

ГЕОЛОГИЯ

ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ

КУБЫ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ АН СССР

АКАДЕМИЯ НАУК РЕСПУБЛИКИ КУБА

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

710

ГЕОЛОГИЯ
ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ
КУБЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА

1973



ГЕОЛОГИЯ

КОНСТАНТИНОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

1973

В работе охарактеризованы месторождения главнейших видов металлических и неметаллических полезных ископаемых Кубы. Дана сравнительная характеристика медных месторождений, сформировавшихся в районах с различной историей геологического развития. Показано, что формирование никелевых месторождений Кубы, связанных с корой выветривания, представляет собой сложный многостадийный процесс. Приведены данные, характеризующие условия миграции никеля при современном выветривании.

Дан общий обзор сырьевой базы неметаллических полезных ископаемых Кубы и намечены пути ее расширения. Особое внимание уделено месторождениям мрамора — наиболее ценного для Кубы вида неметаллического сырья. Охарактеризованы массивы ультрабазитов Кубы и дана оценка перспектив их хромитоносности. Описаны марганцевые месторождения, высказаны новые представления об их генезисе.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов, занимающихся изучением месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых.

Ответственные редакторы:

академик Ф. В. ЧУХРОВ,

Л. И. ЛУКИН



Г 0292-0428
042(02)-73 525-73

© Издательство «Наука»
1973

ПРЕДИСЛОВИЕ

Полезные ископаемые являются важной базой развития народного хозяйства. Поэтому Академия наук Республики Куба уделяет очень большое внимание изучению уже известных и используемых полезных ископаемых, а также выяснению перспектив обнаружения новых, в том числе таких, которые могут быть использованы в будущем. Фундаментом для научнообоснованного проведения поисковых работ является геологическое картирование всей территории Кубы, выполняемое ныне в содружестве с академиями наук социалистических стран. Советские геологи — сотрудники ИГЕМ и ГИН АН СССР — совместно с сотрудниками Геологического института Академии наук Республики Куба принимают участие в изучении закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых Кубы, выполняя детальные научные исследования по всем важнейшим видам минерального сырья.

Предлагаемая книга является вторым сборником статей, посвященных минеральным ресурсам Кубы. В первом сборнике («Геология и полезные ископаемые Кубы», 1967) наряду с серией статей по тектонике, были изложены результаты изучения важнейших рудных полезных ископаемых Кубы — медных месторождений, известных еще со времен открытия Америки, и огромных по масштабам силикатно-никелевых месторождений коры выветривания на серпентинитах. Содержание предлагаемого читателю сборника в отношении полезных ископаемых имеет более общий характер. Основной его задачей является обзор месторождений Кубы с выявлением таких их особенностей, которые должны быть учтены в процессе геологического картирования и геолого-поисковых работ.

Известно, что металлогенический облик Кубы, как рудной провинции, определяется развитием большого числа эндогенных колчеданных, медных, хромитовых месторождений, а также никеленосными и кобальтоносными латеритами, связанными с мощными корами выветривания, марганцевыми месторождениями в вулканогенно-осадочных толщах. Естественно поэтому, что перечисленные месторождения, наряду с месторождениями неметаллических полезных ископаемых, привлекали основное внимание авторского коллектива.

Начинается сборник обзором медных месторождений Кубы (авторы: А. Е. Толкунов, Е. П. Малиновский (ИГЕМ АН СССР), Р. Кабрера-Ортега, Г. Карасу). На основе анализа материалов по всем важнейшим рудным районам Кубы авторы пришли к выводу о едином эоценовом возрасте месторождений меди для всего острова и связи медной минерализации с широким поясом малых интрузий среднего состава. Вместе с тем показано, что медные месторождения различных по истории геологического развития крупных тектонических блоков характеризуются своеобразием минерального состава, морфологии рудных тел и отличаются вертикальным размахом оруденения. Более подробно описано крупнейшее медное месторождение Матаамбре, а также ряд новых или недавно разведанных месторождений провинций Лас-Вильяс и Ориенте.

Важной статьей экспорта Кубы является никель, получаемый из окисных и силикатных руд кор выветривания на серпентинитах. Часть кубинских никелевых месторождений оработана, значительное число их разрабатывается и разведывается; кроме того, на Кубе имеются никеленосные площади, на которых проведены лишь предварительные поисковые работы. Большой интерес представляет выявление геологической истории и условий формирования кор выветривания Кубы и никелевых месторождений в них. Такие исследования создают основу для прогнозов, поисков и рациональной разведки никелевых месторождений, связанных с корами выветривания. Этому вопросу посвящена специальная статья И. З. Корина, В. И. Финько, Д. П. Коутина. Ее авторы приходят к выводу о сложном, многоэтапном формировании рудных тел и воздействии молодых процессов выветривания на обогащенные никелем более древние коры выветривания.

Специальное внимание уделено роли гидрогеохимических процессов на формирование и размещение кор выветривания Кубы (Ю. Ю. Бугельский, Ф. Формель-Кортина). Сопоставление мощностей и вещественного состава кор выветривания с гидрогеохимическими данными позволило авторам установить минералого-геохимическую зональность. Сделан вывод о наличии четкой зависимости мощности и состава кор выветривания от степени интенсивности водообмена. Установлено, что подавляющее большинство мощных кор выветривания и приуроченные к ним никеле-

вые месторождения расположены в районах с условиями активного водообмена.

Кроме специальных вопросов уделяется внимание выяснению возраста никеленосных кор выветривания Кубы. Авторы первой статьи относят типичные, промышленные никеленосные коры выветривания Кубы к многовозрастным образованиям, сформированным за счет наложения олигоценового латеритного выветривания на обогащенные никелем нижние горизонты древней (предмаастрихтской) коры выветривания. Авторы второй статьи рассматривают коры выветривания Кубы как плиоцен-четвертичные образования, развитие которых продолжается и в настоящее время.

С корами выветривания различных по составу пород и продуктами их переотложения связан целый ряд месторождений неметаллических полезных ископаемых. К ним относятся месторождения первичных каолинов острова Пинос, провинций Камагуэй и Ориенте, уникальное крупное месторождение осадочных магнезитов Реденсион, образовавшееся за счет переотложения инфильтрационных магнезитов из коры выветривания серпентинитов, месторождения высококачественных кварцевых песков острова Пинос и провинции Пинар-дель-Рио и др. Обзору этих месторождений посвящена статья В. И. Финько, В. П. Петрова и Д. Коутина, в которой рассматриваются также перспективы обнаружения новых месторождений различных видов неметаллических полезных ископаемых.

Куба весьма богата месторождениями мрамора различных типов. Результаты первых детальных исследований физико-механических свойств мраморов главных месторождений Кубы (статья В. П. Петрова, В. И. Финько и Б. П. Беликова, Д. П. Коутина и К. Гарсия) показали, что свойства мраморов закономерно изменяются в зависимости от геологического возраста месторождений. Знание этих закономерностей позволит шире использовать мраморы в народном хозяйстве Кубы и ее экспорте.

Статья Н. В. Павлова, И. И. Григорьевой и М. Муньос-Урбино содержит описание наиболее перспективных по хромитонности ультраосновных массивов Кубы, к числу которых, в первую очередь, относятся массивы Маяри-Баракоа и Камагуэй. В этих массивах, характеризующихся значительной дифференцированностью, устанавливается несколько рудоносных горизонтов; показано, что руды месторождений, приуроченные к определенным петрографическим комплексам, обладают различным качеством. Сравнение массива Маяри-Баракоа на Кубе с уникальным по хромитонности Кемпирсайским массивом в СССР по составу, строению, закономерностям размещения хромитовых месторождений и химизму руд указывает на их большое сходство. Это выдвигает массив Маяри-Баракоа в число перспективных на выявление в нем более круп-

ных залежей высокохромистых хромитовых руд. Даны рекомендации по проведению комплекса работ для обнаружения хромитовых месторождений.

Главные марганцевые месторождения Кубы связаны с формацией Эль-Кобре в провинции Ориенте. Соответствующая статья сборника (Е. А. Соколова, А. Брито, Д. Коутин) посвящена характеристике этой рудоносной формации и сравнению ее с основными типами марганцевых вулканогенно-осадочных формаций, представленных в других странах. В работе на конкретном материале показана возможность применения формационного метода исследования для выяснения закономерностей локализации рудных концентраций марганца. Дается характеристика марганцевого оруденения и делаются выводы о генезисе руд. Особенности состава, строения и специфика марганцевого оруденения формации Эль-Кобре позволили рассматривать ее как особый («Кубинский») тип марганцевых формаций. Отмечаются факторы, которые определяют положение рудных залежей в формации Эль-Кобре и должны учитываться при поисковых работах на марганец.

Авторы надеются, что сборник в целом будет способствовать выявлению новых промышленных объектов минерального сырья не только на Кубе, но и в СССР. Работы коллектива советских и кубинских геологов по изучению минеральных ресурсов Кубы продолжаются и, надо думать, дадут в дальнейшем еще много новых интересных материалов.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КУБЫ

*А. Е. Толкунов, Е. П. Малиновский, Р. Кабрера,
Г. Карасу*

Остров Куба является частью огромного медного пояса мезо-кайнозойской геосинклинальной системы Америки. На территории острова развиты крупные месторождения богатых руд, относящиеся в основном к жильной пирит-халькопиритовой формации. Широко распространены также колчеданные, золото-сульфидные, реже скарновые и медно-молибденовые месторождения.

В соответствии с программой совместных научных исследований Академии наук СССР и Академии наук Кубы, проводилось сравнительное изучение медных месторождений во всех рудных районах Республики Куба. Ниже излагаются новые данные, полученные в процессе полевых исследований 1967, 1969 гг. и камеральной обработки собранных материалов. При проведении исследований использовались рукописные отчеты, находящиеся в фондах рудников, Национальном геологическом фонде и опубликованные в печати данные.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ОСТРОВА КУБА

В пределах острова Куба отчетливо выделяются три крупные тектонические зоны: миогеосинклинальная, эвгеосинклинальная и своеобразная шовная зона их сочленения (Пушаровский и др., 1967). Эти зоны имеют близширотное простирание, прослеживаются почти через весь остров и различаются геологическим строением, историей формирования и рудоносностью (фиг. 1).

Миогеосинклинальная зона, располагающаяся в основном севернее Кубы, на острове представлена лишь своей южной краевой частью. Ее слагают мощные (более 5000 м) мезо-кайнозойские карбонатные, обломочные, флишоидные, гипсоносные и соленосные отложения, среди которых не установлено магматических пород и гидротермальных образований.

Шовная зона сочленения мио- и эвгеосинклиналей представлена серией крупных разломов, между которыми осадочные и вулканогенные породы верхнеюрского — эоценового возраста смяты в сложные узкие складки, смещенные взбросами и надвигами. Зону слагают преимущественно фации глубоководных известково-кремнистых и обломочных карбонатных отложений большой мощности, местами содержащих мало-мощные горизонты вулканогенных пород. Вблизи этой главной разрывной структуры Кубы располагается пояс ультрабазитов, прослеживающийся на 900 км. Мощность шовной зоны изменяется от первых километров до 12 км.

Большая часть современного острова располагается в эвгеосинклинальной зоне (Пушаровский и др., 1967). Здесь широко развиты вулканогенные образования, разновозрастные интрузивы и все известные месторождения меди.

Породы основания эвгеосинклинальной зоны выходят на поверхность, по-видимому, лишь в северной части острова Пинос, где они представлены различными метаморфическими сланцами, кварцитами, парагнейсами и мраморами. Эти породы пересекаются разломами и смяты в узкие сложно построенные складки, которые имеют в основном северо-западное простирание.

Стратиграфический разрез эвгеосинклинальной зоны неодинаков в различных ее участках — обособленных тектонических блоках, антиклинорных и синклинорных структурах, а также в зонах крупных разломов. Здесь можно выделить три крупных тектонических блока (Западный, Центральный и Восточный), разделенных, по-видимому, поперечными разломами и различающихся режимом осадконакопления, проявлением эффузивного и интрузивного магматизма, интенсивностью складчатых и разрывных деформаций (см. фиг. 1).

В пределах Западного тектонического блока (А) эффузивный и интрузивный магматизм слабо проявлен. В отличие от других участков эвгеосинклинальной зоны, здесь основные разрывные и складчатые структуры имеют северо-восточное простирание.

В разрезе Западного тектонического блока (см. колонку А на фиг. 1) выделяется несколько разновозрастных комплексов пород (Furgazola-Bermudez et al., 1964). Наиболее древними из них являются песчанико-сланцевые отложения ниже-среднеюрского возраста. Они слагают большую часть Западного тектонического блока и выходят на поверхность в поднятых зонах антиклинория Пинар-дель-Рио. Эти породы подверглись умеренному метаморфизму, смяты в мелкие сложно построенные складки и имеют большую мощность. Выше них залегают известняки верхней юры, мощностью около 1000 м.

Вулканогенно-осадочные отложения нижнего и частично верхнего мела развиты в основном в северо-восточной краевой зоне тектонического блока; отмечаются они также в южной части блока, в узких зонах проседания вдоль наиболее крупных разломов антиклинория Пинар-дель-Рио. Мощность их достаточно большая лишь в прогибах. Эти комплексы пород прорваны верхнемеловыми интрузивами ультраосновных, основных пород и более молодыми (по-видимому, эоценовыми) малыми интрузивами диоритовых порфиритов, кварцевых диоритов и диабазов.

Вулканическая деятельность и основные процессы складкообразования на западе Кубы завершились в верхнем мелу раньше, чем в других частях острова.

По периферии данного тектонического блока широко распространены осадочные отложения верхнемелового-четвертичного возраста, несогласно перекрывающие все отмеченные выше комплексы пород. Осадочные отложения выполняют наложенные депрессии и нередко имеют большую мощность.

Главной особенностью наиболее крупного Центрального тектонического блока (Б) является исключительно широкое развитие вулканогенных пород мелового возраста и тектонических разрывов северо-западного простирания (Furrazola-Bermudez et al., 1964). Основание блока *слагают различные метаморфические сланцы и метаморфизованные карбонатные породы до мелового возраста, имеющие большую (10 000—12 000 м) мощность. Они широко развиты в ядрах антиклинорий Тринидад и Санта-Клара (см. фиг. 1). Выше них залегают также интенсивно метаморфизованные вулканогенные и осадочные породы нижнего мела. Последние перекрываются вулканогенно-осадочными отложениями нижне-верхнего мела, представленными преимущественно андезитами и туфами среднего состава с прослоями осадочных пород. Они имеют большую мощность (1000—5000 м) и слагают основные структуры блока — Центрально-Кубинский синклинорий и антиклинорий Камагуэй (Пушаровский и др., 1967). Залегающие выше верхнемеловые вулканогенные и осадочные породы, по-видимому, большой мощности, развиты преимущественно в западной части тектонического блока, в пределах блоковой зоны Мариель-Марти. Палеоген-четвертичные отложения располагаются по периферии антиклинорий и синклинорий структур, выходящая поздние, нередко глубокие впадины.*

В структуре Центрального блока важную роль играют поперечные северо-западные и северо-восточные нарушения и разновозрастные интрузивы, приуроченные к зонам крупных в основном продольных разломов. В осевой части блока на расстоянии более 400 км прослеживается серия крупных дайкообразных интрузивов гранитоидов верхнемелового возраста, приуроченных к зоне Центрального разлома. Вблизи этого разлома широко развиты верхнемеловые субвулканические и жерловые фации кислых эффузивов, а также поздние малые интрузивы, дайки диоритовых порфиритов и диабазов.

