрывным нарушениям и распространявшимися в сторону от них по тем пластам пород, физико-химические особенности которых способствовали проникновению растворов в глубь пласта и выпадению из них рудного вещества.

Несмотря на наложенный характер оруденения, месторождения Джездинской группы не могут рассматриваться как внеформационные. Их связь с определенным интервалом разреза красноцветной молассовой формации и определенным типом слагающих ее отложений очевидна и обуславливается не только временем поступления питающих растворов, но и свойствами рудовмещающих пород, заложенными в них изначально. Следовательно, в данном случае мы имеем дело с марганценосной молассовой формацией, отвечающей завершающей (орогенной) стадии геосинклинального процесса.

² Наличие непосредственного контакта пород уйтасской свиты с образованиями додевонского основания (при наличии питающего источника) расценивается как один из факторов, способствующих возникновению значительных месторождений. Но это не обязательное условие возникновения рудных концентраций: на некоторых месторождениях Джездинской группы марганцевое оруденение фиксируется в основании уйтасской свиты и при наличии подстилающих ее горизонтов красноцветного комплекса.

Из рассмотренного материала следует, что месторождения Атасуйской и Джездинской групп в Центральном Казахстане при их приблизительной одновозрастности связаны с разными формациями – вулканогенно–карбонатной и молассовой – и имеют разное происхождение. Обе формации отвечают завершающей стадии геосинклинального процесса, но характеризуют разные ее этапы: молассовая – более ранний, вулканогенно–карбонатная – более поздний. В генетическом отношении месторождения сравниваемых групп роднит эндогенная природа источников рудного вещества. В то же время свойственные им рудные концентрации образовывались разными путями: на Атасуйских месторождениях они сингенетичны с вмещающими отложениями (вулканогенно–осадочное происхождение), на Джездинских – образовались путем метасоматического замещения соединениями марганца ранее отложившихся пород.

ГЛАВА ДЕВЯТАЯ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАРГАНЦЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ СССР

Из рассмотрения марганценосных вулканогенно–осадочных формаций палеозойского возраста, представленных на территории СССР, следует, что они могли образовываться на разных стадиях геосинклинального процесса. Начальной стадии отвечает карамалыташская формация, переходной – усинский формационный комплекс, завершающей – атасуйская и джездинская (молассовая) формации. Основные особенности перечисленных формаций отражены в табл. 36, из которой видно, что марганцевые руды локализуются в составе самых разнообразных парагенезов пород, существенно отличающихся как по вещественному составу отложений, так и по условиям их накопления. При сравнении изученных формаций устанавливаются следующие черты их сходства и различия.

Из рассмотренных формаций только карамалыташская характеризуется резким преобладанием вулканической составляющей над осадочной, во всех остальных случаях взаимоотношения компонентов обратные: фон усинского комплекса и атасуйской формации составляют карбонатные породы, а формация, с которой связаны месторождения джездинской группы, представлена почти исключительно терригенными образованиями.

Химические особенности и общий характер вулканических образований от формации к формации заметно изменяются. Если для карамалыташской формации наиболее характерны трещинные излияния диабазо–базальтового (спилитового?) состава, то в усинском комплексе вулканические породы имеют андезито–базальтовый и реже более кислый состав, а вулканическая составляющая атасуйской формации представлена базальтоидными дифференцированными образованиями состава базальт–липарит¹. В двух последних случаях вулканогенно–обломочные породы преобладают над эффузивами. Таким образом, при сравнении вулканических образований рассмотренных формаций можно констатировать определенную направленность в их изменении: от начальной стадии геосинклинального развития к переходной, а затем к завершающей намечается тенденция к покислению изверженного материала, а затем к его дифференциации. Попутно с этим возрастает коэффициент explosивности изверженных пород.

В состав всех изученных формаций в разных количествах входят кремнистые породы, которые, несмотря на общее вулканогенное происхождение слагающего их кремнезема, достаточно многообразны. Главная масса кремнистых соединений выносилась в бассейн седиментации гидротермами. За счет этих поступлений формировались яшмы и близкие им по времени образования кремнистые метасоматиты, совместное нахождение которых рассматривается как дополнительное доказательство вулканической природы сингенетичных с вмещающими толщами кремнистых отложений. Кроме того, некоторая часть крем-

¹ Вулканическая составляющая джездинской (молассовой) формации не анализируется, так как формация полностью не рассматривалась.

Таблица 36

Марганценовые вулканогенно-осадочные формации СССР (палеозой)

Формации и их комплексы	Карамалыташская спилито-кератофирово-яшмовая формация, Южный Урал (нижний девон - эйфельский ярус среднего девона)	Усинский вулканогенно-(андезитово-базальтовый)-карбонатный комплекс, Кузнецкий Алатау (средний рифей-нижний кембрий)	Атасуйская вулканогенно-карбонатная формация, Центральный Казахстан (верхний девон, фаменский ярус - нижний карбон, турнейский ярус)	Джездинская молассовая формация, Центральный Казахстан (верхний девон)
Соотношения составляющих парагенезов	Преобладают вулканиты и яшмы, осадочные породы подчинены	Преобладают осадочные породы, вулканиты и кремнистые образования (смешанного состава) подчинены	Преобладают осадочные породы, вулканиты и кремнистые образования (яшмовидные и смешанного состава) подчинены	Преобладание осадочных пород, единичные прослои вулканитов
Осадочные породы	Известняки, сланцающие отдельные лиазы среди вулканитов	Известняки рифогенные и хемогенные, иногда кремнистые и с примесью пирокластического материала, реже доломиты, обломочные карбонатные породы	Известняки, рифогенного и хемогенного происхождения, иногда кремнистые, глинисто-кремнисто-карбонатные породы, реже песчаники и алевролиты	Конгломераты, гравелиты, разнозернистые песчаники, реже алевролиты. В верхних горизонтах прослои карбонатных пород
Вулканические породы	Диабазы, спилиты, базальты, подчиненное развитие вулканитов липарит-дацитового ряда (эффузивы, туфы, субвулканические образования). Излияния лав сопровождались интенсивным кремненакоплением	Туфогенные сланцы, локальное развитие эффузивов и туфов андезитово-базальтового состава, прослои порфиритов и порфиритов	Вулканиты (эффузивы, туфы, субвулканические образования) дифференцированного состава	Эффузивы и туфы андезитово-базальтового состава
Гранитоидный магматизм	Нет	Внедрение гранитоидов следовало за накоплением формационного комплекса	Внедрение гранитных интрузий предшествовало накоплению формации	Внедрение гранитоидов предшествовало накоплению формации
Рудоносность	Марганцевые, реже железные руды окисного и карбонатного состава. Руды и кремнистые породы имеют вулканогенно-осадочное, иногда гидротермально-метасоматическое происхождение	Марганцевые руды карбонатного состава, вулканогенно-осадочного происхождения	Ассоциация руд железа, марганца, свинца и цинка. Марганцевые и железные руды окисного и карбонатного состава, вулканогенно-осадочного происхождения	Марганцевые руды окисного состава, гидротермально-метасоматического происхождения
Палеогеографическая обстановка осадконакопления	Морские, относительно глубоководные отложения	Отложения относительно мелководных морей открытого типа	Отложения эпиконтинентальных депрессионно-островных морских бассейнов	Наземная обстановка осадконакопления
Стадия геосинклинального процесса	Начальная (океаническая)	Переходная	Завершающая (континентальная)	Завершающая (континентальная)

Примечание. Подчеркнуты главные члены парагенезов.

незема (особенно в породах смешанного состава) образовалась за счет разложения тонкого пеллювого материала.

Наиболее широкое распространение кремнистые породы имеют в составе карамалыташской формации, где они представлены преимущественно яшмами и реже кремнистыми метасоматитами и образованиями типа кремнистых туффигов. В виде отдельных изолированных тел обособляющиеся среди вулканических пород яшмы встречаются на протяжении всего разреза формации, а в ее верхней части они локализируются в самостоятельный, хорошо прослеживающийся по простиранию горизонт. Представляется, что гидротермальная деятельность, с которой связывается вынос кремнистых соединений, сопутствовала всему периоду накопления формации, причем источники были многочисленны и функционировали на значительных площадях. При более или менее постоянном поступлении кремнезема условия, благоприятные для возникновения значительных кремнистых концентраций, создавались во время относительного затухания вулканической деятельности, когда кремнистая составляющая отложений не разбавлялась массовым поступлением продуктов вулканических извержений.

В усинский комплекс и атасуйскую формацию кремнистые породы входят в подчиненном количестве, причем представлены они преимущественно образованиями смешанного состава. Распространение собственно кремнистых пород (яшмовидных разностей и реже кремнистых метасоматитов) ограничивается продуктивными пачками некоторых месторождений атасуйской группы, но и здесь они имеют сугубо локальное развитие.

Для молассовой формации, вмещающей Джездинское месторождение, кремнистые образования вообще не характерны, если не считать слабо проявленного кремнистого метасоматоза кластических пород на контакте с рудными залежами.

Важным показателем стадий становления гранитно-метаморфического слоя является появление в составе определенных комплексов пород интрузий гранитоидов. По отношению к этому типу магматизма рассмотренные формации занимают различные позиции. Карамалыташской формации проявления гранитоидного магматизма вообще не свойственны. В районах развития усинского формационного комплекса интрузии гранитоидов (плагиигранитов) появляются в среднем кембрии, т.е. их внедрение следовало непосредственно за периодом накопления рассматриваемой формации. Накопление атасуйской формации и молассовых отложений, вмещающих Джездинское месторождение, происходило после внедрения крупных гранитных масс, в большинстве случаев характеризующихся повышенным содержанием калия. Отношение изученных формаций к гранитоидному магматизму (с учетом особенностей состава интрузивных пород) подчеркивает их принадлежность к разным стадиям процесса геосинклинального развития и позволяет более точно определить эти стадии.

Рассмотренные формации накапливались в различных палеогеографических условиях, что наложило особенно отчетливый отпечаток на их осадочную составляющую. Карамалыташская и атасуйская формации, а также усинский формационный комплекс представлены непрерывными морскими сериями, в то время как молассовые отложения, вмещающие Джездинское месторождение, являются континентальными. Тип морских бассейнов от формации к формации существенно менялся. Наиболее глубоководным, очевидно, был бассейн, в котором накапливалась карамалыташская формация, хотя и в нем во времени намечалась некоторая тенденция к обмелению. Усинский комплекс и атасуйская формация являются образованиями мелководных морей, но в первом случае бассейн носил открытый характер, а во втором представлял эпиконтинентальный водоем депрессивно-островного типа. Несмотря на существенные различия этих бассейнов, их роднит то, что в них обоих господствовала карбонатная седиментация. Более того, в усинском комплексе и атасуйской формации представлены некоторые общие типы карбонатных отложений: в обоих случаях широкое развитие имеют их рифогенные фации и сопряженные с ними фации относительно прогнутых участков морского дна (межрифовые понижения, иловые впадины, возникающие на опущенных по разломам блоках морского дна). В составе атасуйской формации (в отличие от усинского комплекса) отчетливо выделяется также фация прибрежно-морских отложений, для которой наиболее

характерны известняки, обогащенные примесью терригенного материала, и клас-тические породы с карбонатным цементом.

Проведенное сравнение изученных формаций еще раз подчеркивает существенные отличия в их составе, строении, условиях накопления и тектонической принадлежности, из чего можно сделать вывод об очень широком геологическом диапазоне распространения связанных с ними марганцевых руд. Последние, как показали проведенные исследования, имеют преимущественно вулканогенно-оса-дочное и реже гидротермально-метасоматическое (месторождение Джезды) про-исхождение.

Несмотря на идентичную вулканогенную природу рудного вещества, слагаю-щего все рассматриваемые месторождения, последним наряду с общими осо-бенностями свойствен и целый ряд отличий. От объекта к объекту существенно меняется минералогический состав марганцевых руд, особенности строения вмещающих их продуктивных пачек в целом, размеры и морфология рудных залежей, их количество и положение в теле формации и так далее. Из сравне-ния месторождений, связанных с разными формациями, вытекают следующие выводы.