В северной части блока в зоне сопряжения эв- и миогеосинклинали располагается мощный пояс верхнемеловых ультраосновных и основных пород. Менее протяженный прерывистый пояс ультрабазитов наблюдается и в южной части блока.

В строении Восточного тектонического блока (В) участвуют пять разновозрастных комплексов пород (см. фиг. 1). Наиболее древние из них выходят на поверхность в восточной части блока и слагают так называемый горстовый массив Сьерра-дель-Пурьяль (Пушаровский и др., 1967). Они представлены различными интенсивно метаморфизованными и смятыми в складки вулканогенными породами порфиритовой формации юрского возраста. Мощность их достигает нескольких тысяч метров.

По периферии этого выступа древних пород в пределах антиклинория Майяри-Баракоа развиты ниже-верхнемеловые порфириты, их туфы и брекчии с прослоями осадочных пород, имеющие мощность около 2000 м.

Основную часть Восточного блока, северное крыло антиклинория Сьерра-Маэстра и южную часть Восточно-Кубинского синклинория слагают вулканогенные отложения верхнего мела и нижнего — среднего палеогена. Они представлены мощными (до 3000—4000 м) покровами

базальтов, андезито-дацитов и пирокластических пород, прорванных многочисленными экструзивами среднего и кислого состава.

Вулканогенные породы несогласно перекрываются карбонатно-терригенными отложениями верхнепалеогенового-четвертичного возраста, которые не содержат магматических пород и представляют собой платформенные осадочные отложения.

В пределах Восточного тектонического блока широко развиты тектонические нарушения субширотного, северо-западного простирания и разновозрастные интрузивы. В северной части блока картируется мощный пояс верхнемеловых интрузивов ультраосновных и основных пород, а в южной краевой зоне — эоценовых интрузивов гранитоидов (Лаверов, Кабрера, 1967). В зонах некоторых разломов располагаются поздние (предолигоценные) субвулканические интрузивы и дайки диоритовых и диабазовых порфиритов.

Изложенные выше материалы показывают, что отмирание эвгеосинклинального режима происходило не сразу на всей территории острова, а последовательно с запада на восток. Сначала это произошло в крайней западной части острова и по времени, по-видимому, совпало с этапом становления антиклинория Пинар-дель-Рио. Затем эвгеосинклинальный прогиб переместился в пределы Центрального тектонического блока. В меловом периоде здесь формировались мощные вулканогенные отложения среднего и основного состава. Интересно, что уже в верхнем мелу активные вулканические извержения происходили лишь в периферических западном и восточном участках Центрального тектонического блока.

В палеогене вулканогенные отложения формировались только в юго-восточной части острова на месте Восточного тектонического блока.

В процессе развития эвгеосинклинальной зоны заметно изменялся режим вулканогенного осадконакопления и состав вулканитов. В ранний период, в пределах Западного тектонического блока, формировались вулканогенные породы слабо дифференцированной базальтовой формации, чередующиеся с осадочными отложениями. В меловое время, на территории Центрального тектонического блока в прибрежно-морских условиях, характерных для режима островных дуг, накапливались вулканиты последовательно дифференцированной базальт-липаритовой формации (андезито-дациты, их туфы, слоистые туффиты, липариты и известняки). В заключительные этапы развития эвгеосинклинали в крайней ее восточной части нередко в континентальных условиях почти одновременно формировались базальты и дациты, игнимбриты и силлы андезито-дацитов и липаритов контрастно дифференцированной липарит-базальтовой формации.

В том же направлении (с запада на восток) мигрировали и проявления интрузивного гранитоидного магматизма. В Центральном блоке они имеют верхнемеловой возраст и более кислый состав, а в Восточном — эоценовый и представлены гранитоидами умеренно кислого состава.

Независимо от этой тенденции последовательного смещения геосинклинального магматизма и складкообразования с запада на восток, по-видимому, почти одновременно на всем протяжении острова формировались крупные пояса верхнемеловых ультраосновных пород и эоценовых малых интрузивов, с которыми пространственно и во времени связаны медные месторождения. Названные пояса на всем их протяжении возникли независимо от того, на какой стадии геосинклинального развития находился пересекаемый ими тектонический блок. Проявление такого

«трансгеосинклинального» интрузивного магматизма, по-видимому, связанного с мощной тектонической активизацией крупных разломов глубокого заложения, обусловило специфический металлогенический облик территории острова Куба.

Медные месторождения

В настоящее время на Кубе известно около 170 медных месторождений и рудопроявлений, сконцентрированных на трех относительно небольших участках эвгеосинклинальной зоны в виде обособленных рудных районов: Пинар-дель-Рио, Лас-Вильяс и Ориенте (см. фиг. 1). За пределами этих рудных районов отмечаются лишь отдельные мелкие месторождения и рудопроявления. В рудных районах медные месторождения образуют линейно вытянутые рудные зоны и изометричной формы рудные узлы.

Медные месторождения рудного района Пинар-дель-Рио

Эндогенная минерализация Западной Кубы сосредоточена в рудном районе Пинар-дель-Рио, который вытянут в северо-восточном направлении более чем на 175 км и имеет ширину 30—40 км. В его пределах известно около 70 месторождений и проявлений медных и полиметаллических колчеданных руд, а также несколько месторождений барита и золотых рудопроявлений. Месторождения распространены неравномерно. Главная масса медных месторождений (более 60%), в том числе все крупные, сосредоточена в наиболее приподнятом северном крыле антиклинория Пинар-дель-Рио; 15% месторождений находится в восточной части района, в пределах структурно-фациальной зоны Байя-Онда; примерно столько же месторождений меди известно в южном крыле антиклинория Пинар-дель-Рио. Единичные проявления установлены в широкой зоне Западно-Кубинского сдвига и в Центральной синклинальной зоне антиклинория.

Рассматриваемый рудный район имеет неодинаковое строение, обусловленное его геологическим положением. В основном он располагается в пределах крупной структуры — антиклинория Пинар-дель-Рио. Восточная часть района захватывает так называемую структурно-фациальную зону Байя-Онда.

Обширная площадь антиклинория Пинар-дель-Рио сложена в основном однообразной терригенной толщей песчаников и сланцев нижне-среднеюрского возраста, известной под названием формации Сан-Кайетано. Эти породы смяты в дисгармоничные складки со средними углами падения пластов на крыльях от 80 до 40°. Широко развиты продольные разломы северо-восточного простирания, складчатость вдоль которых еще более интенсивная. Видимая мощность отложений формации Сан-Кайетано составляет 2200—2500 м.

В Центральной опущенной части антиклинория, как и в отдельных небольших грабен-синклинальных зонах, сохранились карбонатные отложения верхней юры — слоистые и массивные известняки, реже сланцы и песчаники общей мощностью 1000—1300 м. Эти породы образуют

пелысокую горную грядку с характерными карстовыми формами — так называемые «моготе», — воздымающуюся над слабо всхолмленной площадью развития песчанико-сланцевой толщи Сан-Кайетано.

Если основная часть антиклинория Пинар-дель-Рио в меловое время представляла собой крупную геоантиклинальную структуру, то восточная ее часть — структурно-фациальная зона Байя-Онда — испытала значительное погружение. По последним данным Р. Н. Володина, Б. А. Бирюкова и других, здесь на размытой поверхности юрских пород залегают вулканогенно-осадочная толща верхнемелового возраста. Общая мощность толщи на востоке этой зоны составляет примерно 3000 м, а на западе, в полосе Западно-Кубинского сдвига, не превышает 1500 м. Низы толщи сложены преимущественно известняками, глинистыми и кремнистыми сланцами с горизонтами базальтовых порфиритов, средняя и верхняя части — мощными базальтовыми порфиритами, в самой верхней части разреза сменяющимися песчаниками, туфами и известняками.

По узким грабен-синклинальным зонам, вытянутым вдоль крупных региональных разломов, верхнемеловые вулканогенно-осадочные породы распространяются далеко на запад через весь антиклинорий Пинар-дель-Рио; здесь их мощность составляет всего 150—400 м. В основании таких грабен-синклиналей обычно залегают верхнеюрские известняки.

В более опущенных периферических частях антиклинория Пинар-дель-Рио широко развиты спокойно залегающие палеогеновые отложения (песчаники, конгломераты, алевролиты), относительно небольшой мощности (до 100—150 м). За пределами рассматриваемого района, в частности, вдоль южной его границы, определяемой региональным Южно-Пинарским разломом, а также на северо-востоке, мощность палеогеновых отложений резко возрастает, достигая многих сотен метров. Там же развиты и более молодые неогеновые отложения, изредка перекрывающие депрессионные структуры вдоль некоторых верхнемеловых грабен-синклинальных зон в пределах самого антиклинория Пинар-дель-Рио.

Магматизм в пределах рудного района Пинар-дель-Рио проявлен значительно слабее, чем в остальных рудных районах Центральной и Восточной Кубы. Здесь отсутствуют крупные батолитоподобные гранитоидные интрузивы, а верхнемеловой пояс ультраосновных пород, столь характерный для всей кубинской геосинклинали, выражен слабее. Один крупный массив ультрабазитов — Кахальбана — известен в восточной части рудного района; в восточном направлении от этого массива протягивается мощное дайкообразное тело серпентинитов, видимо, фиксирующее собой зону продольного глубинного разлома. Небольшие тела серпентинитов установлены вдоль разломов в центральной синклинальной зоне антиклинория Пинар-дель-Рио, а линзы деформированных серпентинитов (с реликтами гарцбургитов) фиксируются и в узких грабен-синклинальных зонах. В западной части рудного района имеется также относительно крупный массив габброидов.

В связи с рудной минерализацией бóльший интерес представляют более поздние проявления магматических пород среднего и основного состава. Прежде всего это базальты, андезито-базальты и порфириты верхнемелового возраста, широко развитые в восточной части рудного района Пинар-дель-Рио, где они вмещают промышленное медное оруденение. Более молодой, чем указанные выше породы, возраст имеют эффузивные образования среднего состава (андезито-дациты и др.). В ряде мест верхнемеловые эффузивы прорываются штоками мелкозер-

нистых роговообманковых диоритов и сопутствующими им дайкообразными телами спессартитов. Наконец, самыми поздними проявлениями магматизма, обнаруженными на некоторых месторождениях меди, являются интрузивы неправильной формы, реже изометричные штокообразные тела лаваагломератов андезит-дацитового или дацитового состава.

Гидротермальное оруденение рудного района Пинар-дель-Рио в основном представлено двумя рудными формациями — колчеданной полиметаллической и жильной пирит-халькопиритовой. Особенности размещения месторождений этих формаций позволяют выделить в рассматриваемом рудном районе три рудных зоны (района, по А. И. Лисицину, 1969): Матаамбре-Франсиско (1) на фиг. 1 и Мантуа-Кастельяно (2) на фиг. 1 в пределах антиклинория Пинар-дель-Рио, а также Хукаро-Буэнависта в складчатой зоне Байя-Онда (обозначена буквой «б» на фиг. 1).

Рудная зона Матаамбре-Франсиско

Месторождения этой рудной зоны, включающие крупнейшее медное месторождение Кубы Матаамбре, залегают в нижне-среднеюрской песчанико-сланцевой толще Сан-Кайетано. Они сосредоточены в широкой полосе вдоль северной границы Центрального синклинория и в общем располагаются в средней части северного крыла антиклинория Пинар-дель-Рио на участке перехода от близширотного простираения складчатых и продольных разрывных структур на северо-восточное. Основными рудоконтролирующими элементами являются продольные глубинные разломы, выраженные на поверхности узкими грабен-синклинальными зонами с проявлениями верхнемелового и палеогенового магматизма. Значительное влияние на размещение оруденения оказывают также и поперечно ориентированные разрывные структуры — короткие, но четко выраженные разломы северо-западного простираения и поперечный изгиб, заметный по уменьшению ширины центральной грабен-синклинальной зоны. В полосе отмеченного перегиба располагается месторождение Матаамбре, а на северо-западном продолжении этого перегиба — месторождения Кастельяно и Санта-Люсия, относящиеся уже к рудной зоне Мантуа-Кастельяно (см. фиг. 1).

Эндогенная минерализация в рассматриваемой рудной зоне представлена колчеданными месторождениями с цинковым, реже свинцовым и убогим медным оруденением, а также жильными халькопиритовыми или пирит-халькопиритовыми месторождениями. Наиболее разведанными и изученными являются месторождения рудного поля Матаамбре, занимающего восточную часть рудной зоны Матаамбре-Франсиско. На примере этих месторождений мы и попытаемся охарактеризовать особенности проявления медной минерализации данной рудной зоны.

В процессе более чем пятидесятилетней эксплуатации и разведки месторождения Матаамбре установлен огромный (около 1600 м) вертикальный размах распространения промышленного оруденения. Изучение структуры месторождения было проведено американским геологом Пеннебейкером в начале сороковых годов, а в послеволюционное время В. Оробеем и И. Т. Поплавским. Итог всем исследованиям подведен в статье Н. П. Лаверова и др. (1967). Отсутствие, по данным всех предыдущих исследователей, каких-либо изверженных пород в районе место-

рождения вызвало появление представлений чуть ли не о сингенетическом происхождении медного и колчеданного оруденения. Значительные расхождения в генетической интерпретации геологических процессов, приведших к формированию рудных месторождений района Матаамбре, весьма затрудняют направление дальнейших поисково-разведочных работ на медь во всей северо-западной части провинции Пинар-дель-Рио.

Стратиграфия. Сложность выделения каких-либо стратиграфических единиц в немой и однообразной песчанико-сланцевой толще Сан-Кайетано общеизвестна. Выделение более дробных подразделений здесь обычно производят по относительному соотношению песчаников и сланцев в разрезе — именно так поступали при картировании рассматриваемого участка Пенебейкер и Поплавский (1964). В центральной части площади их стратиграфические схемы и линии контактов на карте (фиг. 2) примерно совпадают. Поэтому мы принимаем предложенное ими деление толщи, но даем несколько более дробное расчленение подстилающих и перекрывающих пород (снизу вверх):

1. Сланцы «лежащего бока», выявлены к востоку от месторождения Моно.
2. Песчаники «лежащего бока». Это характерный горизонт слоистых и тонкослоистых песчаников с отдельными пропластами алевролитов. Мощность его составляет 350—400 м.
3. «Восточные» сланцы — непосредственно подстилают основной рудовмещающий горизонт песчаников. Мощность сланцев составляет 400—600 м.
4. Песчаники Матаамбре-Руисеньор. Подробно описаны И. Т. Поплавским под названием «рудовмещающей толщи». Мощность ее около 300 м. Она начинается с одного-двух крупных пластов песчаника, далее переходит в флишевую пачку, а затем — в серию пластов слоистых песчаников с пропластками глинистых и углисто-глинистых сланцев.
5. Выше залегает 200-метровый горизонт глинистых и углисто-глинистых сланцев (серия Посо, по Пенейбейкеру), содержащих частые прослои песчаника мощностью по 5—10 м, иногда до 20 м. Количество песчаниковых прослоев и их мощность возрастают к верхней части этого горизонта.
6. Горизонт алевролитов (серия Лагуна) с отдельными пропластками глинистых сланцев. Мощность горизонта около 250 м. Этот горизонт охарактеризован В. С. Вахромеевым как J_2 по находкам папоротников.
7. Характерный горизонт «западных» сланцев мощностью 90 — 110 м.