1. Рассмотренным формациям свойственны разные типы марганцевых руд и парагенетически с ними связанных других рудных концентраций. Первичные мар-ганцевые руды карамалыташской и атасуйской формаций представлены как окисными, так и карбонатными разностями (при преимущественном развитии первых), тогда как на Усинском месторождении развиты руды только карбонат-ного, а на Джездинском – окисного состава.

2. На всех изученных месторождениях рудные ассоциации представлены двумя членами и более, характер которых от формации к формации меняется. Так, для карамалыташской формации типичен парагенез марганцевых и железных руд. Последние подчинены марганцевым и имеют исключительно окисный (гематитовый) состав. Железо- и марганцеворудные концентрации в составе продук-тивной пачки разобщены, хотя повышенные содержания железа в марганцевых рудах наблюдаются довольно часто. Более тесно (через промежуточные разности железистых силикатов) гематитовые руды связаны с яшмами, которые пред-ставлены в продуктивном горизонте формации очень широко. В целом продук-тивная ассоциация карамалыташской формации может быть охарактеризована как железо-марганцево-яшмовая.

Совершенно иная картина вырисовывается на Усинском марганцевом место-рождении. Здесь нет не только самостоятельных железорудных концентраций, но и железистых разностей марганцевых руд. Кроме того, для продуктивной пачки не характерны кремнистые породы. Специфика марганцевых руд и вмещающих их отложений заключается в их повышенной фосфористости². Наличие в составе продуктивной пачки небольших самостоятельных скоплений фосфатов позволяет говорить о присущей Усинскому месторождению фосфатно-марганце-вой ассоциации. Следует отметить, что эта ассоциация характерна не только для продуктивной пачки Усинского месторождения, но и для всей формации в целом.

Атасуйский тип оруденения характеризуется парагенезом руд железа, мар-ганца, свинца, цинка, и иногда барита. Наряду с монометаллическими разности-ми перечисленных руд в ряде месторождений представлены также и биметал-лические рудные образования типа железистых марганцевых руд и руд, сложен-ных цинконосными разностями марганцевых минералов. Железные руды, так же как и марганцевые, имеют окисный и карбонатный состав. С рудами часто ас-социируют красноцветные кремнистые известняки, а также отдельные линзы и пласты кремнистых яшмовидных пород (преимущественно сингенетичных с вмещающими отложениями, реже образовавшихся метасоматическим путем), кото-рые за пределами продуктивных пачек отсутствуют.

На большинстве месторождений Джездинской группы, в том числе и на са-

² Марганцевые руды, связанные с карамалыташской формацией, а также пред-ставленные на месторождениях Атасуйской и Джездинской групп, характери-зуются крайне низким содержанием фосфора.

мом Джездинском, развиты только марганцевые окисные руды; исключением является месторождение Найзатас, в жильной рудной залежи которого наряду с марганцевыми представлены также железные и железо-марганцевые разновидности окисных руд. Марганцевому оруденению на Джездинском месторождении иногда сопутствует окремнение вмещающих пород, но процесс этот не интенсивен и носит сугубо локальный характер.

3. В карамалыташской и атасуйской формациях, а также в усинском формационном комплексе марганцевые руды слагают тела линзовидной и пластовой формы, которые залегают согласно с вмещающими породами, не подверженными окolorудным изменениям. Рудные залежи Усинского месторождения и месторождений Атасуйской группы очерчены резко, и только рудным концентрациям карамалыташской формации свойственны постепенные переходы от богатых разновидностей руд к бедным и к вмещающим породам с повышенным содержанием марганца и железа. Особенностью месторождений Джездинской группы является то, что на них, помимо пластообразных рудных залежей, представлены секущие рудные жилы. Интенсивных изменений вмещающих пород на контакте с рудными залежами обеих категорий не наблюдается.

4. Масштабы оруденения и характер его распределения внутри всех рассмотренных формаций различны. Марганцевые месторождения карамалыташской формации локализуются в ее верхнем яшмовом горизонте, в интервале разреза мощностью около 300 м (при общей видимой мощности формации 1500–2000 м). Протяженность рудного горизонта очень значительна. Он характеризуется общей зараженностью марганцем и железом, выразившейся в широком развитии в нем марганцовистых и железистых разновидностей кремнистых пород. Обособляющиеся среди яшм более крупные рудные концентрации (месторождения и рудопроявления) многочисленны, но по масштабам невелики.

С усинским формационным комплексом связано единственное крупное марганцевое месторождение – Усинское, которое локализуется в его средних горизонтах на фоне пород с кларковым содержанием марганца. Мелкие единичные рудопроявления, фиксирующиеся на том же стратиграфическом уровне разреза комплекса, что и Усинское месторождение, с ним разобщены, и в разделяющих их толщах тенденции к повышению содержания марганца не наблюдается.

Месторождения и рудопроявления Атасуйской группы локализуются на семи стратиграфических уровнях, в интервале разреза формации мощностью около километра. Промежутки между этими уровнями сложены породами, содержащими марганца в которых держатся на кларковом уровне. Отдельные месторождения в пределах определенных стратиграфических срезов также разобщены и в единый продуктивный горизонт не объединяются. Многие месторождения имеют промышленные масштабы и слагающие их руды, как правило, богатые.

Характерной особенностью месторождения Джезды является высокое содержание марганца в рудах при сравнительно ограниченных размерах и резкой оконтуренности слагаемых ими рудных тел.

5. Все изученные марганцевые месторождения вулканогенно-осадочного генезиса локализуются в составе непрерывных морских серий, причем оруденение связано либо с их верхними (карамалыташская формация), либо со средними (усинский комплекс и атасуйская формация) горизонтами. Несмотря на общую вулканогенную природу рудного вещества в упомянутых формациях, в них устанавливаются разные формы зависимости между проявлениями вулканической деятельности (эффузивного и эксплозивного типов) и рудообразованием.

В карамалыташской формации, облик которой определяется массовым поступлением продуктов вулканических извержений, разубоживающим рудную составляющую осадков, благоприятные условия для возникновения рудных концентраций (так же, как и для накопления кремнистых илов) создавались в период ослабления вулканической деятельности, в заключительный этап накопления формации.

Накопление усинского формационного комплекса сопровождалось локальными проявлениями вулканизма, которые ограничивались сравнительно узким промежутком времени. Оруденение приурочено именно к тому интервалу разреза формации, который соответствовал периоду относительной активизации вулканической деятельности. Установленная зависимость носит, однако, самый об-

ший характер, так как непосредственной пространственной связи рудных концентраций с вулканическими аппаратами в пределах рассматриваемого интервала разреза не обнаруживается.

В период накопления атасуйской формации вулканическая деятельность также носила локальный характер, но устойчиво проявлялась на протяжении относительно длительного времени, отвечающего преимущественно фаменскому веку (при фамен-турнейском возрасте формации в целом). Диапазон проявления марганцевого оруденения также ограничивается преимущественно фаменской частью разреза формации, причем месторождения в этом интервале распределяются на разных стратиграфических уровнях, что позволяет говорить о продуктивной тенденции всей нижней части атасуйской формации. Характерно, что в рассматриваемом случае, так же как и в усинском комплексе, рудонакопление происходило на протяжении того же времени, в течение которого фиксировались и проявления вулканической деятельности, но наряду с этим непосредственной пространственной связи рудных концентраций с вулканическими аппаратами, поставляющими эффузивный и пирокластический материал, не отмечается.

6. Представляется наиболее вероятным, что поступление соединений марганца (так же, как и железа и кремнезема) было связано с вулканическими газовыми и водными (газо-гидротермальными) выделениями. Источники располагались на некотором удалении от действующих вулканических центров, и их положение контролировалось зонами разрывных нарушений. Для усинского формационного комплекса и атасуйской формации установлено, что миграция питающих растворов осуществлялась только на некоторых участках разломов (по отдельным трещинам и узлам их пересечений) и в ограниченные промежутки времени. Близкая картина наблюдается на Джебдинском месторождении, где подводящими путями для рудоносных растворов также служили разрывные нарушения (точнее, их фрагменты), но разгрузка растворов происходила не в подводных условиях, а в толще литифицированных осадков.

7. Все полученные данные подтверждают положение о том, что накопление рудного вещества происходило в непосредственной близости от источников продуктивных растворов. На примере усинского формационного комплекса и атасуйской формации видно также, что достаточное поступление рудных соединений являлось не единственным фактором, обуславливающим возникновение крупных рудных концентраций. Для образования последних требовались определенные палеогеографические условия, способствующие накоплению тонких рудных илов. Такие условия возникали в относительно прогнутых участках морского дна, защищенных от действия волны и подводных течений. Чаще всего это были грабенные структуры, развивающиеся на блоках, опущенных по тем разломам, которые служили подводящими каналами для рудоносных растворов. В подобных структурах имело место совмещение обоих факторов, способствующих образованию рудных скоплений. В свете сказанного при проведении поисковых работ на марганцевые руды, локализующиеся в составе вулканогенно-осадочных формаций, особое внимание наряду с выделением перспективных тектонических зон должно быть уделено фашиальному анализу.

8. Рассмотренные формации с позиций их продуктивности расцениваются различно. Массовые поступления в бассейны седиментации соединений марганца имели место в начальную (карамалыташская формация) и заключительную (атасуйская формация) стадии геосинклинального развития, однако результативность процесса рудообразования была различной. В первом случае наблюдалась тенденция к рассеиванию рудного вещества на значительных площадях без образования крупных рудных концентраций, тогда как во втором, напротив, возникали обособленные промышленные месторождения богатых руд. Характерно, что тенденция к образованию резко локализованных залежей марганцевых руд проявилась и на месторождениях Джебдинской группы, которые связаны с молассовой формацией, также отвечающей заключительной стадии геосинклинального процесса. Исходя из сказанного, можно заключить, что наиболее перспективными в промышленном отношении являются именно формации заключительного этапа развития геосинклиналей, на которых и должно быть сосредоточено внимание при поисковых работах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе были рассмотрены две группы марганценосных вулканогенно-осадочных формаций, одна из которых представлена в Тихоокеанском поясе, а вторая – в пределах Атлантического сегмента Евразии. При анализе формаций каждой из этих групп были сделаны выводы, касающиеся как их общих геологических позиций, так и особенностей рудоносности.

В основе проведенного исследования лежал парагенетический подход к оценке геологических явлений, что определило и принцип выделения конкретных формаций и их типов. Следует подчеркнуть, однако, что выделение формаций не было самоцелью работы. Это был рабочий метод, способствующий правильной интерпретации генезиса месторождений, выявлению причин, определяющих место локализации рудных концентраций внутри формаций, а также позволяющий выделить перспективные в отношении марганценосности типы формаций и оценить масштабы вулканогенно-осадочного процесса как рудообразующего фактора.

Главные положения работы базируются на сопоставлении данных, полученных при рассмотрении упомянутых выше двух групп формаций. Такой сравнительный подход к оценке материала дает возможность выявить наиболее характерные особенности изучаемой категории формаций и присущего им типа рудогенеза.

Сравниваемые группы формаций являются разновозрастными: одна из них (Тихоокеанская) отвечает мезо-кайнозойю, вторая (Евразийская) – палеозою, из чего можно заключить, что временной диапазон марганцевого рудообразования вулканогенно-осадочного генезиса в геологическом прошлом очень велик и охватывает почти всю фанерозою (докембрийские и современные образования не рассматривались).

При выяснении геологических позиций марганцевых месторождений, связанных с толщами как мезо-кайнозойского, так и палеозойского возраста, было установлено, что в обоих случаях руды локализуются в составе формаций, отвечающих всем трем стадиям (начальной, переходной и завершающей) геосинклинального развития складчатых зон. Другими словами, вулканогенно-осадочное накопление марганцевых руд сопутствовало всему процессу преобразования земной коры океанического типа в континентальную кору материков.

При таком "сквозном" характере марганцевого вулканогенно-осадочного рудонакопления некоторые его особенности изменяются в процессе становления гранитно-метаморфического слоя. Это касается, во-первых, общего состава продуктивных ассоциаций, включающих марганцевые руды, и, во-вторых, масштаба марганцевого оруденения и особенностей его локализации внутри формаций.