В грабен-синклинальной зоне, прослеженной нами вдоль всего рудного поля в долине ручья Лимонар, выделяются верхнеюрские известняки и верхнемеловые-палеогеновые (?) вулканогенно-осадочные отложения.

Верхнеюрские битуминозные известняки залегают в виде тектонической пластины вдоль регионального разлома Лимонар. В известняках развита отчетливо выраженная слоистость, особенно хорошо подчеркиваемая маломощными кремнистыми прослоями в верхней части горизонта. В верхней же части горизонта развиты линзовидные включения песчаника и глинистого известняка.

Вулканогенно-осадочная толща выделена в рудном поле Матаамбре впервые. Мощность толщи непостоянна — она колеблется от нуля до 350 м. В основании ее обычно залегают конгломераты и среднерзистые песчаники, затем идут тонкослоистые алевролиты, иногда содержащие обломки песчаника. Ближе к верхней части толщи залегают рассланцованные конгломераты с глинистым цементом, иногда переходящие в туфоконгломераты, агломераты, туфоалевролиты. Здесь же встречаются линзы карбонатных сланцев. В сланцах, алевролитах и эффузивных породах этого горизонта интенсивно проявлены хлоритизация, карбонати-

зация, иногда и серицитизация. Верхнемеловой возраст толщи определен условно, на основании комплекса плохо сохранившихся фаунистических остатков, аналогичного для верхнемеловых пород соседних районов.

Таков в самых общих чертах стратиграфический разрез рудного поля Матаамбре. В целом можно сказать, что ниже-среднеюрские осадочные породы представляют собой мелководные отложения с иногда устанавливаемой косою слоистостью, знаками ряби на поверхностях напластования, следами местных размывов, фациальной изменчивостью и непостоянными мощностями отдельных горизонтов. Все осадки богаты углестым веществом и довольно сильно пиритомосны.

Изверженные породы. К востоку и юго-востоку от месторождения Матаамбре в грабен-синклинальной зоне установлен целый ряд вулканогенных и интрузивных образований. Предварительно можно выделить две группы таких пород: 1) доскладчатые, преимущественно эффузивные образования андезит-дацитового ряда и 2) послескладчатые интрузивные и экструзивные породы, по составу отвечающие диоритам.

Полоса развития эффузивных пород в общем совпадает с горизонтом хлоритовых сланцев и конгломератов, залегающим непосредственно на размытой и закарстованной поверхности верхнеюрских битуминозных известняков. Макроскопически среди этих вулканитов выделяются рассланцованные туфы, туффиты и андезито-дациты.

Послескладчатые интрузивные и экструзивные образования — мелкозернистые роговообманковые диориты и агломераты слагают небольшие тела к югу и востоку от месторождения.

Диориты, самые молодые магматические проявления в районе, устанавливаются в зоне крупного регионального разлома Лимонар и вместе с тем на продолжении тех же поперечных разломов, которые контролируют и медное оруденение Матаамбре.

Структура рудного поля. Рудное поле Матаамбре в региональном отношении находится на дугообразном изгибе крыла антиклинория Пинардель-Рио, разбитого серией крупных продольных разломов. Один из таких разломов — Лимонар — ограничивает рудное поле Матаамбре с юго-востока. Этот разлом отчетливо дешифрируется по аэрофотоснимкам прямолинейной долиной ручья Лимонар. Вдоль этого разлома вытянута грабен-синклинальная зона шириной от 60—80 до 600—800 м (см. фиг. 2). В основании грабен-синклинали залегают мощная тектоническая пластина сильно деформированных верхнеюрских известняков, углы падения которых достигают 80—90°. С резким несогласием на размытой и закарстованной поверхности этих известняков залегают вулканогенно-осадочная толща верхнемелового-палеогенового (?) возраста. Эти отложения отличаются пологими углами падения (10—40°). Чрезвычайно резко линзующиеся вулканогенные породы и нектообразные тела лаваагломератов в восточной части месторождения, видимо, отражают существование здесь каких-то вулканических построек.

Строение ниже-среднеюрской песчанико-сланцевой толщи Сан-Кайетано, слагающей основную часть рудного поля Матаамбре, представляется следующим. Грабен-синклинальная зона, ограниченная разломом Лимонар, под острым углом срезает крупную антиклинальную складку, прослеженную нами через все рудное поле Матаамбре. Эта складка развита в породах, подстилающих основные рудомещающие горизонты месторождения Матаамбре. По форме это асимметричная ан-



тиклиналь, осложняющая в общем моноклинально падающую толщу осадочных пород. Северное крыло ее более спокойное и пологое, а южное осложнено серией крутых, часто изоклинальных, синклинальных и антиклинальных складок, смыкающихся с зоной смятия по разлому Лимонар. Простираение шарнира антиклинали северо-восточное, около 50° . Линия шарнира погружается к юго-западу. В шарнирной части антиклинали обычно наблюдается чрезвычайно сложная и интенсивная изоклиальная складчатость в зоне шириной до 100 м.

Разрывные нарушения на площади рудного поля Матаамбре теснейшим образом связаны со складчатыми пликативными дислокациями. В большинстве случаев разрывы возникли на завершающем этапе складкообразования. Во многих случаях устанавливался переход от резких флексуобразных перегибов в толще осадочных пород к разрывным нарушениям сколового типа. Зоны интенсивной складчатости наблюдаются также на участках между отдельными кулисообразными разломами и т. д. Как нам представляется, многие предыдущие исследователи месторождения Матаамбре недооценивали важность складчатых деформаций в толще пород и рассматривали разрывные нарушения в отрыве от общей сложной складчато-разрывной деформации рудовмещающего блока.

Среди крупных разрывных нарушений рудного поля Матаамбре отчетливо выделяются две главные группы — продольные, северо-восточного простираения и поперечные — северо-западного простираения. К первым относится прежде всего известный разлом Манакас, оказавший безусловное влияние на локализацию рудных тел месторождения. Скорее всего, этот разлом не имеет регионального значения и представляет собой одно из звеньев в серии кулисообразных разломов северо-восточного простираения.

По разрезам через месторождение Матаамбре, приведенным во многих работах, следует, что северо-западный блок по разлому Манакас является опущенным. Однако геологические карты свидетельствуют об обратном направлении подвижек. К такому же выводу, по крайней мере для послерудного периода истории развития структуры месторождения, пришли геологи рудника Я. Летавет и В. Краль. Вопрос о направлении подвижек по разлому Манакас еще окончательно не решен. Как мы покажем ниже, вероятнее всего движения по разлому Манакас имели шарнирный характер.

Из поперечных разломов особенный интерес представляет важная рудоконтролирующая зона поперечных разломов Альфа-Бета. Некоторые из нарушений этой зоны нам удалось проследить на восток до долины ручья Лимонар. Эти разломы, как и некоторые другие, расположенные севернее, имеют северо-восточное падение и по существу перпендикулярны к линии шарнира антиклинальной складки.

В крайней северо-западной части рудного поля обнаружены и закартированы разрывные нарушения близширотного простираения с падением на север под углом $70-80^\circ$. По ориентировке и положению их можно увязать с разломом 44, установленным на нижних горизонтах рудника Матаамбре.

Участок, вмещающий основные рудные тела месторождения, построен наиболее сложно. В нем проявлена как продольная, так и поперечная складчатость, а также развиты многочисленные продольные и поперечные разрывные нарушения (см. фиг. 2).

Продольная складчатость здесь выражается в довольно резком изменении углов падения слоистости осадочных пород от 30—45 до 60—70°. Поперечные складки устанавливаются по изменению азимута простирания слоистости, обычно от 15—20 до 70—90°. Эти складки особенно четко проявлены в участках с крутым падением в широкой зоне вдоль разлома Манакас. В этом же блоке широко развиты складки волочения с пологими осевыми поверхностями. Самая крупная такая складка установлена на участке между шахтой 3 и рудным телом 30. Длина крыла этой складки превышает 120 м. Осевые поверхности этой складки, как и некоторых других меньших по размерам, имеют простирание 20—30° и падение на северо-запад под углом 30°. На смену этим складкам в юго-западном направлении появляются продольные разломы Руусенбор.

С приближением к оси антиклинали появляется все большее число складок волочения с крутым положением осевой поверхности. Как правило, линии шарниров этих складок погружаются на юго-запад под углом 10—30° (очевидно, как и линия шарнира самой антиклинали). В то же время линии шарниров складок волочения в блоке к северо-западу от разлома Манакас, как правило, наклонены к северо-западу, тоже под углами порядка 10—20°.

Подобные различия в ориентировке складок волочения указывают на вероятность того, что на участке соприкосновения этих блоков должна была происходить деформация кручения. Центральный рудовмещающий блок при этом выдавливается кверху, о чем свидетельствует наличие складок волочения с пологими осевыми поверхностями. В клиновидной части блока, зажатой между разломами Манакас и Альфа-Бета, возникли выдержанные на глубину трещины отрыва или отслоения, которые и были выполнены халькопиритовыми рудами. О большой вероятности участия скручивающих усилий в образовании этих рудовмещающих трещин говорит сама «скрученная» форма рудного столба Матаамбре.

В заключение раздела обратим внимание на отношение магматических образований к основным структурным элементам рудного поля Матаамбре. Как видно из карты, распространение этих образований контролируется, во-первых, грабен-синклиналью около разлома Лимонар и, во-вторых, зонами поперечных нарушений (Альфа-Бета и др.). Этот факт свидетельствует о глубоком заложении поперечных структур и о существовании их в течение длительного геологического времени. В этом мы видим еще одно подтверждение справедливости высказанных Н. П. Лаверовым и др. (1967) соображений о важной рудоконтролирующей роли поперечных разрывных нарушений, служивших путями проникновения как магматических, так и гидротермальных флюидов.

Оруденение. В пределах рудного поля Матаамбре установлено два типа промышленного оруденения: медная (халькопиритовая) минерализация собственно месторождения Матаамбре и серно-колчеданная (пиритовая) минерализация с галенитом, сфалеритом и халькопиритом.

Основной практический интерес представляет медное оруденение, сконцентрированное преимущественно в центральном блоке месторождения, в той его части, которая примыкает к разломам Манакас и Альфа-Бета (см. фиг. 2). Руды залегают в виде серии лентообразных тел в зоне длиной до 500 м, уходящей на огромную глубину — свыше 1600 м.

Медные руды Матаамбре сформированы в несколько стадий минерализации и окружены неширокими зонами гидротермального изменения в песчаниках и сланцах (хлоритизация, карбонатизация, серицитизация).

Руды сложены в основном массивным мелкозернистым халькопиритом, в виде реликтов в нем устанавливаются пирит, кварц, сфалерит. Иногда выявляются структуры распада твердых растворов (пластинки кубанита в халькопирите). С глубиной в рудах увеличивается содержание пирротина. В настоящее время разрабатываются не только залежи сплошных халькопиритовых руд, но и примыкающие к ним участки прожилково-вкрапленных и брекчиевидных руд; среднее содержание меди в извлекаемых рудах составляет 3,5—4%.

Влияние литологического состава пород. Давно установлено, что рудные тела Матаамбре залегают в основном в горизонте переслаивания толстослойных песчаников и углисто-глинистых сланцев (с преобладанием первых) между двумя преимущественно сланцевыми горизонтами. Более хрупкие свойства песчаников по сравнению со сланцами общеизвестны — не явилось исключением в этом отношении и месторождение Матаамбре. При любом типе деформации трещины отрыва будут образовываться преимущественно в песчаниках.

Как правило, рудные тела ориентированы вкрест простирания слоистости осадочных пород и склоняются по направлению их падения. Мелкие и средние рудные тела обычно не выходят за пределы какого-либо одного пласта песчаника, но крупные рудные залежи нередко залегают и в сланцах. На месторождении известны также рудные тела, развитые по слоистости, в большинстве случаев по контакту песчаников (внизу) и сланцев. Положение рудных тел в пределах рудоносной толщи определяется структурными элементами — как складчатыми, так и разрывными.

Отношение рудных тел к складчатым структурам. При детальном изучении структуры слоистой рудовмещающей пачки пород на дневной поверхности устанавливаются два направления мелкой складчатости — продольное и поперечное. Как уже указывалось, в пределах центрального блока продольная складчатость выражается в наличии перегиба, по которому слоистость в части блока, примыкающей к разлому Манакас, меняет угол падения от 40—50 до 60—75° (на северо-запад). Рудные тела приурочены либо к шарниру этого перегиба, либо к северо-западному его крылу с большими углами падения.

Вся северо-западная часть центрального блока собрана в мелкие поперечные складки, то более пологие, то довольно крутые. Осевые поверхности этих складок ориентированы в северо-западном направлении (аз. 290—330°). Азимут простирания слоистости на крыльях этих складок изменяется от 10—20 до 70°, а в некоторых случаях и до 90°. С глубиной поперечные складки становятся более пологими.

Как показало детальное картирование участка поверхности около крайнего северо-восточного рудного тела № 30, более крупные залежи ориентированы вдоль резкого синклинального перегиба песчаников. Соседние относительно небольшие рудные залежи № 29 приурочены к пологому антиклинальному перегибу. В первом случае, при резком поперечном изгибе толщи, пласт песчаника оказался разорванным на всю его мощность. Как результат — относительно большие размеры рудного тела. Во втором случае при плавном антиклинальном перегибе трещины отрыва образовались и были выполнены рудными минералами только в верхней части пласта песчаника, у контакта с вышележащими более пластичными алеволитами.

Сходные данные получены нами на глубоких горизонтах рудника. Правда, резких изгибов слоистости вмещающих пород там не наблюдает-

ся и относительно большую роль в локализации рудных тел имеют разрывные нарушения, но все же пологая волнистая и флексуобразная складчатость устанавливается. На горизонте 35, например, на пологом синклинальном перегибе находится рудное тело № 44, на флексуобразном перегибе пород около разлома Бета развито тело № 44-В. Во многих случаях элементы залегания пород с обеих сторон секущих рудных тел не совпадают.

Вблизи от дневной поверхности, где многие рудные тела Матаамбре выклиниваются, устанавливается заметное преобладание складчатых дислокаций над разрывными. С глубиной начинают преобладать разрывные. В общем это означает, что медное оруденение Матаамбре развито в зоне перехода от участков с преобладанием пластической деформации к участкам с преобладанием хрупкой, причем основная масса промышленного оруденения оказывается приуроченной к участку с преобладанием хрупких, разрывных деформаций.