Проведенное исследование показало, что наиболее постоянна свойственная формациям океанической стадии продуктивная железо-марганцево-яшмовая ассоциация. Эта ассоциация присутствует в составе тех формаций, вулканическая составляющая которых представлена эффузивами основного состава. На более позднем этапе геосинклинального развития (переходная стадия), когда начинает господствовать андезитовый вулканизм, количество кремнистых пород в составе продуктивных горизонтов (так же, как и в формациях в целом) резко сокращается (вплоть до их полного выпадения) и одновременно с этим исчезают самостоятельные железорудные концентрации и железистые разности марганцевых руд.

В формациях завершающей (орогенной) стадии, которым свойственны дифференцированные вулканические образования, состав продуктивных пачек мар-

ганцевых месторождений очень разнообразен. В тех случаях, когда марганцевые руды тесно парагенетически связаны с андезитовыми дифференциатами вулканической составляющей формаций (Чилийский тип), продуктивные ассоциации очень близки к тем, что наблюдались в формациях переходной стадии (отсутствие кремнистых пород и самостоятельных железорудных концентраций). В отличие от последних марганцевые руды Чилийского типа характеризуются повышенными содержаниями меди и бария.

Совершенно иной характер носят продуктивные пачки месторождений Атакусуйской группы, которые локализуются в составе формации, отвечающей более позднему этапу завершающей стадии, чем марганценовые отложения Чили. В этом случае непосредственной связи рудных концентраций с вулканическими породами вообще и тем более с какими-то определенными дифференциатами не установлено.

Атакусуйский тип оруденения характеризуется парагенезом руд железа, марганца, свинца, цинка и иногда бария. Наряду с монометаллическими разностями перечисленных руд на месторождениях также представлены и биметаллические рудные образования типа железистых марганцевых руд и руд, сложенных цинконосными разностями марганцевых минералов. С рудами в ряде случаев ассоциируют ливзы и пласты кремнистых яшмовидных пород.

Таким образом, характер продуктивных ассоциаций, включающих марганцевые руды вулканогенно-осадочного генезиса, изменяется в зависимости от стадий развития земной коры. Представляется, что эти изменения находятся в прямой зависимости от общей эволюции вулканического процесса.

Из сравнительной оценки масштабов марганцевого оруденения, свойственного формациям разных стадий, следует, что наиболее богатые и резко локализованные месторождения свойственны формациям конца переходной и особенно завершающей стадий. В начальную стадию геосинклинального развития, несмотря на массовое поступление в бассейны седиментации соединений марганца, наблюдалась тенденция к их рассеиванию на значительных площадях.

В результате в пределах определенных интервалов разреза возникало большое количество мелких месторождений и рудопроявлений, ассоциирующих с оруденельными яшмами. Таким образом, с позиций продуктивности рассмотренные формации оцениваются различно: наиболее перспективными в промышленном отношении являются те из них, которые связаны с концом переходной и завершающей стадий развития геосинклиналей. Именно на этой категории формаций и должно быть сосредоточено внимание при поисковых работах на марганец.

Марганцевые месторождения в составе рассмотренных формаций роднит общий вулканогенный источник слагающего их рудного вещества. Проведенное исследование показало, что рудные концентрации в большинстве случаев образовались вулканогенно-осадочным путем, реже путем выборочного метасоматического замещения вмещающих пород соединениями марганца. В возрастном отношении руды обеих категорий близки и являются образованиями, генетически связанными с разными фазами деятельности единого магматического источника, в процессе эволюции которого создавались вулканоплутонические комплексы определенных формаций. Таким образом, одновременное присутствие в вулканогенно-осадочных формациях рудных концентраций, сингенетичных с вмещающими отложениями и носящих наложенный характер (гидротермально-метасоматическое оруденение), является закономерным и месторождения обоих типов должны рассматриваться как составная часть парагенезов пород, представляющих формацию.

Особого рассмотрения заслуживает вопрос о характере связей процесса рудообразования с вулканической деятельностью. Этот вопрос имеет два основных аспекта. Первый из них сводится к установлению зависимости между составом вулканических пород и проявлениями марганцевого оруденения.

Из рассмотрения всех изученных марганценовых формаций следует, что для их вулканической составляющей наиболее характерны породы базальтового и андезито-базальтового ряда и только в вулканогенно-молассовом формационном комплексе Чили марганцевые руды ассоциируют с лавами основного состава. В формациях, вулканическая составляющая которых представлена обра-

зованиями базальтоидной группы, в некоторых случаях отмечается тенденция к контрастной дифференциации состава вулканитов. Характерно, что контрастный тип вулканизма (вернее, его элементы) отмечается на разных этапах развития геосинклиналей: он свойствен как начальной стадии этого процесса, так и самому концу его завершающей стадии (атасуйская формация). Таким образом, эмпирическим путем устанавливается приуроченность марганцевых месторождений к тем формациям, вулканическая составляющая которых представлена породами основного состава или контрастно-дифференцированными образованиями базальтоидной группы, реже вулканитами андезитового состава. Выявленная закономерность, по всей вероятности, является отражением определенных генетических связей оруденения с вулканическим процессом, связей, характер которых пока что не вскрыт.

Второй аспект исследования предусматривает выяснение зависимости между масштабами оруденения и интенсивностью вулканической деятельности, а также выявление пространственных и временных связей оруденения с вулканическими образованиями.

Проведенное исследование показало, что марганценосными могут быть формации, характеризующиеся разными соотношениями осадочной и вулканической составляющих и что некоторые особенности распределения рудных концентраций внутри формаций обуславливаются именно этими соотношениями. Целесообразно отдельно рассмотреть особенности локализации оруденения в формациях с преобладанием вулканических и осадочных пород.

Вулканические породы доминируют над осадочными в карамалыташской формации, в формациях Кубинского типа и в вулканогенно-молассовом комплексе Чили. В составе перечисленных формаций при общем преобладании в них вулканической составляющей выделяются подчиненные ассоциации пород, в которых значительно возрастает (вплоть до очевидного господства) количество осадочных и вулканогенно-осадочных образований. Характерно, что во всех случаях марганцевое оруденение связано именно с этими "относительно осадочными" внутриформационными образованиями. Последние могут занимать в теле формации различное положение (фиг. 48, 49) и существенно отличаться по составу. В карамалыташской формации (см. фиг. 48, б) — это венчающий ее бугульгьрский яшмовый горизонт, который образовался в период затухания вулканической деятельности, в ее гидротермально-фумарольную фазу.

В формации Эль-Кобре (см. фиг. 48, а), в составе которой выделяется собственно вулканическая (эффузивно-пирокластическая), вулканогенно-обломочная (тефройды, туффиты, вулканогенно-терригенные породы) и карбонатная ассоциации, подавляющее большинство месторождений связано со второй из них. Напомним, что соотношения между вулканической и вулканогенно-обломочной ассоциациями очень сложные. Они образуют тела, контуры которых не всегда совпадают со стратиграфическими горизонтами и которые могут сменять друг друга как в вертикальном разрезе, так и по латерали. Смена собственно вулканических сообществ пород вулканогенно-обломочными обуславливается положением и активностью вулканических центров в период накопления формации. Эффузивно-пирокластическая ассоциация формировалась в период максимальной активизации вулканизма и накапливалась в непосредственной близости от центров извержения. Что касается вулканогенно-обломочной ассоциации, которая рассматривалась как "относительно осадочная", то ее формирование происходило во время относительного затухания вулканической деятельности и на территориях, разобщающих крупные вулканические центры.

Вулканогенно-молассовый комплекс Чили (см. фиг. 48, в) в самом первом приближении подразделяется на три очень крупные ассоциации пород (возможно, отвечающие самостоятельным формациям), две из которых характеризуются резким преобладанием вулканических образований определенного состава (андезитовая и трахилипаритовая), а одна является собственно молассовой. Перечисленные ассоциации сменяют друг друга как в латеральном направлении, так и по разрезу, причем они связаны постепенным переходом через промежуточные парагенезы (андезит-молассовые, липарит-молассовые и т.д.), в которых осадочные и вулканические породы представлены приблизительно в равном

ганцевых месторождений очень разнообразен. В тех случаях, когда марганцевые руды тесно парагенетически связаны с андезитовыми дифференциатами вулканической составляющей формаций (Чилийский тип), продуктивные ассоциации очень близки к тем, что наблюдались в формациях переходной стадии (отсутствие кремнистых пород и самостоятельных железорудных концентраций). В отличие от последних марганцевые руды Чилийского типа характеризуются повышенными содержаниями меди и бария.

Совершенно иной характер носят продуктивные пачки месторождений Атакусуйской группы, которые локализуются в составе формации, отвечающей более позднему этапу завершающей стадии, чем марганценозные отложения Чили. В этом случае непосредственной связи рудных концентраций с вулканическими породами вообще и тем более с какими-то определенными дифференциатами не установлено.

Атакусуйский тип оруденения характеризуется парагенезом руд железа, марганца, свинца, цинка и иногда бария. Наряду с монометаллическими разностями перечисленных руд на месторождениях также представлены и биметаллические рудные образования типа железистых марганцевых руд и руд, сложенных шихоносными разностями марганцевых минералов. С рудами в ряде случаев ассоциируют ливзы и пласты кремнистых яшмовидных пород.

Таким образом, характер продуктивных ассоциаций, включающих марганцевые руды вулканогенно-осадочного генезиса, изменяется в зависимости от стадий развития земной коры. Представляется, что эти изменения находятся в прямой зависимости от общей эволюции вулканического процесса.

Из сравнительной оценки масштабов марганцевого оруденения, свойственного формациям разных стадий, следует, что наиболее богатые и резко локализованные месторождения свойственны формациям конца переходной и особенно завершающей стадий. В начальную стадию геосинклинального развития, несмотря на массовое поступление в бассейны седиментации соединений марганца, наблюдалась тенденция к их рассеиванию на значительных площадях. В результате в пределах определенных интервалов разреза возникало большое количество мелких месторождений и рудопроявлений, ассоциирующих с оруденельными яшмами. Таким образом, с позиций продуктивности рассмотренные формации оцениваются различно: наиболее перспективными в промышленном отношении являются те из них, которые связаны с концом переходной и завершающей стадий развития геосинклиналей. Именно на этой категории формаций и должно быть сосредоточено внимание при поисковых работах на марганец.

Марганцевые месторождения в составе рассмотренных формаций роднит общий вулканогенный источник слагающего их рудного вещества. Проведенное исследование показало, что рудные концентрации в большинстве случаев образовались вулканогенно-осадочным путем, реже путем выборочного метасоматического замещения вмещающих пород соединениями марганца. В возрастном отношении руды обеих категорий близки и являются образованиями, генетически связанными с разными фазами деятельности единого магматического источника, в процессе эволюции которого создавались вулканоплутонические комплексы определенных формаций. Таким образом, одновременное присутствие в вулканогенно-осадочных формациях рудных концентраций, сингенетичных с вмещающими отложениями и носящих наложенный характер (гидротермально-метасоматическое оруденение), является закономерным и месторождения обоих типов должны рассматриваться как составная часть парагенезов пород, представляющих формацию.

Особого рассмотрения заслуживает вопрос о характере связей процесса рудообразования с вулканической деятельностью. Этот вопрос имеет два основных аспекта. Первый из них сводится к установлению зависимости между составом вулканических пород и проявлениями марганцевого оруденения.

Из рассмотрения всех изученных марганценосных формаций следует, что для их вулканической составляющей наиболее характерны породы базальтового и андезито-базальтового ряда и только в вулканогенно-молассовом формационном комплексе Чили марганцевые руды ассоциируют с лавами основного состава. В формациях, вулканическая составляющая которых представлена обра-

зованиями базальтоидной группы, в некоторых случаях отмечается тенденция к контрастной дифференциации состава вулканитов. Характерно, что контрастный тип вулканизма (вернее, его элементы) отмечается на разных этапах развития геосинклиналей: он свойствен как начальной стадии этого процесса, так и самому концу его завершающей стадии (атасуйская формация). Таким образом, эмпирическим путем устанавливается приуроченность марганцевых месторождений к тем формациям, вулканическая составляющая которых представлена породами основного состава или контрастно-дифференцированными образованиями базальтоидной группы, реже вулканитами андезитового состава. Выявленная закономерность, по всей вероятности, является отражением определенных генетических связей оруденения с вулканическим процессом, связей, характер которых пока что не вскрыт.

Второй аспект исследования предусматривает выяснение зависимости между масштабами оруденения и интенсивностью вулканической деятельности, а также выявление пространственных и временных связей оруденения с вулканическими образованиями.

Проведенное исследование показало, что марганценосными могут быть формации, характеризующиеся разными соотношениями осадочной и вулканической составляющих и что некоторые особенности распределения рудных концентраций внутри формаций обуславливаются именно этими соотношениями. Целесообразно отдельно рассмотреть особенности локализации оруденения в формациях с преобладанием вулканических и осадочных пород.

Вулканические породы доминируют над осадочными в карамалыташской формации, в формациях Кубинского типа и в вулканогенно-молассовом комплексе Чили. В составе перечисленных формаций при общем преобладании в них вулканической составляющей выделяются подчиненные ассоциации пород, в которых значительно возрастает (вплоть до очевидного господства) количество осадочных и вулканогенно-осадочных образований. Характерно, что во всех случаях марганцевое оруденение связано именно с этими "относительно осадочными" внутриформационными образованиями. Последние могут занимать в теле формации различное положение (фиг. 48, 49) и существенно отличаться по составу. В карамалыташской формации (см. фиг. 48, б) — это венчающий ее бугульгырский яшмовый горизонт, который образовался в период затухания вулканической деятельности, в ее гидротермально-фумарольную фазу.

В формации Эль-Кобре (см. фиг. 48, а), в составе которой выделяется собственно вулканическая (эффузивно-пирокластическая), вулканогенно-обломочная (тефройды, туффиты, вулканогенно-терригенные породы) и карбонатная ассоциации, подавляющее большинство месторождений связано со второй из них. Напомним, что соотношения между вулканической и вулканогенно-обломочной ассоциациями очень сложные. Они образуют тела, контуры которых не всегда совпадают со стратиграфическими горизонтами и которые могут сменять друг друга как в вертикальном разрезе, так и по латерали. Смена собственно вулканических сообществ пород вулканогенно-обломочными обуславливается положением и активностью вулканических центров в период накопления формации. Эффузивно-пирокластическая ассоциация формировалась в период максимальной активизации вулканизма и накапливалась в непосредственной близости от центров извержения. Что касается вулканогенно-обломочной ассоциации, которая рассматривалась как "относительно осадочная", то ее формирование происходило во время относительного затухания вулканической деятельности и на территориях, разобщающих крупные вулканические центры.

Вулканогенно-молассовый комплекс Чили (см. фиг. 48, в) в самом первом приближении подразделяется на три очень крупные ассоциации пород (возможно, отвечающие самостоятельным формациям), две из которых характеризуются резким преобладанием вулканических образований определенного состава (андезитовая и трахипаритовая), а одна является собственно молассовой. Перечисленные ассоциации сменяют друг друга как в латеральном направлении, так и по разрезу, причем они связаны постепенным переходом через промежуточные парагенезы (андезит-молассовые, липарит-молассовые и т.д.), в которых осадочные и вулканические породы представлены приблизительно в равном



Фиг. 48. Позиции марганцевого оруднения в формациях с преобладанием вулканической составляющей
 а - Кубинский тип (формация Эль-Кобре, Куба), б - карамалыташская спилито-кератофирово-яшмовая формация (Урал), в - вулканогенно-молассовый комплекс Чили
 1 - вулканические породы;
 2-4 - осадочные и вулканогенно-обломочные образования: 2 - известняки, 3 - терригенные и вулканогенно-обломочные образования, 4 - яшмы

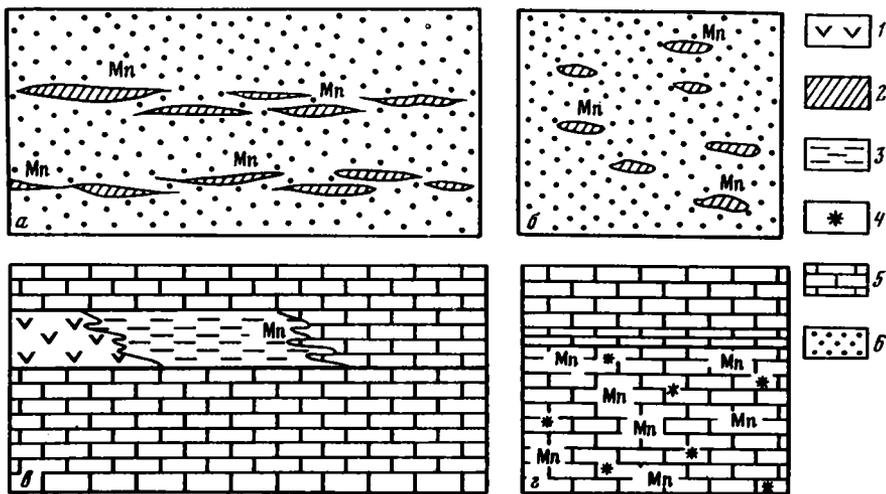
количестве. Марганцевые месторождения связаны с парагенезами пород андезит-молассового типа.

Таким образом, в вулканогенно-осадочных формациях, характеризующихся преобладанием вулканической составляющей, марганцевые руды, как правило, не локализируются в составе собственно вулканических ассоциаций. Это справедливо как для руд вулканогенно-осадочного, так и гидротермально-метасоматического генезиса. Благоприятные условия для возникновения рудных концентраций вулканогенно-осадочным путем создавались при сравнительно ограниченном поступлении в бассейн седиментации продуктов вулканических извержений, что имело место либо в периоды общего затухания вулканической деятельности, либо на площадях, разобщающих сгущения действующих вулканических центров.

Преобладанием осадочной составляющей над вулканической характеризуются формации Францисканского, Усинского и Атасуйского типов, а также молассовый комплекс, вмещающий Джеэдинское месторождение. Во всех перечисленных формациях проявления вулканической деятельности были локальными. Отдельные вулканические очаги или их группы сохраняли активность на протяжении сравнительно коротких промежутков времени, сменяющихся периодами накопления осадочных пород. В некоторых случаях вулканические центры носили точечный характер и относительно равномерно распределялись во всем теле формаций, в других сосредоточивались в определенных, сравнительно узких интервалах разреза, но при этом они были немногочисленны.

В формациях Францисканского типа представлены оба типа распределения вулканических очагов - в Калифорнии погоризонтный, а в Новой Зеландии - точечный (см. фиг. 49, а, б). В обоих случаях вулканическая деятельность характеризовалась излияниями лав трещинного типа и в сфере деятельности вулканических очагов формировались специфические ассоциации пород (ассоциации red rocks), главная роль в которых принадлежит кремнистым образованиям, при подчиненном развитии эффузивов основного состава (трещинные излияния) и туфогенных пород типа вулканических аргиллитов и туффитов. Марганцевые руды в формациях Францисканского типа локализируются исключительно в составе ассоциации red rocks, за пределами которых какие-либо признаки рудоносности исчезают.

В усинском формационном комплексе и атасуйской формации зависимость в расположении месторождений и вулканических центров, действующих в эпоху



Фиг. 49. Позиции марганцевого оруденения в формациях с преобладанием осадочной составляющей

a – Францисканский тип (Калифорния), *б* – Францисканский тип (Новая Зеландия), *в* – усинский вулканогенно-карбонатный формационный комплекс (Кузнецкий Алатау), *г* – атасуйская вулканогенно-карбонатная формация (Центральный Казахстан)

1 – вулканические породы, 2 – вулканогенно-кремнистые ассоциации типа *ged rocks*; 3 – туфогенно-карбонатная ассоциация; 4 – единичные вулканические очаги; 5 – карбонатные породы; 6 – терригенные породы

рудонакопления, иная. В обеих формациях наблюдается пространственная разоб-щенность рудных концентраций и очагов, поставляющих эффузивный и пирокла-стический материал, следствием чего является далеко не обязательное присут-ствие прослоев вулканических пород в составе продуктивных пачек вулканоген-но-осадочных месторождений. В рассматриваемых случаях связь рудообразова-ния с вулканизмом нашла другое воплощение.

Главный продуктивный уровень усинского формационного комплекса (усть-кундатская свита), с которым связано одноименное месторождение и несколь-ко мелких рудопроявлений, в целом отвечает периоду относительной активизи-зации вулканической деятельности (см. фиг. 49, *в*). Последняя фиксируется появлением в составе свиты (на определенных участках ее развития) значи-тельных скоплений вулканических пород, образовавшихся как при трещинных излияниях, так и в результате деятельности вулканов центрального типа. Характерно, что в толщах, непосредственно подстилающих и перекрывающих марганценосную свиту формационного комплекса, какие-либо вулканические образования отсутствуют. В латеральном направлении вулканическая ассоциа-ция сравнительно быстро выклинивается, последовательно сменяясь туфогенно-карбонатной и карбонатной. Усинское месторождение локализуется вблизи стыка парагенезов двух последних типов.

Месторождения Атасуйской группы локализуются на семи стратиграфичес-ких уровнях в пределах нижней части формации, которой свойственно также и спорадическое развитие вулканических пород (см. фиг. 49, *г*). Последние образуют единичные прослои, реже более значительные скопления, связанные с разными горизонтами и разобщенные пространственно (точечный тип разме-щения вулканических аппаратов). Характерно, что, несмотря на очевидную при-уроченность рудных концентраций и вулканических образований к одной части формации, они, в свою очередь, обнаруживают тенденцию к пространственной разобщенности.

Сказанное выше можно резюмировать следующим образом.

Во-первых, возрастание интенсивности вулканизма (в его эффузивной и экс-пловивной формах) не является фактором, способствующим увеличению масшта-

бов марганцевого оруденения вулканогенно-осадочного генезиса. Большинство месторождений, в том числе и наиболее крупные, связаны с формациями, характеризующимися подчиненным развитием вулканических пород, а в случае обратных соотношений вулканической и осадочной составляющих руды локализируются только в составе "относительно осадочных" внутриформационных ассоциаций.

Во-вторых, в формациях, фон которых составляют осадочные породы, оруденение связано с теми частями разреза, которые в целом отвечают периодом активизации вулканической деятельности. Наряду с этим часто наблюдается пространственная разобщенность месторождений и вулканических центров, действующих в эпоху рудонакопления. Следствием таких соотношений является далеко не обязательное присутствие прослоев вулканических пород в составе продуктивных пачек вулканогенно-осадочных месторождений.

Представляется наиболее вероятным, что поступление соединений марганца (как в случае вулканогенно-осадочного, так и гидротермально-метасоматического рудообразования) было связано с вулканическими газовыми и водными (газо-гидротермальными) выделениями. Для начальной стадии геосинклинального развития были характерны обширные гидротермально-фумарольные поля, в пределах которых существовала общая придонная зараженность илов рудным веществом и кремнеземом, а в благоприятных условиях накапливались яшмы и ассоциирующие с ними руды.

Для формаций переходной и завершающей стадий установлено, что положение источников, поставляющих продуктивные растворы, контролировалось зонами разрывных нарушений, входящих в систему крупных тектонических зон, т.е. в рассмотренном случае имело место сосредоточенное очаговое поступление продуктивных растворов. Это в значительной мере способствовало возникновению богатых рудных концентраций. Последние локализовались в непосредственной близости от выходов источников на дневную поверхность (в вулканогенно-осадочном процессе или же на путях миграции продуктивных растворов через толща литифицированных отложений в гидротермально-метасоматическом процессе).

Таким образом, одним из ведущих факторов, определяющих возникновение и распределение рудных концентраций, является наличие длительно живущих разломов, отдельные фрагменты которых служили подводными путями для продуктивных газо-гидротермальных выделений.

Специфика вулканогенно-осадочного процесса заключается в том, что при вулканическом происхождении тех или иных соединений (в данном случае соединений марганца) их накопление после выпадения из раствора осуществлялось обычным осадочным путем. Следовательно, при выяснении причин, определяющих масштабы оруденения и закономерности его локализации, должны быть учтены особенности не только источника рудного вещества, но и той обстановки, в которой оно накапливалось. В связи с этим большое значение приобретает фациальный анализ рудовмещающих толщ.