Отношение рудных тел к разрывным нарушениям. Этот вопрос детально освещен в упоминавшейся ранее работе Н. П. Лаверова и др. (1967), и поэтому мы на нем задерживаться не будем. Действительно, главные рудные тела приурочены к трещинам отрыва, примыкающим почти под прямым углом к разрывным нарушениям сколового типа. В этой работе указывается, что возникновение рудовмещающих трещин отрыва происходит в результате подвижек по крупным разломам — Манакас, Руисеньор, Альфа-Бета и др. Мы же считаем, что образование мощной системы трещин отрыва, как и крупных трещин скальвания, — результат общей сложной складчато-дизъюнктивной деформации рудовмещающего блока.

Безусловно, подтверждается вывод о дорудном возрасте большинства сколовых нарушений на участке месторождения. В этом, по нашему мнению, и сказалась рудоконтролирующая роль сколовых нарушений в пределах месторождения Матаамбре. Трещины отрыва прежде всего выполнялись своеобразной кварц-карбонат-хлоритовой брекчией, которая уже потом замещалась халькопиритом, а еще позднее по ней развивались кварцевые и кварц-карбонатные прожилки.

Колчеданная свинцово-цинковая минерализация известна в пределах самого месторождения Матаамбре (рудное тело 70, к северу от разлома Манакас), к северо-востоку от Матаамбре — эксплуатируемое в настоящее время месторождение Моно (рудник Х. А. Мелья) и небольшие рудопроявления Ниевес и Минерал в 3—4 км к югу от Матаамбре. В отличие от халькопиритовых руд, колчеданные линзы залегают согласно с вмещающими породами, обычно со сланцами, и в той или иной мере рассланцованы.

Месторождение Моно представлено двумя крупными линзами (длинной каждая около 100 м, мощностью 15—30 м) серного колчедана, содержащего также пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, кварц, сидерит. В лежащем боку рудных залежей развиты преимущественно песчаники, висячем — углисто-глинистые сланцы (фиг. 3). Контакт висячего бока рудных тел четкий, тектонический, а со стороны лежащего бока в песчаниках развита широкая зона прожилково-вкрапленных пиритовых руд. Судя по имеющимся данным, рудные тела месторождения Моно приурочены к зоне одного из крупных продольных разломов, выявленных в пределах рудного поля Матаамбре-Моно. Однако основной причиной, обусловившей локализацию колчеданных линз Моно, явились, по-види-

тому, предрудные пликативные деформации. Такой вывод можно сделать на основании того, что непосредственно над рудными линзами (и только над ними) выявляются крупные коробления слоистой песчанико-сланцевой толщи с примерно горизонтальным положением шарниров на фоне общего моноклинального падения слоистости к северо-западу. При такой комбинации разрывных и складчатых деформаций на границе пород различной проницаемости могли образоваться крупные полости отслоения, явившиеся вместилищем колчеданных руд месторождения. Формирование руд месторождения Моно происходило и при участии метасоматического замещения вмещающих пород.

По данным И. Т. Поплавского (1964), среднее содержание меди в рудах месторождения Моно составляет примерно 0,6, свинца — 1,6, цинка — 4,7%. В всячем боку в зоне влияния тектонического контакта колчеданных линз с углисто-глинистыми сланцами содержание свинца возрастает до 2,5—4, а цинка — до 6—8%. Отчетливо можно видеть, что галенитовые и халькопиритовые прожилки накладываются на более ранний агрегат кристаллического пирита. Отложение сфалерита предшествовало образованию галенита и халькопирита.

Изменения боковых пород выражаются в окварцевании и пиритизации песчаников. Зона окисления представлена лимонитовой шляпой. Характерным продуктом окисления халькопирита является халькантит, образующий эффективные натечные образования и очень крупные кристаллы в местах просачивания подземных вод в современных горных выработках. В приповерхностной зоне боковые породы под воздействием кислых вод зоны окисления претерпевают интенсивное выщелачивание — осветляются и замещаются глинистыми минералами.

Характерными примесями первичных руд являются золото — 0,4 г/т, серебро — 22 г/т, висмут — 50 г/т, кобальт — 60 г/т, в некоторых пробах устанавливается кадмий — до 200 г/т, мышьяк — до 500 г/т. Не установлены Ge, Se, Te — типичные примеси руд многих колчеданных месторождений.

Другим колчеданно-полиметаллическим месторождением является Ниевес, залегающее в песчанико-сланцевой толще Сан-Кайетано около разлома Лимонар. По данным И. Т. Поплавского и др. (1964), здесь вскрыты две согласные пологопадающие колчеданные линзы, развитые по зоне брекчий в контакте песчаников (внизу) и сланцев. Руды представлены агрегатом пирита, слабо раскристаллизованного дисульфида железа и сфалерита. В этом агрегате часто можно видеть реликты коллоидных текстур. Ранние пирит-сфалеритовые образования пересекаются более поздней карбонат-хлорит-пирротин-галенитовой минерализацией. Характерные элементы-примеси в рудах — As, Sb, Cd (около 350 г/т), Ag (100 г/т); отсутствуют кобальт и висмут. Из-за слабого метаморфизма и относительно низкого содержания меди (0,1%), свинца (0,6—2%) и цинка (1,5—3%) известные к настоящему времени руды месторождения Ниевес можно использовать лишь как сернокислотное сырье (содержание серы около 30%).

К тому же типу относятся колчеданно-полиметаллические рудопроявления и месторождения центральной и юго-западной частей рудной зоны Матаамбре — Франсиско. На некоторых месторождениях помимо колчеданных руд развито жильное и штокверковое свинцово-цинковое оруденение (месторождения Франсиско, Дора и др.). Поскольку в пределах месторождения Матаамбре проявления колчеданной и жильной

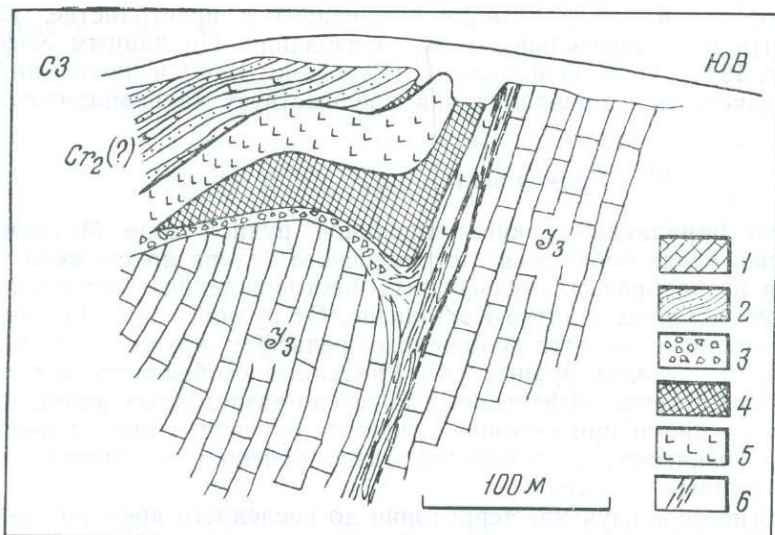
халькопиритовой минерализации совмещены в пространстве, удалось установить последовательность их образования. По данным Хаффнера (Haffner, 1944), И. Т. Поплавского (Poplavski, 1966) и нашим наблюдениям, колчеданная минерализация предшествует халькопиритовой.

Рудная зона Мантуа-Кастельяно

Примерно параллельно ранее описанной рудной зоне Матаамбре — Франсиско, вдоль побережья Мексиканского залива прослежена полоса развития разнообразных сульфидных месторождений, получившая название рудной зоны Мантуа-Кастельяно. От рудной зоны Матаамбре — Франсиско она отличается пониженным рельефом, крупными железными шляпами на выходах рудных тел. Указанные особенности надолго задержали проведение эффективных поисково-разведочных работ, и лишь в последнее время при помощи глубокого бурения и проведения комплекса геофизических исследований здесь успешно выявляются новые крупные рудные объекты.

Геологическое изучение территории до последнего времени также оставалось неудовлетворительным, причем вся площадь рудной зоны относилась к области развития ниже-среднеюрских пород формации Сан-Кайетано. Детальное картирование территории, примыкающей к берегу Мексиканского залива, проведенное с использованием картировочного бурения (Абакумов, Черепанов, Глебов и др.), позволило установить широкое развитие верхнемеловых и палеогеновых осадочно-вулканогенных пород, а на западе территории — и верхнеюрских, преимущественно карбонатных отложений. Поскольку окончательные результаты картирования не подведены, мы не имеем пока возможности дать описание стратиграфии и структуры интересующей нас территории. Известно лишь, что полоса развития верхнеюрских и меловых образований отделена от области развития ниже-среднеюрских пород мощным разломом. Около этого и серии других субпараллельных разломов верхнеюрские известняки смяты в линейные складки; верхнемеловые породы залегают на размытой поверхности известняков несогласно и деформированы значительно слабее.

Наибольший интерес представляет месторождение Иерро, разведка которого завершена в последние годы (Г. С. Фесенко, Э. М. Мулюков и др.). Здесь под железной шляпой установлена зона вторичного сульфидного обогащения с содержаниями меди около 3—4%. Первичные руды, по данным названных геологов, представлены сложным желобообразным телом колчеданных и прожилково-вкрапленных руд, вытянутым примерно на 1 км вдоль крупной зоны милонитизации северо-восточного простирания. По нашему мнению, локализация этого тела обусловлена поверхностью несогласия между нижележащими верхнеюрскими известняками и верхнемеловой (?) вулканогенно-осадочной толщей. Оруденение лишь частично развито за счет рассланцованных известняков, а главным образом, возникло путем замещения верхнемеловых алевролитов и песчаников под покрывкой силлообразного тела базальтовых порфиринов (фиг. 4). Определенную роль в локализации оруденения Иерро сыграли и поперечные разрывы северо-западного простирания, разделяющие месторождение на несколько тектонических блоков.



Фиг. 4. Схематический разрез месторождения Иерро. Составлен по данным Э. М. Мулюкова, интерпретация стратиграфических соотношений Е. П. Малиновского

1 — известняки; 2 — песчанико-сланцевая толща; 3 — межформационная брекчия; 4 — сульфидное рудное тело; 5 — порфириты; 6 — зона милонитизации

Вещественный состав руд, особенно окисленных, отличается исключительным разнообразием (данные Т. А. Твалчрелидзе, Э. М. Мулюкова, Г. С. Румянцева). Первичные руды сложены, главным образом, пиритом, халькопиритом, кварцем и доломитом с подчиненной ролью сфалерита, галенита, пирротина и блеклых руд. Большой интерес представляют минералы — носители редких элементов — германия и галлия (германит, галлит, реньерит и др.). По содержанию редких и рассеянных элементов месторождение Иерро, очевидно, не имеет себе равных на Кубе: в первичных рудах количество германия и галлия составляет первые десятки г/т, в зоне вторичного сульфидного обогащения — 40—50 г/т, в окисленных рудах — 50—60 г/т.

Основными промышленными минералами зоны вторичного сульфидного обогащения являются халькопирит и ковеллин при широком развитии мельниковит-пирита. Исключительно богатая минералогия окисленных руд месторождения определяется интенсивно проявленной корой выветривания при наличии фосфатсодержащих карбонатных отложений в качестве вмещающих пород. В результате здесь широко развиты бирюза, ярозит, а также встречаются редкие фосфаты стронция и свинца (ряд сванбергит — гинсдалит).

Как и на других медных месторождениях Кубы, руды Иерро обогащены кобальтом. Содержание его в первичных рудах составляет сотые доли процента, а в зоне окисления, особенно при наличии окислов марганца, повышается до 0,5—0,6% (данные Э. М. Мулюкова). В халькозиновых рудах кобальт практически отсутствует.

Еще больший интерес в отношении кобальтоносности представляет месторождение Унион-II, расположенное в нескольких километрах западнее Иерро. Рудная залежь этого месторождения, сложенная мелкозернистым, часто колломорфным агрегатом пирита, мельниковита и мар-

казита с резко подчиненным количеством халькопирита, залегает согласно с вмещающими алевролитами и карбонатизированными сланцами верхнемелового (?) возраста, полого падающими на юго-запад. Со стороны лежащего бока рудного тела встречены порфириды.

По данным химических анализов, руды месторождения Унион-II содержат 0,07—0,32% кобальта, причем по отдельным скважинам при длине рудного интервала в 25 м среднее содержание его достигает 0,22% (при содержании меди 0,28%). Собственно кобальтовые минералы в рудах месторождения отсутствуют; по-видимому, основная масса этого элемента связана с кобальтоносным пиритом (Г. С. Румянцев).

В западном направлении рудная залежь месторождения Унион-II уходит под отложения неогена, причем, насколько известно, эти молодые породы перекрывают и железную шляпу месторождения. Этот факт свидетельствует о донеогеновом возрасте оруденения и таким образом устанавливает верхний предел времени колчеданной минерализации Западной Кубы.

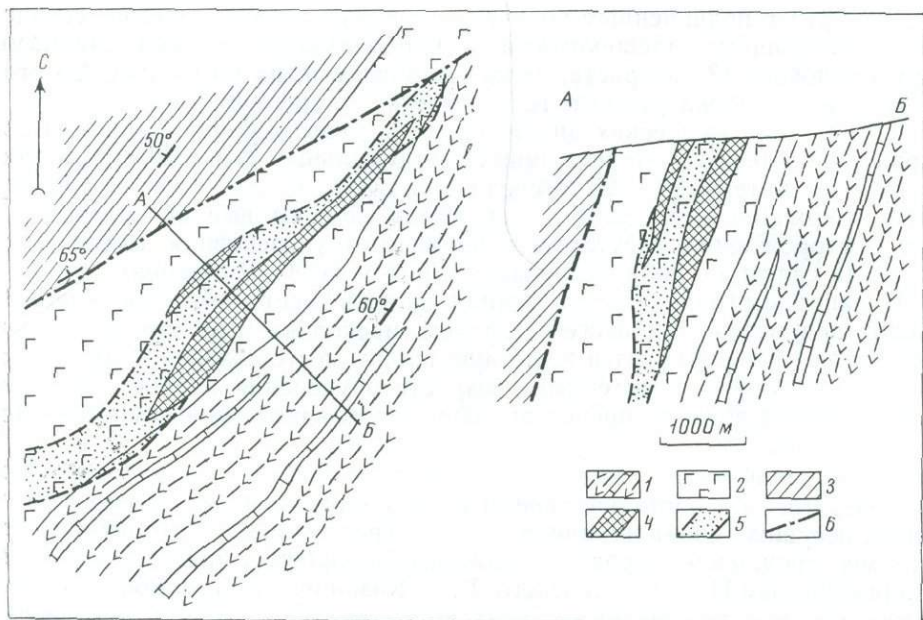
В восточной части рассматриваемой рудной зоны, около Санта-Люсия, известны и в настоящее время разведуются крупные залежи колчеданов, несущих свинцово-цинковую минерализацию. Крупнейшим из этих месторождений, вероятно, окажется Каствельяно, представленное по ранним данным И. Т. Поплавского, В. А. Казанцева и др. (1966) несколькими линзами, залегающими согласно с напластованием в верхнеюрских (?) алевролитах и сланцах, содержащих маломощные прослои известняков и доломитов. Со стороны висячего бока рудных залежей встречены эффузивные образования — агломераты и сильно измененные (хлоритизированные и серицитизированные) рассланцованные порфириды мощностью до 30—35 м. Широко развиты разломы, как согласные, так и секущие широтного и близмеридионального простирания.