Проведенное исследование показало, что, хотя накопление марганцевых руд вулканогенно-осадочным путем осуществлялось в самых разнообразных палеогеографических условиях, начиная от океанических (Францисканский тип) и кончая континентальными (Чилийский тип), для возникновения значительных рудных концентраций требовалась специфическая обстановка седиментации. Во всех рассмотренных случаях было установлено, что для образования относительно крупных рудных скоплений и месторождений, помимо достаточного притока рудного вещества, необходимы условия, благоприятные для накопления тонких рудных илов. В морских бассейнах такие условия создавались в их относительно прогнутых участках, защищенных от действия волн и подводных течений и огражденных от массового притока компонентов, разубоживающих рудные илы. Это могли быть межрифовые углубления, а также впадины, образовавшиеся на опущенных по разломам блоках морского дна (конседиментационные структуры грабенного типа).

В континентальных формациях наиболее значительные месторождения связаны с озерными отложениями, за пределами развития которых отмечаются только небольшие, собственно наземные рудные скопления типа марганцевых

травертинов. Озера на фоне суши, так же как относительно углубленные участки морского дна, рассматриваются как своего рода ловушки, обеспечивающие накопление рудных взвесей.

Таким образом, возникновение крупных рудных концентраций обуславливалось удачным совмещением двух факторов, контролирующих рудообразование: наличием источников, в достаточном количестве поставляющих рудные соединения, и соответствующими физико-географическими условиями, способствующими накоплению и захоронению рудных осадков. Представляется, что наиболее перспективными в отношении рудоносности являются впадины грабенового типа, особенно те их части, которые непосредственно примыкают к разломам, ограничивающим эти структуры и одновременно контролирующим размещение рудогенерирующих источников. В свете сказанного при составлении прогнозных карт и постановке поисковых работ на марганец по конкретным районам главное внимание должно быть обращено на выявление зон погребенных глубинных разломов и детальный литолого-фациальный анализ развитых в их пределах отложений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамович А.Ф. Структурно-фациальные зоны и тектоническое развитие Восточной Кубы и прилегающих областей. - Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1966, № 5, с. 53-60.
2. Адамович А.Ф., Чехович В.Д. Основные черты геологического строения Восточной Кубы. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, т. 39, вып. 1, с. 10-21.
3. Архипов Г.И., Панских Е.А. Базальтоидный магматизм и железонакопление в Джагдинской эггеосинклинали. - В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 56-65.
4. Бейли Э.Г., Блейк М.К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. - Геотектоника, 1969, № 3, с. 17-30.
5. Бетехтин А.Г. О генетических типах марганцевых месторождений. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1944, № 4, с. 3-46.
6. Бетехтин А.Г. Промышленные и марганцевые руды СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946.
7. Богданов А.А. О геологии Перуанских Анд. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. 45, вып. 2, с. 130-151.
8. Богданов Н.А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца. - Геотектоника, 1969, № 3, с. 3-16.
9. Богданов Н.А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1975.
10. Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Мигдисов А.А., Смирнов В.И., Старостин В.И. О генезисе металлоносных осадков. - В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 249-275.
11. Богданчиков И.Н. Джебдинская группа марганцевых месторождений. - В кн.: Большой Джебказган. Алма-Ата, 1961, кн. 1, с. 246-256.
12. Бостром К., Фаркуарсон Б., Эйл У. Подводные горячие растворы как один из источников вещества осадков активных подводных хребтов. - В кн.: I Международный геохимический конгресс. М., 1973, т. 4, кн. 1, с. 455-459.
13. Браун Д., Кемпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М.: Мир, 1970.
14. Бровков Г.Н., Балицкий Д.К., Бучарская Г.С., Ярошевич В.М. Литология и сингенетичная металлогения вулканогенно-осадочного комплекса верхнего кембрия и нижнего палеозоя Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау. Красноярск, 1970. (Тр. СНИИГГамС; Вып. 101).
15. Бузмаков Е.И., Кулиш Л.И., Мачабели Г.А., Панских Е.А., Рожнов А.А., Соколова Е.А., Хамхадзе М.И. Особенности осадконакопления в некоторых марганцеворудных бассейнах СССР. - В кн.: Литология на новом уровне развития геологических знаний. (Тр. XI Всесоюз. литол. совещ.). М.: Наука, 1981, с. 146-157.
16. Бузмаков Е.И., Рожнов А.А., Середа В.Я. Новые данные по литологии рудовмещающих толщ и палеогеографии Атасуйского рудного района. - В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Казахстана. Алма-Ата, 1973, с. 29-36.
17. Бузмаков Е.И., Шибрик В.И. Стратиграфия и литология фаменских и турнейских отложений Атасуйского рудного района. - Сов. геол., 1976, № 2, с. 61-79.
18. Бузмаков Е.И., Шибрик В.И., Рожнов А.А., Середа В.Я., Радченко Н.М. Стратиформные железомарганцевые и полиметаллические месторождения Ушкатынского рудного поля (Центральный Казахстан). - Геология рудных месторождений, 1975, т. 17, № 1, с. 32-46.
19. Варенцов И.М. О геохимии Усинского марганцевого месторождения в Кузнецком Алатау. - Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 70, с. 28-64.
20. Варенцов И.М. Изучение выщелачивания марганца при взаимодействии основных вулканических материалов с морской водой. - Геология рудных месторождений, 1970, № 4, с. 93-104.
21. Варенцов И.М., Степанец М.И. Эксперименты по моделированию процессов выщелачивания марганца морской водой из вулканических материалов основного состава. - ДАН СССР, 1970, т. 190, № 3, с. 679-682.

23. Ватанабе Т., Ю и С. Обзор пластовых марганцевых месторождений Японии. - В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973, с. 104-121.
24. Веймарн А.Б., Максимов А.А., Петренко А.З. О гидротермально-осадочном происхождении марганцевого оруденения в красноцветных девонских образованиях запада Центрального Казахстана. - ДАН СССР, 1972, т. 206, № 2, с. 424-426.
25. Веймарн А.Б., Мартынова М.В. О закономерностях размещения железно-марганцевых месторождений в фанере Центрального Казахстана. - Литология и полезные ископаемые, 1975, № 5, с. 81-92.
26. Волочкович К.М. Некоторые общие аспекты методологии формационного анализа. - В кн.: Металлогенические и геологические исследования. М., 1971, вып. 1, с. 6-18.
27. Вуд Б., Гриндли Д., Харрингтон Х. Геологический очерк Новой Зеландии. М.: Изд-во Иностран. лит., 1963.
28. Гаврилов А.А. Эксгальационно-осадочное рудонакопление марганца (на примере Урала и Казахстана). М.: Недра, 1972.
29. Геологическая карта Новой Зеландии. Масштаб 1 : 2 000 000. Новозеландская геологическая служба, 1957.
30. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968.
31. Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Алма-Ата: Наука, 1967.
32. Геология и минеральные ресурсы Японии. М.: Изд-во иностран. лит., 1961.
33. Голубовский В.А. О сложных разрывах и глыбовых складках окрестностей месторождения Джезды. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. 43, № 4, с. 20-28.
34. Голубовский В.А. Силур и девон Сарысу-Тенизского водораздела и Улутая. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, № 5, с. 39-51.
35. Дзюценидзе Г.С. Влияние вулканизма на образование осадков. М.: Недра, 1965.
36. Дзюценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969.
37. Дзюценидзе Г.С. Горячие рассолы Красного моря и вопросы вулканогенно-осадочного рудогенеза. - Геология рудных месторождений, 1972, т. 14, № 5, с. 3-21.
38. Зайцев Ю.А., Голубовский В.А., Петренко А.З., Марьенко Ю.И. Геологическая позиция марганцевого оруденения в красноцветных девонских отложениях Джезказганского района. - Вести. МГУ. Сер. 4, Геология, 1967, № 2, с. 68-89.
39. Иванов С.Н., Смирнов Г.А., Ефимов А.А., Камалетдинов М.А., Минкина Л.М., Молдованцев Ю.Е., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Самыгин С.Г. Новые аспекты тектоники Урала. - В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., 1974, с. 56-67.
40. Калинин В.В. Железо-марганцевые руды месторождения Караджал. М.: Наука, 1965.
41. Калинин В.В. Джездинский тип марганцевых и железно-марганцевых месторождений западной части Центрального Казахстана. М.: Наука, 1978.
42. Каюпова М.М. Минералогия железных и марганцевых руд. - В кн.: Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Алма-Ата, 1967, т. 2, с. 87-104.
43. Каюпова М.М. Минералогия железных и марганцевых руд Западного Атасу (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1974.
44. Каюпова М.М., Кузнецовский А.Г. Комплексные стратиформные месторождения в Казахстане. - В кн.: Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980, с. 170-176.
45. Каюпова М.М., Рожнов А.А., Середя В.Я. Цинк в железных и марганцевых рудах Атасуских месторождений (Центральный Казахстан). - Вести. АН КазССР. Сер. Геол., 1969, № 1, с. 46-50.
46. Колотухина Е.С., Григорьева Л.А., Клаповская Л.И., Первухина А.Е., Потемкин К.В. Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М.: Наука, 1968.
47. Коптева В.В. О латеральном ряде формаций переходной стадии развития эвгеосинклинали (на примере Урала). - ДАН СССР, 1976, т. 230, № 2, с. 410-413.
48. Крашенинников В.А. Стратиграфия миоценовых отложений области Атлантического, Индийского и Тихого океанов по фораминиферам. М.: Наука, 1973. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 233).
49. Кристи М.Х. Чили. - В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М.: Изд-во Иностран. лит., 1959.
50. Кулиш Л.И. Литология и минеральные преобразования марганцевых руд Удско-Шантарского рудного района (Хабаровский край). - В кн.: Стратиграфия и осадочная геология докембрия Дальнего Востока. Владивосток, 1978, с. 107-123.

51. Кулиш Л.И., Кулиш Е.А. *Метаморфические марганцевые комплексы Дальнего Востока*. Хабаровск: Кн. изд-во, 1974.
52. Лаверов Н.П., Кабрева-Ортега Р. *Геологическая структура и некоторые вопросы генезиса медного месторождения Эль-Кобре (провинция Орьенте)*. - В кн.: *Геология и полезные ископаемые Кубы*. М.: Наука, 1967, с. 80-103.
53. Лазур О.Г. *Марганцеворудные накопления в континентальной молассе на примере месторождения Жаксы-Котр (Центральный Казахстан)*. - В кн.: *Новые данные по марганцевым месторождениям СССР*. М.: Наука, 1980, с. 184-190.
54. Лисицин А.П. *Вклад эндогенного вещества в океанскую седиментацию*. - В кн.: *Литология на новом этапе развития геологических знаний*. М.: Наука, 1981, с. 20-44 (Труды XI Всесоюз. литол. совещ.).
55. Ломизе М.Г. *Вулканизм и развитие Чилийских Анд*. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, № 5, с. 156-158.
56. Ломизе М.Г. *Арауканский вулканический пояс (Анды)*. - ДАН СССР, 1973, т. 213, № 5, с. 1147-1150.
57. Ломизе М.Г. *Донеогеновый вулканизм и тектоника Чилийско-Аргентинских Анд*. - В кн.: *Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана*. Геодинамические исследования, № 2. М.: Советское Радио, 1975, с. 72-75.
58. Максимов А.А. *Типы марганцевых и железо-марганцевых месторождений Центрального Казахстана*. - В кн.: *Закономерности размещения полезных ископаемых*. М., 1958, т. 1, с. 389-406.
59. Максимов А.А. *Новые данные по минералогии и геохимии марганцевого месторождения Джэзды в Центральном Казахстане*. - Сов. геол., 1960, № 12, с. 65-73.
60. Марков М.С., Соловьева И.А., Чехович В.Д. *Островные дуги и становление "гранитного" слоя земной коры*. - Геотектоника, 1967, № 1, с. 57-76.
61. Меланхолина Е.Н. *Формационные комплексы в структурах Сахалина и Хоккайдо*. - Геотектоника, 1975, № 3, с. 88-104.
62. Миртов Ю.В., Тарасова С.М. *Палеогеографические закономерности размещения некоторых осадочных полезных ископаемых в Горном Алтае, в Кузнецком Алатау и Салаире*. - В кн.: *Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири*. Томск, 1970, вып. 6, с. 75-81.
63. Миртов Ю.В., Тарасова С.М. *Марганценоность древних отложений Алтае-Саянской складчатой области*. - В кн.: *Новые данные по марганцевым месторождениям СССР*. М.: Наука, 1980, с. 211-215.
64. Миртов Ю.В., Тарасова С.М., Быч А.Ф., Сидягас Г.А., Магнаев И.П. *Литология и полезные ископаемые рифея и венда Кузнецкого Алатау*. - В кн.: *Литология и осадочные полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока*. Новосибирск, 1973.
65. Миртов Ю.В., Цыкин Р.А., Валууженич З.Д., Александров К.И. *Марганценозные и фосфоритоносные формации нижнего кембрия и верхнего докембрия (Синия) Западной Сибири*. - В кн.: *Осадочные формации Сибири*. Новосибирск, 1964, с. 110-118.
66. Миртова С.М. *Основные закономерности размещения полезных ископаемых в вулканогенно-осадочных комплексах Кузнецкого Алатау*. - *Литология и полезные ископаемые*, 1978, № 1, с. 82-94.
67. Митряева Н.М., Рожнов А.А., Муратова Д.Н., Дегтярева А.Н. *Месторождение Жайрем*. - В кн.: *Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Алма-Ата*, 1967, т. 3, с. 49-60.
68. Митряева Н.М., Рожнов А.А., Шерба Г.Н. *К генезису полиметаллических руд Атасуйского района (Центральный Казахстан)*. - Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1962, вып. 6, с. 53-64.
69. Моссаковский А.А. *Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры*. М.: Наука, 1975.
70. Мухин А.С., Ладыгин П.П. *Новые данные по геолого-промышленной характеристике Усинского месторождения марганцевых руд*. - Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1957, № 2, с. 29-37.
71. Нестоянова О.А. *Стратиграфия девона и силура Магнитогорского синклиория*. - Сов. геол., 1959, № 11, с. 16-28.
72. Нестоянова О.А. *Вулканизм восточного склона Южного Урала*. - В кн.: *Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала*. Свердловск, 1963, т. 2, с. 27-47.
73. Нестоянова О.А. *Возрастная корреляция вулканогенных образований Южного Урала*. - В кн.: *Второе Уральское петрографическое совещание: Тез. докл. Свердловск*, 1966, т. 3, с. 67-68.
74. Новохатский И.П. *О генезисе руд Атасуйских месторождений*. - В кн.:

- Железорудные месторождения Центрального Казахстана и пути их использования. М., 1960, с. 161-163.
75. Панских Е.А., Нечкин Г.С. О связи железорудных накоплений Джаягдинской металлогенической зоны с вулканизмом. - В кн.: Вопросы геологии и минерального сырья Дальнего Востока. Хабаровск, 1971, с. 128-131.
 76. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, 1969, № 4, с. 5-23.
 77. Пейве А.В., Богданов Н.А., Книппер А.Л., Перфильев А.С. Офиолиты - современное состояние и задачи исследования. - Геотектоника, 1977, № 6, с. 4-14.
 78. Пейве А.В., Перфильев А.С., Руженцев С.В. Проблемы внутриконтинентальных эвгеосинклиналей. - В кн.: XXIV сессия МПК: Докл. сов. геологов. Проблема № 3. Тектоника. М., 1972, с. 27-37.
 79. Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л., Марков М.С., Богданов Н.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В. Океаны и геосинклинальный процесс. - ДАН СССР, 1971, т. 196, № 3, с. 657-659.
 80. Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Богданов Н.А., Буртман В.С., Книппер А.Л., Макарычев Г.И., Марков М.С., Суворов А.И. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. - Сов. геол., 1972, № 12, с. 7-25.
 81. Перфильев А.С. Формирование континентальной коры и металлогения. - Геотектоника, 1977, № 5, с. 56-70.
 82. Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 234).
 83. Пушаровский Ю.М., Архипов И.В. Тектонические аспекты Чилийских Анд. - Геотектоника, 1972, № 1, с. 88-104.
 84. Пушаровский Ю.М., Архипов И.В., Ломизе М.Г., Милановский Е.Е., Чехович В.Д. Тектоническая эволюция Анд. - В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. Геодинамические исследования, № 1. М.: Советское радио, 1975, с. 7-19.
 85. Пушаровский Ю.М., Книппер А.Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническая карта Кубы. - Масштаб 1:1250 000. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967, с. 7-31.
 86. Рожнов А.А. Разрез вулканогенно-осадочных пород верхнедевонского возраста в районе Джайрема (Западный Атасу). - Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1962, вып. 6, с. 82-88.
 87. Рожнов А.А. О геолого-генетических особенностях марганцевого оруденения западной части Джаягдинской мутьды и месте марганцевого оруденения в ряду проявлений железа и полиметаллов района. - В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967, с. 311-324.
 88. Рожнов А.А. О связи морфологии карбонатных конкреций с тектоникой Жайремских месторождений в Казахстане. - Литология и полезные ископаемые, 1977, № 5, с. 93-104.
 89. Рожнов А.А., Бузмаков Е.И., Бигалев М.Б., Середва В.Я. Жайремское месторождение. - Разведка и охрана недр, 1972, № 4, с. 4-11.
 90. Рожнов А.А., Бузмаков Е.И., Манухин Н.К., Шибрик В.И. О зональности отложения железных и марганцевых руд Атасуйских месторождений (Центральный Казахстан). - Геология рудных месторождений, 1976, т. 18, № 3, с. 25-32.
 91. Рожнов А.А., Бузмаков Е.И., Середва В.Я., Лыткин В.А., Манухин Н.К., Шибрик В.И. Новые данные о геологическом строении железо-марганцевых месторождений Атасуйского района (Центральный Казахстан). - В кн.: Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М., 1980.
 92. Рожнов А.А., Лыткин В.А., Бузмаков Е.И. и др. О практическом использовании в поисковых целях особенностей метасоматической зональности на Жайремском рудном поле. - В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 230-238.
 93. Сапожников Д.Г. Караджальское железо-марганцевое месторождение в Центральном Казахстане. М.: Наука, 1963. (Тр. ИГЕМ АН СССР; Вып. 89).
 94. Сатпаев К.И. Месторождения руд железа и марганца в Джезказган-Улутайском и Атасуйском районах. - В кн.: Большой Джезказган. М.: Л., 1935.
 95. Смирнов В.И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. - Геология рудных месторождений, 1970, т. 12, № 6, с. 3-15.
 96. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976.
 97. Соколова Е.А. Об условиях формирования отложений верхнего девона и нижнего карбона и связан-

- ных с ними железо-марганцевых руд в Джаильминской мульде. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1958, № 5, с. 23-39.
100. Соколова Е.А. Положение Усинского марганцевого месторождения в отложениях нижнего кембрия хребта Кузнецкий Алатау. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 2, с. 20-34.
101. Соколова Е.А. О марганценовых вулканогенно-осадочных формациях калифорнийского типа. - Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 81, с. 209-235.
102. Соколова Е.А. О некоторых диагенетических текстурах в марганценовых толщах. - Геология рудных месторождений, 1963, т. 5, № 1, с. 65-74.
103. Соколова Е.А. Некоторые закономерности размещения рудных концентраций в марганценовых вулканогенно-осадочных формациях. - В кн. Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967, с. 74-93.
104. Соколова Е.А. Закономерности образования вулканогенно-осадочных марганцевых руд. - В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968, с. 154-192.
105. Соколова Е.А. Кубинский тип марганценовых вулканогенно-осадочных формаций. - Литология и полезные ископаемые, 1974, № 3, с. 83-100.
106. Соколова Е.А. Марганценовость континентальных вулканогенно-осадочных формаций. - Литология и полезные ископаемые, 1975, № 1, с. 133-137.
107. Соколова Е.А. Марганценовые вулканогенно-осадочные формации разных стадий геосинклинального процесса. - В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд: К 75-летию академика Н.М. Страхова. М.: Наука, 1975, с. 225-259.
108. Соколова Е.А. К вопросу о генезисе стратиформных месторождений (на примере марганцевых месторождений Кубы). - Литология и полезные ископаемые, 1976, № 2, с. 99-117.
109. Соколова Е.А. Марганценовые формации Тихоокеанского пояса. - Тр. СахКНИИ, 1977, вып. 41, ч. 3/4, с. 160-166.
110. Соколова Е.А., Ботвинкина Л.Н. Опыт фациального анализа рудоносных вулканогенно-осадочных отложений (на примере железорудного месторождения Джайрем в Центральном Казахстане). - Тр. ГИН АН СССР, 1965, вып. 141, с. 68-106.
111. Соколова Е.А., Брито А., Коутин Д.П. Марганценовая формация Эль-Кобре (Провинция Ориенте, Куба). - В кн.: Геология полезных ископаемых Кубы. М.: Наука, 1973, с. 226-260.
112. Соколова Е.А., Степанов В.И., Брито А., Коутин Д.П. Текстуры и структура стратиформных тодорокитовых марганцевых руд формаций Эль-Кобре (Куба). - Геология рудных месторождений, 1971, т. 13, № 1, с. 76-87.
113. Соколова Е.А., Шумихина И.В. О диагенетических текстурах в породах вулканогенно-осадочных комплексов и некоторых особенностях химического состава этих образований. - Литология и полезные ископаемые, 1966, № 4, с. 62-74.
114. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960-1962. Т. 1-3.
115. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
116. Страхов Н.М. Об эксгальциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках. - Литология и полезные ископаемые, 1974, № 3, с. 20-37.
117. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976.
118. Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калинин В.В., Тихомирова Е.С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М.: Наука, 1968.
- Таранушич Ф.Ф., Рожнов В.А., Лыткин В.А., Шибрик В.И., Бузмаков Е.И. О флюидной ритмичности рудовмещающих отложений Жайремского месторождения (Центральный Казахстан). - Литология и полезные ископаемые, 1972, № 5, с. 107-114.
120. Таранушич Ф.Ф., Шибрик В.И. Цикличность и вулканогенно-кремнисто-карбонатной формации месторождения Западный Жайрем в Казахстане. - Литология и полезные ископаемые, 1971, № 3, с. 84-99.
121. Тарасова С.М., Миртов Ю.В., Быч А.Ф. К вопросу палеогеографии алданского века нижнего кембрия Кузнецкого Алатау. - В кн.: Природа Кузбасса. Новокузнецк, 1973а, с. 176-185.
122. Тарасова С.М., Миртов Ю.В., Быч А.Ф. Типы разрезов и отложений алданского яруса нижнего кембрия Кузнецкого Алатау в связи с их рудоносностью. - В кн.: Новые данные по геологии и по-