На соседнем месторождении Санта-Люсия полиметаллическое оруденение представлено мощной залежью тонкополосчатых пирит-сфалеритовых руд в углисто-глинистых сланцах.

Рудная зона Хукаро-Буэнависта

Если вся западная часть рудного района Пинар-дель-Рио в меловое время представляла собой крупную геосинклинальную структуру, то восточная ее часть, так называемая структурно-фациальная зона Байя-Онда, испытывала значительное погружение. По последним данным Р. Н. Володина, Б. А. Бирюкова и др., здесь на размытой поверхности юрских пород отложилась мощная вулканогенно-осадочная толща верхнемелового (сеноман — турон, маастрихт) возраста. Как указывалось ранее, вулканогенно-осадочные породы по узким грабен-синклинальным зонам распространяются далеко на запад, вдоль крупных продольных разломов, прослеживающихся через весь антиклинорий Пинар-дель-Рио.

В структурно-фациальной зоне Байя-Онда мощность верхнемеловой вулканогенно-осадочной толщи составляет на востоке примерно 3000 м, а на западе, около регионального Западно-Кубинского разлома, 1500 м. В большинстве своем месторождения приурочены к средней части разреза этой толщи — свите Иларио, сложенной переслаивающимися кремнистыми сланцами, песчаниками, базальтовыми порфиритами и известняками. Одно относительно крупное месторождение Баунависта залегает в



Фиг. 5. План и разрез месторождения Хукаро (по данным Ю. П. Зарянова)

1 — эффузивно-осадочная толща с прослоями известняка $Сг_2$; 2 — базальтовые порфириты; 3 — сланцы; 4 — сульфидное рудное тело; 5 — зона развития прожилково-вкрапленной минерализации; 6 — разлом

нижней части более молодой свиты Байя-Онда, представленной в основном базальтовыми и андезитовыми порфиритами и их туфами. Таким образом, глубина формирования месторождений в этом районе по стратиграфическим данным может быть оценена в 1200—1400 м.

Важным элементом структуры является вытянутая на десятки километров близширотная дайкообразная залежь серпентинитов мощностью около 0,5 км, отходящая от самого крупного в провинции Пинар-дель-Рио массива ультраосновных пород Кахальбана. По-видимому, эта залежь трассирует зону крупного продольного разлома. Значительная часть месторождений и рудопроявлений приурочена к зоне этого разлома и сосредоточена в полосе шириной 3—5 км.

По данным Р. Н. Володина (1967), полоса развития месторождений (Хукаро, Какарахиара, Мендиета, Ягрума и др.) располагается в крыле сложной синклиальной складки близширотного простирания; слоистость падает на север под углами около 50—60°. При картировании площади выявлено много разломов, относящихся к двум системам — близширотной и субмеридиональной. Медные месторождения в большинстве связаны с близширотными зонами повышенной трещиноватости и брекчирования. Вмещающими породами служат обычно базальтовые порфириты, реже их туфы (фиг. 5).

Рудные тела более крупных месторождений представлены согласными неправильными линзами прожилково-вкрапленных, реже брекчиевидных и массивных руд. Минеральный состав руд — пирит, марказит, халькопирит, обычно со сфалеритом, реже с борнитом, кубанитом; из жильных ми-

нералов более развиты кварц, кальцит, хлорит. Последовательность минералообразования: ранняя метасоматическая кварц-халькопирит-пиритовая ассоциация; главная рудная пирит-халькопиритовая ассоциация; поздние кварц-пирит-халькопирит-сфалеритовые прожилки. Вмещающие порфириты подвергаются окварцеванию, карбонатизации, эпидотизации, хлоритизации и пиритизации. Содержание меди в рудах непостоянно, колеблется в пределах 1—7%. Выявленные к настоящему времени запасы руд невелики, но разведочные работы на месторождениях Хукаро, Какарахикура и Ягрума продолжаются.

По геохимическим особенностям руды рассматриваемой зоны близки к рудам колчеданных месторождений, развитых в пределах антиклинория Пинар-дель-Рио. Более крупные месторождения (Буэнависта) отличаются повышенной кобальтоносностью (до 0,06% в пиритовом концентрате), наличием серебра и золота, отсутствием селена и теллура.

В целом месторождения, залегающие в вулканогенно-осадочной толще зоны Байя-Онда, изучены еще недостаточно.

Подводя итоги рассмотрению медных месторождений рудного района Пинар-дель-Рио, прежде всего следует отметить резкую неравномерность в распределении запасов меди как по отдельным месторождениям, так и по трем выделенным рудным зонам. Практически 80% всех выявленных запасов меди (считая и в добытых рудах) приходится на одно крупное месторождение Матаамбре, описанию которого вследствие этого мы уделили главное внимание. Вторым крупным месторождением меди является Иерро. Большое значение как источник сернокислотного сырья (но не меди) имеют месторождения колчеданно-полиметаллических руд Моно, Санта-Люсия, Кастьяно. Специальный интерес может иметь концентрация кобальтовых руд месторождения Уннион-П. Остальные, известные к настоящему времени месторождения и рудопроявления, изучены еще слабо, и перспективы их не оценены.

Открытие новых крупных месторождений, по нашему мнению, следует связывать с выявленной закономерностью, выражающейся в зависимости локализации оруденения от грабен-синклинальных зон и магматической деятельности в их пределах. Такие зоны, отражающиеся в рельефе в виде узких протяженных впадин, перекрытых более молодыми отложениями, выделяются не только среди ниже-среднеюрской песчанико-сланцевой толщи Сан-Кайетано, но и в области развития верхнеюрских карбонатных отложений.

Поэтому представляется целесообразным не ограничивать поиски новых месторождений меди только областью развития песчанико-сланцевых пород, но и попытаться выявить оруденение в карбонатных породах, аналогичное тому, которое известно для крайней западной части соседнего о. Гаити.

Заключая настоящий раздел, еще раз отметим, что ведущим типом медных колчеданных и прожилково-вкрапленных месторождений рудного района Пинар-дель-Рио являются согласные с напластованием залежи, развитые вдоль крупных продольных разломов глубокого заложения. В то же время наиболее значительная концентрация богатых халькопиритовых руд месторождения Матаамбре возникла на участке сложного строения, обусловленного складчатыми и разрывными (продольными и поперечными) нарушениями. Месторождения, прежде всего их первичные руды, имеют близкий минеральный состав и примерно одинаковый набор геохимических признаков.

Проблема возраста большинства месторождений рудного района Пинар-дель-Рио решается косвенным путем; безусловным предполагается послеверхнемеловой и донеогеновый возраст медной и полиметаллической минерализации в целом. Более определенные данные получены лишь для одного небольшого месторождения района, расположенного за пределами выделенных рудных зон и потому не рассмотренного в тексте. Это месторождение Ла-Констансия, находящееся в 20 км к востоку от Матамбре. Оно изучалось Е. П. Малиновским, Г. Карасу в 1969 г. Здесь небольшие залежи очень богатых халькопиритовых и пирит-халькопиритовых кобальтоносных руд приурочены к интенсивно нарушенному телу серпентинита, вытянутому вдоль серии крупных разломов и прорывающему верхнемеловые породы. На этом месторождении удалось выявить пачку конгломератов маастрихтского — нижнетретичного (?) возраста, перекрывающую предмаастрихтские серпентиниты и в свою очередь прорываемую более молодыми андезитами и их лаваагломератами. Поскольку такие субвулканические образования тесно ассоциируют с медной минерализацией, подтверждаются предположения об эоценовом (или близком тому) возрасте гидростермального медного оруденения.

Медные месторождения рудного района Лас-Вильяс

Рудный район Лас-Вильяс располагается в осевой части Центрального тектонического блока эвгеосинклинальной зоны и занимает площадь около 6000 км² (см. фиг. 1). Здесь имеются достаточно крупные медные месторождения жильной пирит-халькопиритовой и колчеданной рудных формаций, а также мелкие кварц-сульфидные с золотом, скарновые и медно-молибденовые месторождения. В пределах рудного района выделяется три крупные геологические структуры: антиклинорий Санта-Клара, Центрально-Кубинский синклинорий и антиклинорий Тринидад (Пушаровский и др., 1967).

В рудном районе Лас-Вильяс Центрально-Кубинский синклинорий (зона Тобас) имеет минимальную ширину (около 10 км) и располагается на значительно поднятом фундаменте, который представлен различными сланцами домелового возраста. Фундамент образует своеобразный «мост» между антиклинориями Санта-Клара и Тринидад (Пушаровский и др., 1967). Это поднятие фундамента является поперечным относительно основного близширотного простирания структур Центрального тектонического блока и несомненно сыграло важную роль в формировании тектонических разрывов, размещении субвулканических, поздних малых интрузивов и рудных месторождений. Если посмотреть на схему размещения месторождений (см. фиг. 1), то нетрудно заметить, что все главные месторождения района располагаются в пределах этой поперечной зоны. Данная зона является участком смены фаций вулканогенно-осадочных отложений, здесь гранитоидная интрузия Эскамбрай имеет максимальную мощность, сопровождается апофизами субмеридионального простирания, широким полем аплитов, пегматитов и мощными тектоническими разломами, развитыми вблизи контактов интрузива (Tolkunov et al., 1969). В зоне поперечного поднятия отмечается максимальное развитие интрузивов ультраосновных и основных пород. Заслуживает внимания то обстоятельство, что ультрабазиты образуют здесь два пояса: мощный

северный, располагающийся в пределах антиклинория Санта-Клара, и менее ярко выраженный южный — среди метаморфических пород антиклинория Тринидад.

Отмеченные и некоторые другие особенности строения этой части Центрального тектонического блока, по-видимому, и определили положение рудного района Лас-Вильяс.

Антиклинорий Тринидад в пределах рудного района Лас-Вильяс представлен в основном своим северным крылом и в меньшей мере валобразным поднятием, примыкающим к ядру с северо-запада (Пушаровский и др., 1967). Обе эти структуры сложены преимущественно метаморфическими породами предположительно юрского возраста. Последние образуют две мощные толщи (Thiadens, 1937). Нижняя представлена различными сланцами (хлоритовыми, актинолитовыми, кварцево-сланцевыми, карбонатными и другими), среди которых также отмечают мраморизованные известняки и мраморы, обогащенные графитом. Выше залегает толща интенсивно метаморфизованных в основном карбонатных пород. Общая мощность метаморфических пород антиклинория достигает 10 000—12 000 м. Они смяты в мелкие складки, но в общем моноклинально (угол падения около 45°) падают на север и северо-запад.

В зоне сопряжения антиклинория Тринидад с Центрально-Кубинским синклинорием, выше этих метаморфизованных осадочных пород, залегают также интенсивно дислоцированные и метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы нижнего мела, представленные амфиболитами, эпидот-полевошпатовыми и другими сланцами, метаморфизованными порфиритами, брекчиями и туфогенно-осадочными породами с реликтами структур и текстур первичных пород (Толкунов, Кабрера, 1969). Мощность их колеблется от первых сот метров до 2000 м.

Основные тектонические разрывы антиклинория Тринидад, интрузивы ультраосновных пород (серпентинитов) и колчеданные месторождения располагаются на северном крыле его в мощной зоне субширотного простираения, представляющей единый глубинный разлом (Tolkunov et al., 1967, 1969; Максимов и др., 1968).

Центрально-Кубинский синклинорий выполняют слабо метаморфизованные в основном вулканогенно-осадочные отложения нижнего — верхнего мела, которые (снизу вверх) можно разделить на три толщи (Tolkunov et al., 1969). Нижнюю составляют преимущественно различные туфы, туффиты, туфоспечаники андезитов-базальтов, содержащие маломощные покровы и небольшие субвулканические интрузивы андезитов. Мощность этой толщи в различных участках района неодинаковая и колеблется от 600 до 1800 м. Выше них залегает толща эффузивов и пирокластических пород андезитового состава с редкими прослоями туффитов и туфоспечаников мощностью до 2500 м. Разрез вулканогенно-осадочных отложений заканчивается толщей, представленной в основном туфо-осадочными породами, имеющими мощность около 2000 м. Эти отложения перекрываются известняками и терригенно-карбонатными отложениями кампан — маастрихта, верхнего мела — эоцена, не содержащими вулканогенных пород (Pardo, 1954; Favre, 1958; Judoley et al., 1963; Furrázola-Bermudez, 1964).

В направлении с севера на юг уменьшается в несколько раз мощность как вулканогенно-осадочных отложений нижнего-верхнего мела, так и терригенно-карбонатных пород верхнего мела.

Центрально-Кубинский синклиниорий характеризуется асимметричным строением. Наиболее крутое падение и сложное складчатое строение имеет северное крыло (Пушаровский и др., 1967). Разрывные нарушения интенсивнее развиты в зоне сопряжения Центрально-Кубинского синклинория с антиклинорием Тринидад. Вблизи интрузии гранитоидов Эскамбрай картируется мощная полоса близширотных продольных тектонических разрывов, а также отдельные пучки поперечных субмеридиональных разрывов. Здесь располагается основная часть экстрезивов и, как будет показано ниже, медных месторождений.

Третьей крупной структурой района является антиклинорий Санта-Клара. На севере он примыкает к сложной системе разломов сочленения эв- и миогеосинклинальной зон, а на юге — по пологому разлому надвинут на Центрально-Кубинский синклиниорий (Пушаровский и др., 1967). Его слагают в основном терригенно-карбонатные отложения верхней юры и вулканогенные породы нижнего мела большой мощности. Все они смяты в сложные складки, прорваны многочисленными интрузивами ультраосновных и основных пород и пересекаются многочисленными продольными сбросо-сдвигами, еще более усложняющими строение антиклинория.

В рудном районе Лас-Вильяс интрузивный магматизм проявлялся многократно и достаточно интенсивно. В верхнемеловое время произошло внедрение интрузивов ультраосновных и основных пород в двух субпараллельных зонах антиклинориев Санта-Клара и Тринидад. В краевой полосе антиклинория Санта-Клара, примыкающей к Центрально-Кубинскому синклинорию, ими образована мощная зона интрузивов, являющаяся фрагментом огромного пояса ультрабазитов Кубы (Judoley et al., 1963). Здесь отдельные интрузивы имеют большие размеры и прослеживаются на несколько десятков километров.

Среди метаморфических толщ северного крыла антиклинория Тринидад картируются многочисленные мелкие интрузивы ультраосновных пород, превращенных в серпентиниты, образующие небольшую зону субширотного простирания. Эти интрузивы залегают часто согласно с вмещающими метаморфическими породами и сформированы, по-видимому, на небольшой глубине. Наиболее широко они развиты в осевых частях локальных антиклинальных складок, на участках резких изменений элементов залегания вмещающих пород и в зонах интенсивного развития субмеридиональных разрывов. Как будет показано ниже, эти интрузивы играли важную роль в размещении колчеданных руд антиклинория Тринидад.