- лезным ископаемым Западной Сибири. Томск, 1973б, вып. 8, с. 31-37.
123. Формозова Л.Н. Вулканогенно-осадочная формация триаса Динарид и связанные с ней железорудные месторождения. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, т. 38, № 4, с. 58-84.
124. Формозова Л.Н. Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа. М.: Наука, 1968. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 196).
125. Формозова Л.Н. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М.: Наука, 1973. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 250).
126. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во МГУ, 1977.
127. Хворова И.В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии и формаций. - В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 7-29.
128. Хворова И.В., Вознесенская Т.А., Руженцев С.В. Раннегеосинклинальные формации Сакмарской зоны Южного Урала. - Литология и полезные ископаемые, 1975, № 4, с. 28-39.
129. Хворова И.В., Илинская М.Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала. - В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 87-160.
130. Хворова И.В., Сибиркина Л.М. Информация о семидарье по классификации, номенклатуре и диагностике вулканогенно-осадочных (обломочных) пород. - Литология и полезные ископаемые, 1968, № 5, с. 140-142.
131. Херасков Н.П. Геология и генезис Восточно-Башкирских марганцевых месторождений. - В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР: Памяти академика А.Д. Архангельского. М.: Изд-во АН СССР, 1951, с. 328-348.
132. Херасков Н.П. Геологические формации (опыт определения). - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1952, т. 27, вып. 5, с. 31-52.
133. Херасков Н.П. Роль тектоники в изучении закономерности размещения полезных ископаемых в земной коре. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958, т. 1, с. 14-91.
134. Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
135. Ходак Ю.А., Рахманов Б.П., Ерошев-Шак В.А. Месторождения марганца Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1966.
136. Холодов В.Н. Типы концентраций редких элементов в осадочных породах и некоторые общие вопросы теории рудообразования. - В кн.: Состояние советской литологии. М.: Наука, 1970, т. 2, с. 230-140.
137. Холодов В.Н., Головин Е.А., Калёда Г.А. К дискуссии о так называемых стратиформных месторождениях. - Литология и полезные ископаемые, 1971, № 4, с. 3-15.
138. Хоментовский В.В. Структурно-фациальные зоны нижнего кембрия и рифей юго-западного обрамления Сибирской платформы. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 10, с. 42-49.
139. Худoley К.М. Геологическое строение Кубы и ее положение в структуре Карибского района: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л., 1968.
140. Худoley К.М. Палеогеография и геологическая история Карибской области Атлантического океана. - В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970, т. 3, с. 188-194.
141. Цыкин Р.А. Марганцевые рудопроявления в Красноярском крае. - В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967, с. 353-360.
142. Чехович В.Д. К тектонике Карибского бассейна. - Геотектоника, 1965, № 6, с. 35-47.
143. Чухров Ф.В. Рудные месторождения Джезказгана-Улутавского района в Казахстане. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940.
144. Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М.: МОИП, 1945.
145. Шатский Н.С. О марганцевосных формациях и металлогении марганца. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 4, с. 3-38.
146. Шатский Н.С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3-23.
147. Шатский Н.С. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. - Избранные труды. М.: Наука, 1965, т. 3.
148. Шатский Н.С. О геологических формациях - Избранные труды. М.: Наука, 1965, т. 3, с. 7-13.
149. Школьник Э.Л. Состав, некоторые закономерности размещения и условия образования железных,

- марганцевых руд и фосфоритов
Удско-Шантарского района: Авто-
реф. дис. ... канд. геол.-минерал.
наук. Хабаровск, 1971.
150. Штрейс Н.А. К вопросу о происхождении железо-марганцевых руд Успенско-Спасского района Центрального Казахстана. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1938, № 4, с. 603-613.
 151. Шерба Г.Н. Месторождения Атасуйского типа в Казахстане. - В кн.: Эндогенные рудные месторождения. XXIII сессия МГУ. Доклады сов. геологов. М., 1968, с. 185-196.
 152. Шерба Г.Н., Митряева Н.М., Рожнов А.А. К генезису месторождений Атасуйского типа. - В кн.: Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Алма-Ата, 1967, т. 3, с. 149-154.
 153. Ягочкин И.С. Джезказганский район: Предварительный отчет о геологических исследованиях 1926 и 1927 гг. - Изв. Геолкома, 1927, т. 46, вып. 7, с. 657-692.
 154. Aguirre L. Guadrangulo Quebrado Marquesa; provincia de Coquimbo. Santiago: Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, 1965. Carta 15.
 155. Aguirre L., Egert E. Las formaciones manganesíferas de la región de Quebrada Marquesa, provincia de Coquimbo. - Rev. miner., Santiago, 1962, N 76, p. 25-37.
 156. Aubouin J., Borello A.V. Regard sur la geologi de la Cordeliere des Andes: Relais paleogeographiques et cycles orogeniques superposes; le Nord Argenti. - Bull. Soc. geol. France, Ser. 7, 1971, t. 12, N 2, p. 246-260.
 157. Aubouin J., Thiele R., Vicente J.C. Esquisse paleogeographique et structurale des Andes meridionales. - Rev. geog. phys. et geol., 1973, v. 15, fase. 1-2, janv.-avr., p. 11-72.
 158. Bailey E.H., Blake M.C., Jr., Jones D.L. On-land Mesozoic oceanic crust in California Coast ranges. - Prof. Pap. U.S. Geol. Surv., 1970, N 7000-C, p. 70-81.
 159. Bailey E.H., William P., Irwin W.P., Jones D.L. Franciscan and related rocks and their significance in the geology of Western California. - Bull. Calif. Div. Min. Geol., 1964, 183.
 160. Bamba T. A series of magmatism related to the formation of spilite. - In: Spilites and spilitic rocks. B. etc., 1974, p. 83-112.
 161. Band R.E. Manganese in Fiji, South-West Pacific. - Geol. Surv. Conf. Suva (Fiji), 1966.
 162. Bartholomew R.W. Geology of the Nandi Area, Western Viti Levu (Quarter degree sheet N 10). - Geol. Surv. Dept, Suva (Fiji), 1960. Bull. 7.
 163. Behncke R. Estudio de los yacimientos de manganeso de Carrizal Proyecto de explotacion para obtener 2,000 toneladas mensuales Santiago, Univ. de Chile, Escuela de Ingenieria, Memoria de Prueba, 1944.
 164. Bermudes P. Las Formaciones geologicas de Cuba. Geologica Cubana, N 1, YCRM, 1961.
 165. Biese W.A. Los yacimientos de manganeso de Chile. - In: Mexico, XX Congr. Geol. Intern., Symposium sobre yacimientos de manganeso, 1956, p. 377-416, t. 3, America del sur.
 166. Burchard E.F. Manganese ore deposits in Cuba. - Amer. Inst. Min. Met. Eng. Trans., 1920, v. 63.
 167. Calvache A. Historia y desarrollo de la mineria en Cuba. Habana, 1944.
 168. Cecioni G. Esquema de paleogeografia chilena. Editorial Universitaria. Santiago de Chile, 1970.
 169. Cecioni G., Westermann G. The Triassic/Jurassic marine transition of coastal Central Chile. - Pacif. Geol. I. Tokyo, 1968, p. 41-75.
 170. Corvalan J. Geografia economica de Chile. Santiago, 1965.
 171. Davis E.F. The radiolarian cherts of the Franciscan group. - Bull. Calif. Univ., Dept Geol., 1918, v. 11.
 172. Dickinson W.K. Tectonic development of Fiji. - Tectonophysics, 1967, N 4/6, p. 543-553.
 173. Faulring G.M. A study of Cuban todorokite. - Adv. X-Ray Analysis, 1962, v. 5.
 174. Fleisher M., Richmond W.E. The manganese oxides minerales: A preliminary report. - Econ. Geol., 1943, v. 28, p. 268-269.
 175. Frondel Cl., Marvi U.B., Ito J. New occurrences of todorokite. - Amer. Mineral., 1960, v. 45, N 11-12, p. 1167-1684.
 176. Harvey S.R.M. A revised Stratigraphy and a Geological Sketch Map of the Fiji Island. - Geol. Surv., Fiji, Long Rept., 1958, N 40.
 177. Harvey S.R.M. Geology and mining of manganese deposits at Nasauthoko Nandronga Navosa Viti Levu. - Geol. Surv., Fiji, Long Rept., 1958, N 50.
 178. Hayes C.W., Vaughan T.W., Spenser A.C. Report on a geological reconnaissance of Cuba, in Civil report of Srig Gen. Leonard Wood: Military Governor of Cuba, 1901, v. 1.
 179. Hewett D.F., Shannon E.V. Orientite, a new hydrous silicate of manganese and calcium from Cuba. - Amer. J. Sci. 5th ser., 1921, v. 1.

180. Houtz R.E. Regional Geology of Lomawai Momi Nandroga, Viti Levu. - Gull. Geol. Surv. Dept, Suva (Fiji), 1959, N 3.
181. Houtz R.E. Geology of Singatoca Area Viti Levu. - Bull. Geol. Surv. Dept, Suva, Fiji, 1960, N 6.
182. Houtz R.E., Phillips K.A. Litterim Report on the Economic Geology of Fiji. - Geol. Surv. Dept, Suva (Fiji). Econ. Rept, 1963, N 1.
183. Irwin W.P. Franciscan group in coast ranges and its equivalents in Sacramento Valley, California. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1957, v. 41, N 10, p. 2284-2297.
184. Katsu Kaneko. Manganese deposits of Japan. - In: XX Sess. Congr. Geol. Intern. Symp. Sobre yacimientos de manganese. Mexico, 1956, t. 4.
185. Keer P.E. Tungsten-bearing manganese deposits at Golconda, Nevada. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1940, 51, p. 1359-1390.
186. Keijser F.G. Outline of geology of the eastern part of the Province of Orient, Cuba (E. of 76° W.L.) with notes on the geology of other parts of the island: Utrecht Rijksuniv. - Geol. en geol. Meded. Physiogr. Geol. Reeks, 1945, Ser. 2, N 6.
187. Lasky S.G., Webber B.N. Manganese resources of the Autillery Mountains region Mohave Couty, Arizona. - Bull. U.S. Geol. Surv., 1948, 961, p. 86.
188. Levinson A.A. Second occurrence of todorokite. - Amer. Mineral., 1960, v. 45, N 7/8, pp. 802-807.
189. Lewis G.E., Straczek J.A. Geology of south-central Orient, Cuba. - Bull. U.S. Geol. Surv., 1955, 975-D.
190. Mapa geologica de Cuba, escala 1:1 000 000/Redactor. A. Jimenes. Habana, 1962.
191. McKelvey V.E., Wiese J.H., Johnson V.H. Preliminary report on the bedded manganese of the Lake Mead region Nevada and Arizona. - Bull. U.S. Geol. Surv., 1949, 948-D.
192. Norcross E.S., Jr. Development of the Low grade manganese ores. - Amer. Inst. Min. Eng. Techn. Publ., 1949, 1188.
193. Park C.P. Manganese ore deposits of Cuba. - U.S. Geol. Surv. Bull., 1942, 935.
194. Park C.P., Cox M.W. Manganese ore deposits in part of the Sierra Maestra, Cuba. - U.S. Geol. Surv. Bull., 1944, 935-F.
195. Peebles F.L., Klohn E.N. Geologia de los yacimientos de manganese de Corral Quemado, Arrayan y Fragua, Provincia de Coclumbo. - Bol. Inst. Invest. Geol., Chile, 1970, N 27.
196. Reed J. Petrology of the Lower Mesozoic rocks of the Wellington District. - Bull. N.E. Geol. Surv., 1957, 57.
197. Reed J.J. Additional data on the volcanic argillites from Red Rocks Point, Wellington. - N.Z. J. Geol. and Geophys., 1958, N 4.
198. Reed J.J. Manganese ore in New Zealand. - N.Z. J. Geol. and Geophys., 1960, t. 3, N 3, p. 344-354.
199. Ruiz C.F. Geologia y yacimientos metaliferos de Chile. - Inst. Invest. Geol., Chile, 1965.
200. Simons F.S., Straczek J.A. Geology of the manganese deposits of Cuba. - Bull. U.S. Geol. Surv., 1958, 1057.
201. Skiba W.J. Geological Studies in South-West Viti Levu. - Geol. Surv. Fiji, Mem., 1964, N 1.
202. Straczek J.A., Ross M., Warahaw C.M. Studies of the manganese oxides. - Amer. Mineral., 1960, N 11-12, p. 1174-1184.
203. Susuki J., Ohmachi H. Manganiferous iron ore deposits in the Tokoro District of North-Eastern Hokkaido, Japan. - In: XX Sess. Congr. Geol. Intern. Symp. Sobre yacimientos de manganese. Mexico, 1956, t. 4, p. 199-205.
204. Taber S. Sierra Maestra of Cuba, part the northern rim of the Bartlett Trough. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1934, v. 45, p. 567-620.
205. Takabatake A. Genesis of Manganiferous Iron Deposits in Japan. - In: XX Sess. Congr. Geol. Intern. Symp. Sobre yacimientos de manganese. Mexico, 1956, t. 4, p. 205-221.
206. Taliaferro N.L. The relation of volcanism to diatomaceous and associated siliceous sediments. - Bull. Calif. Univ., Dept Geol. Sci., 1943, v. 23, N 1.
207. Taliaferro N.L. Franciscan-Knoxville problem. - Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1943, v. 27, N 2, p. 109-219.
208. Taliaferro N.L., Hudson F.G. Genesis of the manganese deposits of the Coast Ranges of Calif, 1943, N 125, 143.
209. Thomas G. Geologia de la Hija Ovalle, Provincia de Coquimbo. - Bol. Inst. Invest. Geol., Santiago, 1967, N 23.
210. Wellman H.W. Pillow lava at Red Rocks Point, Wellington. - Trans. Roy. Soc. N.Z., 1949, 77.
211. Wellman H.W. The Permian-Jurassic Stratified Rocks. - In: Symp. sur les series de Gondwana. Alger, 1952, p. 13-25.
212. Wellman H.W. Structural outline of New Zealand. - N.Z. Dept Sci. and Industr. Res., 1956, N 121.
213. Woodring W.R., Daviess S.N. Geology and manganese deposits of Guisano-Los Negros area Oriente Province, Cuba. - Bull. U.S. Geol. Surv., 935-G, Wash., 1944.
214. Zentilli M. Geologia del distrito minero de manganese de Fragua: Memoria de Prueba. Santiago: Univ. Chile, 1963.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Вулканогенно-осадочные формации, их выделение и принципы систематики	5
МАРГАНЦЕНОСТЬ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ МЕЗО-КАЙНО- ЗОЯ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА	11
Глава первая	
Формации Францисканского типа (вулканогенно-кремнисто-граувакковые)	11
Францисканская формация, штат Калифорния, США (верхняя юра, мел)	11
Общие сведения о формации и ее ограничения	11
Главные типы пород, их распределение внутри формации и степень метаморфизма	12
Палеогеографическая и тектоническая обстановка осадконакопления	20
Марганценость формации	23
Граувакковая формация Новой Зеландии (пермь - нижний мезозой)	27
Общие сведения о формации и главные типы слагающих ее отложений	27
Обстановка осадконакопления	32
Марганценость формации	33
Формация Хидака, Япония (палеозой(?) - мезозой - до верхнего мела).	34
Краткая справка о марганценовых отложениях Японии	34
Состав и строение формации	36
Марганценость формации	38
Основные черты Францисканского (вулканогенно-кремнисто-грауваккового типа) формаций	39
Глава вторая	
Формации Кубинского типа (андезитовые вулканогенно-обломочные)	43
Формация Эль-Кобре, Куба (верхний мел-эоцен)	43
Общая характеристика и объем формации	43
Главные типы пород, их ассоциации и условия накопления	46
Марганценость формации	56
Положение марганцевых месторождений в формации Эль-Кобре	57
Характер рудных залежей и вещественный состав руд	58
Строение продуктивных пачек месторождений и входящих в их состав стратиформных рудных залежей	61
Кремнистые образования в составе продуктивных пачек	72
Генезис марганцевых руд и факторы, определяющие место их локализации	74
Кайнозойские (эоцен-миоценовые) отложения о-вов Фиджи	79
Общие сведения о геологическом строении района	79
Формация Вайнимала	81
Серии Сингатока и Сува	82
Условия накопления формации Вайнимала и вышележащих серий	84
Марганценость формации Вайнимала	84
Основные черты Кубинского андезитового вулканогенно-обломочного типа формаций	86
Глава третья	
Вулканогенно-молассовый формационный комплекс Чили (мел-палеоген).	88
Мезозойские отложения Чилийских Анд	88
Лейас-оксфорд	89
Кимеридж-нижний мел	92
Верхний мел	98
Основные этапы осадконакопления в Чилийских Андах в мезозое и начале кайнозоя и особенности развития региона в это время	100
Известково-терригенный и вулканогенно-молассовый комплексы	100