Гранитоидный магматизм проявился в основном в зоне сочленения Центрально-Кубинского синклинория с антиклинорием Тринидад. Здесь сформировался крупный интрузив гранитоидов, прослеживающийся в широтном направлении на многие десятки километров (см. фиг. 1).

После гранитоидов формировались субвулканические интрузивы порфиритов и липаритовых порфиров, которые развиты в основном вблизи северного контакта гранитоидов Эскамбрай (Tolkunov et al., 1967, 1969; Максимов и др., 1968). Реже они отмечаются в центральной части Центрально-Кубинского синклинория, в зоне скрытого глубинного разлома (Толкунов, Кабрера, 1969).

Наиболее молодую группу интрузивных и, вообще магматических, пород составляют так называемые малые интрузивы и дайки регионального распространения. Они широко проявлены в южной краевой зоне антиклинория Санта-Клара и вдоль северного контакта гранитоидной интрузии

зии Эскамбрай. Поздние малые интрузивы и дайки образуют широкие поля и огромные пояса. Характерно, что они нередко имеют субмеридиональное простирание, т. е. приурочены к зонам поперечных разломов. О времени формирования этой важной группы интрузивов существуют разные суждения. Большинство исследователей (Pfeifer, 1958; Williams, 1959; Богданов и др., 1965; Горелов и др., 1964, 1965 и др.) считают эти интрузивы домаастрихтскими. На основании петрохимического сходства, структурного положения и пространственно-возрастных соотношений их с гидротермальными образованиями, установленными в разных районах, мы относим их к более молодым, эоценовым образованиям (Лаверов, Кабрера, 1967; Tolkunov et al., 1969).

Как уже отмечалось, в рудном районе Лас-Вильяс исключительно широко развиты тектонические разломы, определяющие блоковую структуру кратко охарактеризованных выше крупных геологических структур — антиклинориев Тринидад, Санта-Клара и Центрально-Кубинского синклинория. Большинство этих разломов имеет древнее заложение, длительную историю развития и сложное строение. К ним приурочены разновозрастные магматические и гидротермальные образования. Однако следует заметить, что не на всем протяжении эти разломы четко выражены как зоны дробления и вмещают различные интрузивы и гидротермальные жилы. Это характерно лишь для отдельных их участков (интервалов), испытавших наиболее длительный период развития. На строение разломов большое влияние оказывают свойства вмещающих пород и геологические условия их формирования.

Изучение рудоносных разломов рудного района Лас-Вильяс показывает, что среди них можно выделить три основных генетических типа: так называемые сквозные, скрытые и пологие. Первые отчетливо проявлены во всех структурных этажах и ярусах, во всех породах геологического разреза, как мощные зоны дробления, милонитов, тектонических швов и т. д. Для этих разломов характерна классическая структурная зональность, выражающаяся в закономерной смене особенностей строения разломов с глубиной (Вольфсон, 1955, 1964; Крейтер, 1955). Однако на всех гипсометрических уровнях они представлены четкими зонами дробления.

Необходимо подчеркнуть, что в рудном районе Лас-Вильяс, как, впрочем, и в других рудных районах Кубы, по-видимому, в связи с небольшой мощностью земной коры, сквозные разломы развиты исключительно широко.

Другую группу разломов составляют так называемые скрытые долгоживущие разломы. Эти разломы в отличие от сквозных четко и мощно проявлены лишь в пределах нижних структурных этажей и ярусов, в основании вулканогенных отложений и слабо, в виде зон повышенной трещиноватости и гидротермальных изменений пород, в верхних частях геологического разреза. Реже в зонах этих разломов отмечаются субвулканические интрузивы и поздние дайки. Один из таких разломов прослеживается в центральной части Центрально-Кубинского синклинория (Толкунов, Кабрера, 1969).

К последней, третьей, группе разломов относятся пологие разрывные нарушения. Они выявляются с большим трудом, но играют важную роль в размещении поздних силлообразных интрузивов и локализации гидротермального оруденения. Такие разломы были нами установлены на месторождении Антонио (Tolkunov et al., 1967, 1969; Лаверов и др., 1968).

В рудном районе Лас-Вильяс отчетливо выделяется три рудоносные зоны с характерными типами медных месторождений (см. фиг. 1): северная, Сан-Хосе — Ля-Буэна (3); центральная, Сан-Фернандо — Лос-Серрос (4); и южная, Виктория-Гуачинанго (5).

Рудная зона Сан-Хосе — Ля-Буэна

Эта рудная зона располагается в северной части рудного района Лас-Вильяс, на участке сопряжения антиклинория Санта-Клара с Централь-но-Кубинским синклинорием и прослеживается более чем на 100 км (см. фиг. 1). В ее пределах исключительно широко развиты разновозрастные интрузивы и тектонические разрывы, имеющие главным образом северо-западное, близширотное простирание, согласное с общим простиранием структур антиклинория Санта-Клара. Сравнительно широко развиты также и поперечные субмеридиональные разрывы и интрузивы, по-видимому, определяющие положение отдельных месторождений и минерализованных зон. Большую часть зоны составляют верхнемеловые интрузивы ультраосновных и основных пород.

Интрузивы имеют различную форму и размеры. Чаще всего это штоки, дайки и лакколитообразные тела, прослеживающиеся по простиранию на несколько километров. Среди них отмечаются ксенолиты терригенно-карбонатных пород юрского возраста, а также нижнемеловых андезито-базальтов и туфов.

Все эти породы пересекаются поздними (по-видимому, эоценовыми) дайками и штоками диоритовых и диабазовых порфиритов, заполняющих крупный Северный разлом, в пределах которого и располагаются все основные месторождения рудной зоны Сан-Хосе — Ля-Буэна (Толкунов, Кабрера, 1969).

Рудоносные тектонические разрывы характеризуются специфическими чертами. Тектонические швы обычно прослеживаются на небольшом расстоянии и развиты вблизи интрузивов. Они располагаются либо в зонах контактов интрузивов, либо внутри них. На строение разломов большое влияние оказывают форма, залегание и внутреннее строение интрузивов. Для этих тектонических разрывов характерны значительные амплитуды горизонтальных перемещений пород.

В пределах рудной зоны Сан-Хосе — Ля-Буэна проявлены своеобразные небольшие медные месторождения кварц-сульфидной рудной формации с золотом (см. фиг. 1). Все они известны с прошлого века и в разное время эксплуатировались (Груздев и др., 1966). Добывались окисленные и полуокисленные руды с высокими содержаниями меди (до 28%) и золота (до 100 г/т).

Месторождения характеризуются сходными геологической позицией и структурой, близким минеральным составом руд и последовательностью развития гидротермального процесса, а также и особенностями вмещающих гидротермально измененных пород. Они располагаются на участках развития поперечных субмеридиональных тектонических разрывов, поздних даек диабазов, диоритовых порфиритов и наиболее сложного строения интрузивов ультраосновных и основных пород (изгибы контактов, места расщеплений, скончаний, проявление нескольких типов разновозрастных пород, наличие ксенолитов и др.).

Характерным элементом строения этих месторождений являются ранние кварцевые жилы. Месторождения обычно представлены сериями жил и зон дробления гидротермально измененных различных пород: диоритовых порфиритов, габброперидотитов, серпентинитов. Жилы кварца и зоны дробления ориентированы параллельно наиболее крупным разрывам. Чаще всего они имеют субширотное и близмеридиональное простирания, хотя встречаются также и диагональные жилы северо-восточного и северо-западного направлений.

Рудные тела обычно представляют лишь небольшие участки кварцевых жил и зон дробления. Протяженность их не превышает нескольких десятков метров по простиранию и по падению и нескольких метров по мощности. Максимальные концентрации сульфидов наблюдаются на участках изгибов, раздувов, расщеплений и окончаний ранних кварцевых жил и гидротермально измененных пород, где проявилось дополнительное дробление.

В рудных телах, кроме жильных минералов (кварца, кальцита, серицита, эпидота, цеолита) установлено большое число рудных гипогенных и гипергенных минералов, а также золото и серебро. Гипогенные минералы представлены пиритом, пирротинном, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, борнитом и блеклой рудой. В зоне окисления, прослеживающейся на глубину до 60 м, широко развиты малахит, азурит, самородная медь, ковеллин, халькозин, халькантит, лимонит, гидрогематит, смитсонит, церуссит, англезит и др.

В рудах отмечаются примеси: хром (до 0,1%), ванадий (до 0,1%), титан (до 0,1%), никель (до 0,03%), кобальт (до 0,01%), сурьма (до 0,0001%), мышьяк (до 0,003%) и другие элементы.

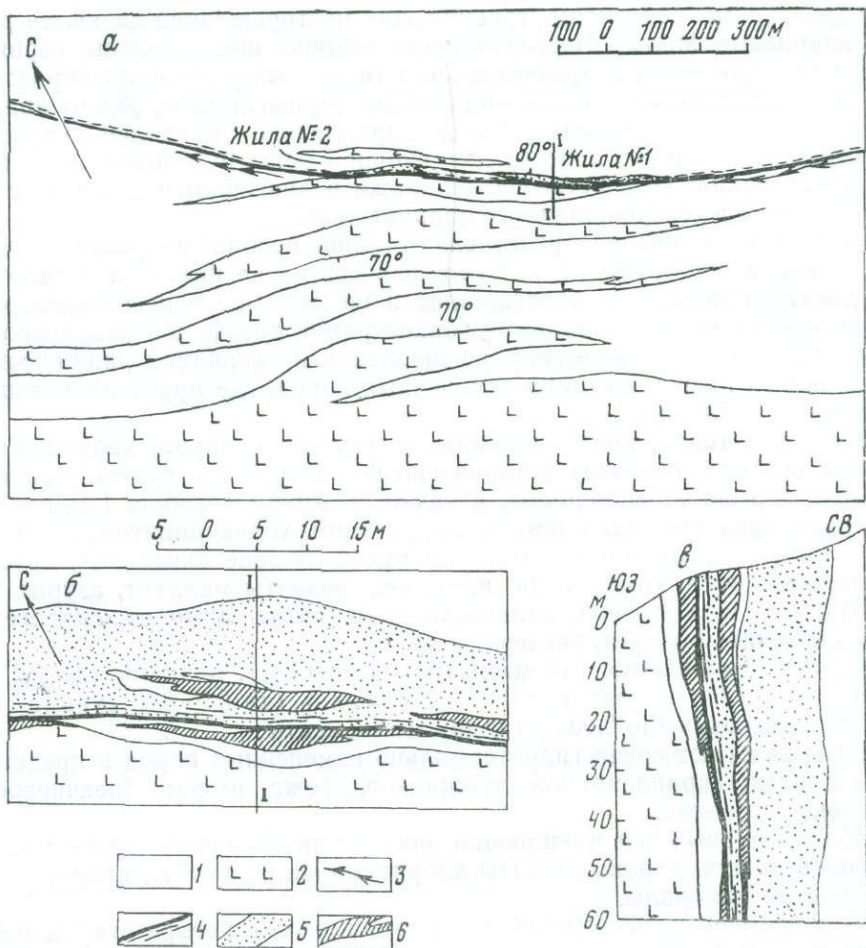
Руды залегают среди гидротермально измененных пород и представлены зонами вкрапленников, прожилков, реже имеют брекчиевое и массивное строение.

Вблизи рудных тел вмещающие породы интенсивно гидротермально изменены; в них широко развиты хлорит, кальцит, альбит, кварц, пирит и глинистые минералы.

Месторождения сформированы, по-видимому, в четыре стадии минерализации. В первую стадию образовались зоны измененных пород, ранние жилы кварца, пирит и халькопирит (I генерации); во вторую — кварц, кальцит и основные рудные минералы: пирит (II и III генераций), халькопирит, сфалерит и др.; в третью — существенно кварцевые, кварц-карбонатные жилы с пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, борнитом, серебром и золотом. Золото рассеяно в основном в пирите (II и III генераций) и выделялось в свободном состоянии в третью стадию. В четвертую, послерудную, стадию образовались жилы кварца и кальцита.

Гидротермальное оруденение формировалось несомненно после всех известных в районе магматических пород.

Типичным месторождением рудной зоны Сан-Хосе — Ля-Буэна является месторождение Эсперанса (Хобоси). Его слагают в основном интрузивы верхнемеловых измененных ультраосновных пород, которые прорываются дайками диоритовых порфиритов (Груздев и др., 1966). Пояс даек диоритовых порфиритов прослеживается в северо-западном направлении на несколько километров. В центральной части месторождения он имеет наиболее сложное строение (фиг. 6). Здесь дайковый пояс представлен несколькими дайками и резко увеличивается в мощ-



Фиг. 6. Месторождение Эсперанса. Составил К. И. Груздев (1966 г.), дополнили А. Е. Толкунов и Р. Кабрера (1969)

а — схема геологического строения (план); б — строение центрального участка (план); в — разрез. 1 — серпентинизированные перидотиты $Ст_2$; 2 — диоритовые порфиры $Рг_2$; 3 — дайки диабазовых порфиритов $Рг_2$; 4 — разрывные нарушения; 5 — жилы кварца с пиритом; 6 — рудные тела с содержанием меди более 1%

ности. Все это наблюдается на участке, по-видимому, своеобразной поперечной структуры, определившей положение месторождения Эсперанса. На фиг. 6 хорошо видно, что на этом участке развиты также более поздние дайки диабазов и рудоносные жилы кварца.

В пределах месторождения Эсперанса картируется серия кварц-сульфидных жил, приуроченных к единой тектонической зоне. Отдельные жилы имеют значительные размеры. Жила 1, например, прослеживается по простиранию на 350 м, по падению — на 200 м и имеет мощность до 8 м. Жилы сложены ранним массивным белым кварцем. Сульфиды сформировались после этого кварца, располагаются обычно в раздроб-

ленных контактах жил и нередко проникают во вмещающие породы — серпентинизированные перидотиты, измененные диоритовые и дабазовые порфиры. Оконтурено несколько рудных тел, разделенных безрудными участками. Рудные тела имеют небольшие размеры: протяженность по простиранию до 80 м, по падению до 40—60 м и мощность несколько метров. Содержание меди обычно невысокое (около 1%) и только в окисленных рудах и в зоне вторичного сульфидного обогащения достигает нескольких процентов. Окисленные руды представляют собой лимонит-кварцевую брекчию с многочисленными вторичными минералами меди. В первичных рудах отмечаются пирит, халькопирит, борнит, блеклая руда, сфалерит, галенит и др. Вблизи рудных тел вмещающие породы подверглись интенсивным гидротермальным изменениям, в связи с чем в породах широко развиты хлорит, карбонаты, кварц, пирит и другие ранние гидротермальные минералы.

На месторождении устанавливается характерная для всей рудной зоны последовательность развития гидротермальных процессов. Вначале сформировались зоны измененных пород и ранние жилы кварца с пиритом, халькопиритом, затем в течение двух последовательных стадий отлагались сульфиды, золото и серебро. В завершающую (четвертую) стадию гидротермальных процессов сформировались послерудные жилы и прожилки кварца и карбонатов.