Особенности формирования вулканогенно-молассового комплекса и его формационная интерпретация	100	
Палеогеографическая обстановка и тектоническое развитие Чилийских Анд в мезозое	102	
Продуктивный интервал разреза вулканогенно-молассового формационного комплекса и связанные с ним марганцевые месторождения	103	
Рудовмещающие отложения	104	
Размещение оруденения в пределах продуктивной части разреза	108	
Морфология рудных тел и состав руд	109	
Условия накопления рудовмещающих отложений и генезис марганцевых руд	111	
Основные черты вулканогенно-молассового формационного комплекса Чили	112	
 Глава четвертая		
Сравнительная характеристика марганцевоносных формаций Тихоокеанского пояса	113	
 МАРГАНЦЕНОСТЬ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ФОРМАЦИЙ ЕВРАЗИИ (на примере марганцевых месторождений СССР)		118
 Глава пятая		
Карамальташская спилито-кератофирово-яшмовая формация (Южный Урал)	118	
Состав, строение и условия накопления Карамальташской формации	119	
Марганценосность формации	125	
Основные черты формации	127	
О возможности выделения формаций Уральского типа	128	
 Глава шестая		
Усинский вулканогенно (андезито-базальтовый)-карбонатный формационный комплекс (Кузнецкий Алатау)	136	
Общие сведения о комплексе и характер его ограничений	136	
Состав и строение комплекса	139	
Обстановка осадконакопления в период формирования комплекса	141	
Марганценосность комплекса	142	
Основные черты комплекса	144	
 Глава седьмая		
Атасуйская вулканогенно-карбонатная формация (Центральный Казахстан)	146	
Геологическое строение района развития атасуйской формации	146	
Главные типы пород и особенности строения формации	148	
Отложения иловых впадин	149	
Нижнефаменский подъярус	149	
Верхнефаменский подъярус	151	
Нижнетурнейский подъярус	151	
Верхнетурнейский подъярус	152	
Основные особенности отложений иловых впадин	152	
Палеогеографическая обстановка накопления формации	153	
Рудоносность формации	153	
Месторождение Ушкатын III	153	
Месторождение Ушкатын I	155	
Месторождение Жомарт	156	
Основные типы железных и марганцевых руд на месторождениях Атасуйской группы	157	
Генезис железных и марганцевых месторождений	159	
Основные черты Атасуйской вулканогенно-карбонатной формации	161	
 Глава восьмая		
Марганцевые месторождения Джездинской группы (Центральный Казахстан) и их геологическое положение	163	
Рудовмещающие отложения месторождения Джезды и условия их накопления	164	
Структурное положение месторождения	165	
Руды и их генезис	168	
 Глава девятая		
Сравнительная характеристика марганцевоносных формаций СССР	171	
Заключение	177	

CONTENTS

Introduction	3
Volcanogeno-sedimentary formations, their distinguishing and principles of systematization	5
MANGANESE-BEARING MESOZOIC-CENOZOIC VOLCANOGENO-SEDIMENTARY FORMATIONS OF THE PACIFIC BELT	11
Chapter first	
Formations of Franciscan type (volcanogeno-siliceous-greywacke)	11
Franciscan formation, California, USA (Upper Jurassic, Cretaceous)	11
General data on the formation and its boundaries	12
Main types of rocks, their distribution within formations and degree of metamorphism	
Paleogeographic and tectonic environments of sedimentation	20
Manganese-bearing formation	23
Greywacke formation of New Zealand (Permian-Lower Mesozoic)	27
General data on the formation and main types of rocks composing it	27
Sedimentation environments	32
Manganese-bearing formation	33
Hidaka formation, Japan (Paleozoic ?) / Mesozoic up to Upper Cretaceous)	34
Brief information on manganese-bearing deposits of Japan	34
Composition and structure of the Hidaka formation	36
Manganese-bearing formation	38
Main features of Franciscan (volcanogeno-siliceous-greywacke) type of formations	39
Chapter second	
Formations of Cuban type (andesitic volcanogeno-clastic)	43
El-Cobre formation, Cuba (Upper Cretaceous/Eocene)	43
General characteristic of the formation and its volume	43
Main types of rocks, their associations and sedimentation conditions	46
Manganese-bearing formation	56
Position of manganese deposits in the El-Cobre formation	57
Character of ore bodies and material composition of ores	58
Structure of productive members and their stratiform ore bodies	61
Siliceous formations in composition of productive members	72
Genesis of manganese ores and factors, determining the place of their localization	74
Cenozoic (Eocene-Miocene) deposits of Fiji Islands	79
General information on geological structure of the region	79
Wainimala formation	81
Series of Singatoka and Suva	82
Accumulation conditions of the Wainimala formation and overlying series	84
Manganese-bearing Wainimala formation	84
Main features of Cuban (andesitic volcanogeno-clastic) type of formations	86
Chapter third	
Volcanogeno-molassa formational complex in Chile (Cretaceous-Paleogene)	88
Mesozoic deposits of the Chilian Andes	88
Lias-Oxfordian	89
Kimmeridgian/Lower Cretaceous	92
Upper Cretaceous	98
Main stages of sedimentation in the Chilian Andes in Mesozoic/beginning of Cenozoic and peculiarities of region development during this period	100
Calcareous-terigenous and volcanogeno-molassa complexes	100
Peculiarities in formation of volcanogeno-molassa complex and its formational interpretation	100

Paleogeographic environments and tectonic evolution of the Chilean Andes during Mesozoic	102
Productive interval in the section of volcanogenomolassa formational complex and related manganese deposits	103
Ore-bearing deposits	104
Distribution of ore deposits within productive part of the sequence	108
Morphology of ore bodies and ore composition	109
Accumulation environments of ore-bearing deposits and genesis of manganese ores	111
Main features of the volcanogeno-molassa formational complex in Chile	112
 Chapter fourth	
Comparative characteristic of manganese formations in the Pacific belt	113
 MANGANESE-BEARING VOLCANOGENO-SEDIMENTARY PALEOZOIC FORMATIONS OF EUROASIA (on example of the USSR manganese deposits)	
118	
 Chapter fifth	
Karamalytash spilite-keratophytic-jasper formation (South Urals)	118
Composition structure and accumulation conditions of the Karamalytash formation	119
Manganese-bearing formation	125
Main features of the formation	127
On potentialities for distinguishing of the formation of the Uralian type	128
 Chapter sixth	
Usa volcanogeno-(andesite-basaltic)-carbonate formational complex (Kuznetsk Alatau)	136
General data on the complex and character of its boundaries	136
Composition and structure of the complex	139
Sedimentation conditions during formation of the complex	141
Manganese-bearing complex	142
Main features of the complex	144
 Chapter seventh	
Atasu volcanogeno-carbonate formation (Central Kazakhstan)	146
Geological structure of the region of the Atasu formation distribution	146
Main types of rocks and peculiarities in composition of the formation	148
Deposits of ooze depressions	149
Lower Famennian substage	149
Upper Famennian substage	151
Lower Toumaisian substage	151
Upper Toumaisian substage	152
Main features of deposits of ooze depressions	152
Paleogeographic environments during formation accumulation	153
Ore-bearing formation	153
Ushkatyn III deposit	153
Ushkatyn I deposit	155
Zhormart deposit	156
Main types of iron and manganese ores in deposits of the Atasu group	157
Genesis of iron and manganese deposits	159
Main features of the Atasu volcanogeno-carbonate formation	161
 Chapter eighth	
Manganese deposits of the Dzherdinskian group (Central Kazakhstan) and their geological position	163
Ore-enclosing deposits of Dzherdinskian deposit and conditions of their accumulation	164
Structural position of the deposit	165
Ores and their genesis	168
 Chapter ninth	
Comparative characteristic of the USSR manganese-bearing formations	171
Conclusion	177

Елена Алексеевна Соколова
МАРГАНЦЕНОСНОСТЬ
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ
Труды ГИН, вып. 360

Утверждено к печати
Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства *Д.Д. Багдатлишвили*
Художник *М.Р. Ибрагимов*
Художественный редактор *Т.А. Алексеева*
Технический редактор *Н.А. Посканная*
Корректоры *Г.И. Сурова, Г.Б. Шишкова*

ИБ № 24166

Подписано к печати 16.12.81. Т-25900
Формат 70х108 1/16. Бумага офсетная № 1.
Печать офсетная. Усл.печ.л. 17,2 + 0,4 вкл.
Уч.-изд.л. 20,0. Тираж 650 экз. Тип. зак. 797
Цена 3 р. 10 к.

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

3 р. 10 к.