Рудная зона Сан-Фернандо — Лос-Сэррос

Рудная зона Сан-Фернандо — Лос-Сэррос располагается в центральной части рудного района Лас-Вильяс, в зоне сопряжения Центрально-Кубинского синклиория с антиклинорием Тринидад (см. фиг. 1). Она прослеживается по простиранию на 80 км и имеет ширину 5—12 км. В ее пределах располагается наиболее крупные и разнообразные по составу медные месторождения района.

Многие особенности строения зоны обусловлены ее геологической позицией. Большую часть зоны слагают вулканогенно-осадочные породы нижне- и верхнемелового возраста. Как уже отмечалось выше, они разделяются на три толщи, различающиеся составом и генезисом слагающих их вулканитов.

В нижней части разреза располагается толща преимущественно туфогенно-осадочных пород основного состава, мощностью более 1000 м. Выше залегает толща эффузивов и пирокластических пород андезит-дацитового состава, имеющих мощность 1800—2500 м. Разрез вулканитов заканчивается толщей туфогенно-осадочных пород, содержащих покровы и потоки андезит-дацитовых лав. Мощность толщи около 2000 м. Она перекрывается терригенно-карбонатными отложениями маастрихта — палеогена, не содержащими вулканитов (Furrazola-Bermudez et al., 1964 и др.).

В восточной части зоны широко распространены нижнемеловые эффузивные и туфогенно-осадочные породы, подвергшиеся интенсивному гидротермальному изменению и динамометаморфизму.

В направлении к антиклинорию Тринидад (с севера на юг) происходит резкое уменьшение мощности вулканогенных отложений до полного их выклинивания.

Вулканогенно-осадочные отложения слагают моноклиналь южного крыла Центрально-Кубинского синклинория и в общем полого (35—60°) падают на север. На отдельных участках в зоне сопряжения с антиклинорием Тринидад отмечаются более крутые углы падения пород, нередко в разные стороны.

Важным элементом строения рассматриваемой рудной зоны является интрузив верхнемеловых гранитоидов. Детальное изучение северного контакта этого интрузива показывает, что гранитоиды прорывают эффузивы, а контакт представлен сложно построенной тектонической зоной (Толкунов et al., 1967, 1969). В пределах этой зоны отмечаются многочисленные глинистые швы, тектонические брекчии, милониты, дайки различных пород и субвулканические интрузивы липарит-дацитов. В целом она представляет собой крупный долгоживущий разлом (Центральный сквозной разлом), к которому и приурочены основные месторождения меди (Толкунов, Кабрера, 1969).

В рудной зоне Сан-Фернандо — Лос-Сэррос известны месторождения различных рудных формаций: жильной пирит-халькопиритовой, колчеданной полиметаллической и скарновой. Основное значение имеют месторождения двух первых формаций. Главнейшей особенностью их является тесная пространственная связь с поздними субвулканическими интрузивами и жерловыми фациями кислых эффузивов (Толкунов et al., 1967, 1969).

Рудовмещающие экструзивы располагаются на участках пересечения крутопадающих или пологих тектонических разрывов близширотного и субмеридионального простираний. В зависимости от этого они имеют форму крутопадающих штоко- и дайкообразных тел или силлов, переходящих в дайки вблизи крупных северо-восточных разрывов. Форма залегания интрузивов с глубиной существенно изменяется и небольшие штокообразные тела (площадью 1—2 км²) переходят в маломощные дайки или их серии. Детальное изучение рудовмещающих субвулканических интрузивов показывает, что они имеют сложное внутреннее строение и формировались при неоднократном внедрении магматических расплавов. Большая часть интрузивов обычно сложена ранними массивными и флюидалными липарит-дацитами. Позже формировались различные вулканические брекчии, располагающиеся либо в центральной части интрузивов, либо по их периферии. Формирование интрузивов заканчивается внедрением маломощных даек липаритов, которые нередко пересекают интрузивы в различных направлениях.

Жильные медные и колчеданные месторождения занимают неодинаковое положение относительно субвулканических интрузивов и жерловых фаций в зависимости от типа рудоконтролирующих разломов.

В зонах сквозных разломов месторождения располагаются в пределах экструзивов и приурочены преимущественно к их краевым частям, где интенсивно проявлено дробление пород, в связи с чем увеличивается их проницаемость (месторождения Сан-Фернандо, Лос-Сэррос и др.). В зонах скрытых разломов медное оруденение локализуется в основном в вулканогенно-осадочных породах, вмещающих субвулканические интрузивы (Индепенденсия и др.).

Месторождения, приуроченные к пологим разломам, располагаются в силлообразных субвулканических интрузивах или под ними, замещающая благоприятные по составу и физико-механическим свойствам вулканогенно-осадочные породы, вмещающие субвулканические интрузивы.

На месторождениях обычно проявлено несколько систем рудоносных разрывов. Наиболее крупными являются разломы близширотного простирания, но на локализацию оруденения большое влияние оказывают поперечные субмеридиональные разрывы. Все они имеют древнее заложение и длительную историю развития. Отчетливо устанавливается, что они были заложены до формирования субвулканических интрузивов и поздних дайковых поясов. Эти разрывы вначале контролировали размещение экстррузивов, поздних дайковых поясов, а на заключительных этапах развития района — и гидротермального оруденения.

Рудные тела представлены крутопадающими трубо- и линзообразными, либо пологими пласто-лентообразными телами, имеющими массивное, брекчиевое и прожилково-вкрапленное строение. Для месторождений характерен значительный вертикальный размах оруденения (до 300 м и более). В их рудных зонах установлено большое число гипогенных минералов. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом, баритом, серицитом, а рудные в основном — пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, борнитом и др. Характерными элементами-примесями являются: Co, Ni, Cr, Ti, Mn, V, Ba, Sb, As, Mo, Ge.

Месторождения сформированы, очевидно, в три стадии минерализации. В первую (колчеданную) образовались зоны гидротермально измененных пород, а также ранние жилы кварца с пиритом, халькопиритом и сфалеритом. Во вторую (меднорудную) стадию (по-видимому, в несколько подстадий) формировались основная часть сульфидов кварц, барит, кальцит и другие минералы. В последнюю (послерудную) стадию образовались жилы и прожилки кварца, кальцита. Вмещающие породы интенсивно гидротермально изменены. По типу окolorудные метасоматиты близки к гидротермальным пропилитам и вторичным кварцитам. С поверхности рудные зоны окислены; зона окисления нередко опускается до глубины 30—50 м.

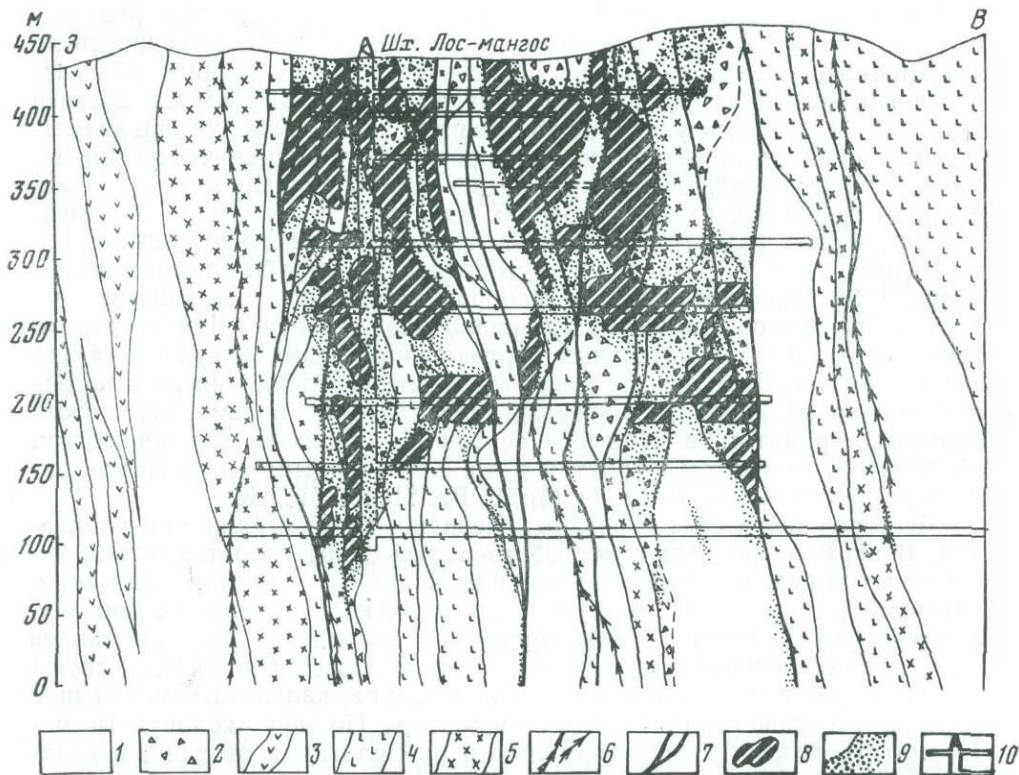
Месторождения, располагающиеся в зонах сквозных разломов, характеризуются рядом специфических особенностей. Одним из таких месторождений является жильное пирит-халькопиритовое месторождение Сан-Фернандо. Оно приурочено к зоне долгоживущего сквозного разлома (Центрального) и располагается в субвулканическом интрузиве липарито-дацитовых порфиров (Tolkunov et al., 1967, 1969).

Месторождение известно с 1827 г. и с перерывами эксплуатировалось до 1961 г. Добывались богатые руды с содержанием меди до 17—20% и цинка до 10—12% в основном из зоны вторичного сульфидного обогащения (Pfeffer, 1958; Горелов, 1964).

Рудовмещающий субвулканический интрузив на поверхности имеет форму штока, несколько вытянутого в субширотном направлении, размером 1500×800 м. С глубиной форма интрузива изменяется, и на нижних горизонтах месторождения он представлен серией маломощных даек. Интрузив слагают в основном массивные и флюидалные липарито-дациты, последовательно прорванные различными вулканическими брекчиями и дайками.

Месторождение приурочено к краевой части интрузива, представленной в основном вулканическими брекчиями (фиг. 7).

Известные на месторождении рудоносные участки Сан-Фернандо, Ля-Сейба, Лос-Мангос и Арройо-Асуль располагаются в пределах единой субширотной тектонической зоны на участках сопряжения ее с поперечными меридиональными разрывами. Эти системы разломов имеют



Фиг. 7. Геологический разрез месторождения Сан-Фернандо (центральная часть, участок Лос-Мангос). Составили А. Е. Толкунов и Р. Кабрера с использованием данных В. Пфедфера, В. Е. Горелова и др., 1967

1—3 — фации рудовмещающего субвулканического интрузива Sr_2 ; 1 — липарито-дациты; 2 — вулканические брекчии; 3 — липаритовые порфиры; 4—6 — дайки регионального распространения Rg_2 ; 4 — андезитов; 5 — диоритовых порфиритов; 6 — диабазов; 7 — разломы и более мелкие тектонические разрывы; 8 — отработанные рудные тела; 9 — участки бедных прожилково-вкрапленных руд; 10 — горные выработки

длительную историю развития. Установлено, что они контролировали размещение субвулканических интрузивов, поздних даек и гидротермального оруденения (Tolkunov et al., 1967, 1969). Характерно, что рудоносными являются лишь те разломы, или их отдельные участки, которые испытывали движения в наиболее длительный период и подновлялись в самое позднее время, в период формирования оруденения. Строение рудоносных разрывов в значительной мере зависит от формы субвулканического интрузива и его внутреннего строения и изменяется с глубиной. На глубоких горизонтах месторождения уменьшается их мощность, рудоносные трещины располагаются ближе одна к другой.

Рудные тела месторождения Сан-Фернандо представлены крутопадающими трубообразными и линзообразными залежами, заключенными между дайками. Руды имеют массивное, брекчиевидное и прожилково-вкрапленное строение (Pfeffer, 1958; Горелов, 1964).

В первичных рудах присутствуют пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, аргентит, золото, борнит и другие сульфиды. Жильные минералы

представлены кварцем, кальцитом, баритом. Характерны примеси: Ni, Co, Cr, Ti, Mn, Ba, As, Sb, Mo.

В зоне окисления и вторичного сульфидного обогащения широко развиты вторичные минералы меди и железа.

Вмещающие породы интенсивно гидротермально изменены. Во внутренней зоне метасоматической колонки они превращены во вторичные кварциты, которые окружены ореолом пропилитов.

Гидротермальные образования сформированы в три стадии минерализации. В первую — образовались зоны измененных пород, ранние жилы кварца с пиритом, халькопиритом, сфалеритом. Во вторую — отложились сульфиды, барит, золото. Гидротермальная деятельность завершилась образованием жил и прожилков кварца и кальцита. Гидротермальное оруденение сформировано после всех магматических пород, однако оно интенсивнее развивается в вулканических брекчиях и очень слабо — в плотных поздних дайках (см. фиг. 7).

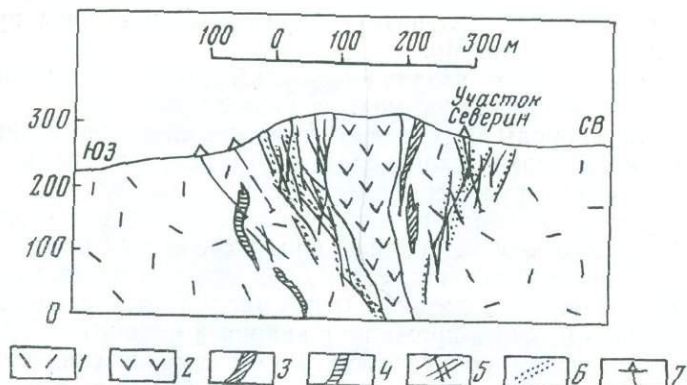
Медные месторождения в скрытых разломах также приурочены к поздним субвулканическим интрузивам, но в связи со специфическими условиями формирования этих разломов они отличаются рядом интересных особенностей. Прежде всего оруденение располагается не в самих субвулканических интрузивах, а в их экзоконтактных зонах. Оно приурочено к мелким тектоническим трещинам различного простирания.

Для скрытых разломов (в отличие от сквозных) в верхних частях геологического разреза не характерны значительные перемещения блоков пород, не формируются мощные зоны интенсивно раздробленных пород. Рудоносные структуры в виде мелких трещин развиваются лишь по периферии «жестких ядер» — вокруг субвулканических интрузивов.

К группе месторождений, характеризующихся такими особенностями, относятся месторождения Индепенденсия, Фортуна и другие. По данным К. И. Груздева и др. (1966) и нашим наблюдениям (Толкунов, Кабрера, 1969), месторождение Индепенденсия приурочено к субвулканическому интрузиву плотных андезитовых порфиритов и других изверженных пород, которые прорывают толщу вулканогенно-осадочных отложений нижнего — верхнего мела, падающих на север под углами около 40° (фиг. 8). Интрузив имеет штокообразную форму и несколько вытянут в широтном направлении. В его периферических частях наблюдаются своеобразные вулканические брекчии. Падение интрузива крутое на север. Вблизи интрузива в туфах и кластолавах андезито-дацитов отмечаются многочисленные в основном крутопадающие тектонические трещины преимущественно трех направлений: субмеридиональные, близширотные и северо-восточные (азимут простирания 50—60°). В пределах рудоносных участков вмещающие породы наиболее интенсивно раздроблены и гидротермально изменены — окварцованы, серицитизированы и хлоритизированы. Медное оруденение представлено тонкими прожилками и зонами вкрапленников пирита, халькопирита, реже сфалерита и блеклой руды. Жильные минералы — кварц, кальцит и барит развиты относительно слабо.

Месторождение Индепенденсия обрабатывалось на двух участках — «Северном» и «Мина Рика» (см. фиг. 8). Содержание меди в рудах изменяется от 0,35 до 6,7%.

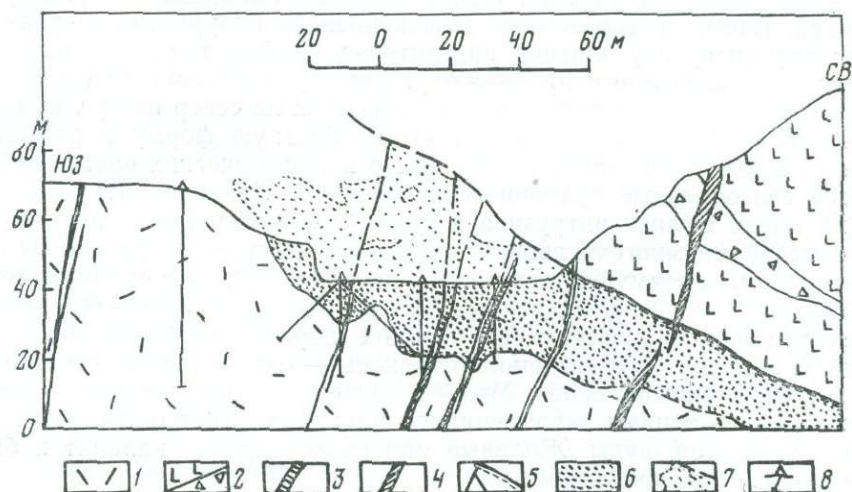
Спектральными анализами в рудах установлены примеси: Co до 0,003%, Ni до 0,01%, Cr до 0,01%, V до 0,01%, Ti до 0,01%, Mn до 0,5%, As до 0,03%, Mo до 0,001% (Груздев и др., 1966).



Фиг. 8. Геологический разрез месторождения Индепенденсия. Составили А. Е. Толкунов, Р. Кабрера по материалам К. И. Груздева, М. П. Груздевой, Р. Соса

1 — андезито-дациты, их туфы, зона Тобас C_{1-2} ; 2 — массивные андезитовые порфириды C_{1-2} , слагающие субвулканический интрузив; 3 — дайки лавобрекчий андезито-дацитов C_{1-2} ; 4 — дайки диабазов P_{g2} ; 5 — разрывные нарушения; 6 — прожилково-вкрапленное сульфидное оруденение; 7 — буровые скважины

Пространственно-возрастные соотношения различных минеральных ассоциаций показывают, что месторождение сформировалось, по-видимому, в три стадии минерализации. Вначале образовались зоны измененных пород, прожилки кварца и вкрапленники пирита, затем — основная часть сульфидов и барит. Формирование месторождения завершилось развитием послерудных прожилков кварца и кальцита. Гидротер-



Фиг. 9. Геологический разрез месторождения Антонио. Составили А. Е. Толкунов, Р. Кабрера и М. Муньос с использованием данных Э. Р. Вильямса, В. Е. Горелова и др., 1967

1—2 — вулканогенные породы, слагающие субвулканический интрузив C_{1-2} : 1 — пористые дациты, их кластолавы и брекции; 2 — флюидалные и массивные дациты, лавобрекчи; 3 — дайки липаритовых порфиритов C_{1-2} ; 4 — дайки диабазовых порфиритов P_{g2} ; 5 — тектонические разрывы; 6 — колчеданное рудное тело; 7 — уничтоженная эрозией часть рудного тела; 8 — буровые скважины

мальные процессы проявились после всех известных в рудном поле магматических пород.

Ярким примером месторождений, располагающихся в зонах пологих разломов, является колчеданное месторождение Антонио (фиг. 9). Оно было открыто еще в начале текущего столетия и начиная с 1956 г. с перерывами эксплуатировалось (Williams, 1959; Горелов, 1965). Обрабатывалась в основном верхняя часть колчеданной залежи, обогащенная медью и цинком. В целом содержание этих компонентов низкое, хотя на отдельных участках достигает нескольких процентов. В рудах также отмечается золото, серебро и германий.

Колчеданные руды приурочены к пологому межформационному интрузиву сложного строения (Tolkunov et al., 1967, 1969). Наиболее ранние породы интрузива — вулканические брекчи, кластолавы и пористые липарит-дациты залегают внутри интрузива. Верхнюю часть интрузива слагают более поздние плотные липарито-дациты и их лаво-брекчи. Отмечаются еще более молодые фельзиты и липаритовые порфиры, образующие пологие маломощные силлы и дайки.

Все эти породы пересекаются поздними дайками диабазовых и диоритовых порфиритов.

Рудовмещающий интрузив располагается среди вулканогенно-осадочных отложений нижнего — верхнего мела. На месторождении картируются крутые близширотные и субмеридиональные тектонические разрывы и дайки (см. фиг. 9).

Особенностью строения месторождения является широкое развитие пологих разломов. Они развиты по контактам субвулканических пород разного возраста и состава.

Гидротермальное оруденение месторождения Антонио представлено одной сложной пластовой залежью с ксенолитами незамещенных вмещающих пород, которая располагается под пологой тектонической зоной и покрывкой плотных вулканогенных пород.

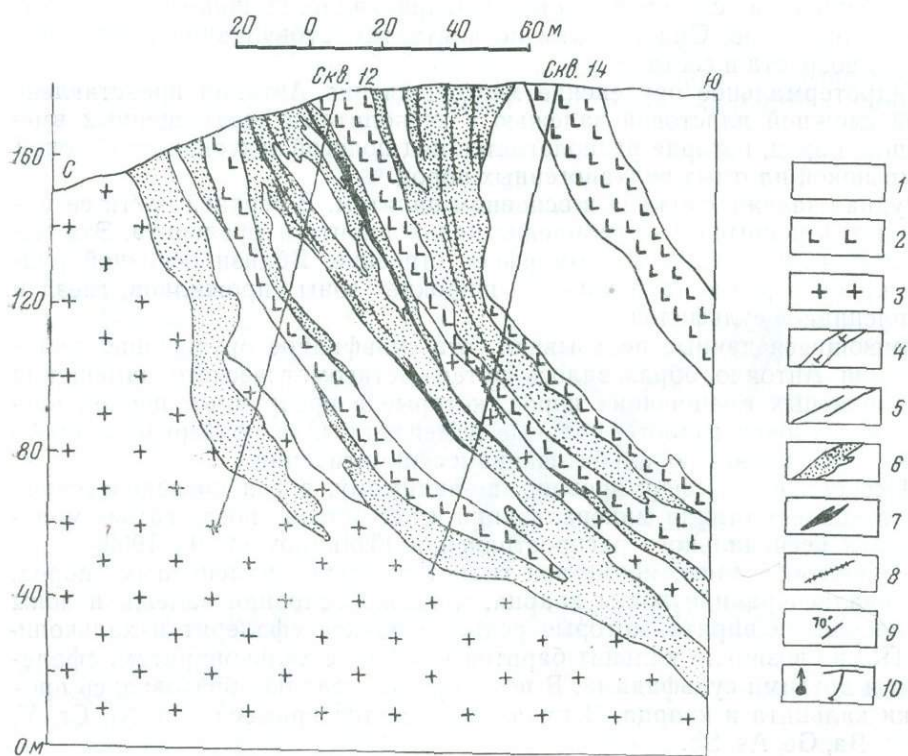
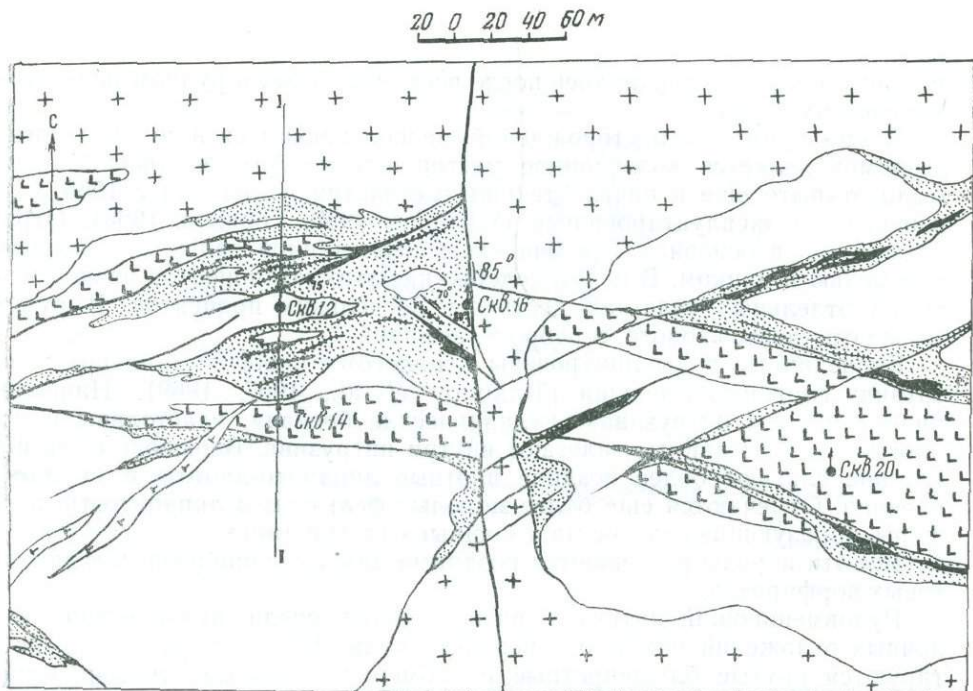
Рудная залежь сложена в основном пиритом. В верхней части ее наблюдаются значительные скопления халькопирита и сфалерита. Эти минералы нередко имеют колломорфное строение. Вблизи основной рудной залежи нередко отмечаются широкие зоны прожилков, гнезд и вкрапленников сульфидов.

Имеющиеся данные показывают, что сульфидное оруденение месторождения Антонио образовалось путем метасоматического замещения благоприятных вмещающих пород, которые в предрудный период претерпели глубокие гидротермальные изменения. Они подверглись интенсивному окварцеванию, альбитизации и серицитизации.

Месторождение сформировано, по-видимому, в три последовательно развивающиеся стадии минерализации и несомненно после самых молодых даек регионального распространения (Tolkunov et al., 1969).

В раннюю стадию, кроме зон гидротермально измененных пород, образовались ранние жилы кварца, а также основная залежь и зоны вкрапленников пирита, которые редко содержат сфалерит и халькопирит. Позже возникли кальцит-баритовые жилы с халькопиритом, сфалеритом и другими сульфидами. В послерудную стадию образовались прожилки кальцита и кварца. В рудах отмечаются примеси: Co, Ni, Cr, V, Ti, Mn, Ba, Ge, As, Sb.

В рудной зоне Сан-Фернандо — Лос-Сэррос известны небольшие скарновые месторождения меди. Два из них — Гуаос и Исабелита, экс-



Фиг. 10. Месторождение Гуаос. Составили И. А. Шевченко, В. М. Степанов и М. С. Альфонсо (1967), дополнили А. Е. Толкунов, Р. Кабрера

а — схема геологического строения; б — разрез по линии I—I

платировались (Груздев и др., 1966; Шевченко и др., 1967). Эти месторождения располагаются в зоне экзоконтакта интрузива диоритов Эскамбрай (см. фиг. 1), который прорывает вулканогенно-осадочные отложения нижнего — верхнего мела, содержащие линзы известняков (фиг. 10). В зоне контактов диоритов и порфириров с известняками развиваются гранатовые и пироксеновые скарны с магнетит-халькопиритовым и халькопиритовым оруденением. Скарновые тела обычно имеют неправильную форму и небольшие размеры, но с перерывами развиты на значительных интервалах (до 1—2 км). Рудные тела в виде небольших линз и гнезд (от первых метров до нескольких десятков метров) располагаются либо в скарнах, либо вблизи них. Содержание меди в рудах невысокое (0,1—1,5%) за исключением тех участков, где проявились более поздние процессы переотложения или наложения медной минерализации.

Скарны, магнетитовое и медное скарновое оруденение сформированы в ранний этап, по-видимому, связанный со становлением верхнемеловой гранитоидной интрузии Эскамбрай. Они пересекаются поздними субвулканическими интрузивами и дайками диабазовых порфириров (Груздев и др., 1966; Толкунов, Кабрера, 1969). Собственно медное гидротермальное оруденение развивается вдоль нескольких систем тектонических разрывов, прослеживающихся во всех известных в рудном поле породах. Пирит-халькопиритовое, иногда с молибденитом, оруденение нередко располагается на значительном расстоянии от скарнов, сопровождается окварцеванием, серицитизацией и другими изменениями пород, характерными для типичных гидротермальных медных месторождений. В рудах кроме пирита и халькопирита развиты сфалерит, галенит, молибденит. Жильные минералы представлены кварцем, хлоритом, эпидотом, кальцитом и сидеритом.

Медно-молибденовое оруденение установлено лишь на одном участке рудной зоны Сан-Фернандо — Лос-Сэррос, вблизи месторождения Исабелита (см. фиг. 1). Здесь К. И. Груздевым и др. (1966) в пределах интрузива Эскамбрай закартирована довольно широкая зона сближенных трещин северо-западного простирания, вблизи которых диориты интенсивно изменены — альбитизированы, серицитизированы и окварцованы. В зонах измененных пород развита рассеянная сульфидная минерализация, представленная редкими вкрапленниками и тонкими прожилками пирита, халькопирита и реже молибденита. Оруденение распространяется на глубину до 200 м, но характеризуется очень низкими содержаниями молибдена (до 0,03%) и меди (до 0,16%).

Рудная зона Викториа — Гуачинанго

Эта рудная зона располагается в южной части рудного района Лас-Вильяс и приурочена к северному крылу антиклинория Тринидад (см. фиг. 1). Здесь установлено три крупных месторождения (Карлота, Викториа, Гуачинанго) и несколько мелких месторождений колчеданных

1 — известняки C_{1-2} ; 2 — андезитовые порфириды C_{1-2} ; 3 — диориты C_2 ; 4 — дайки диабазовых порфиридов Pg_2 ; 5 — тектонические разрывы; 6 — гранат-пироксеновые скарны; 7 — магнетитовые рудные тела с пиритом и халькопиритом; 8 — кварцевые и пиритовые жилы, прожилки с халькопиритом, галенитом, сфалеритом и молибденитом; 9 — элементы залегания; 10 — буровые скважины

руд, которые располагаются в зоне Южного долгоживущего сквозного разлома. Зона прослеживается по простиранию на 40—50 км и имеет относительно небольшую ширину (около 5 км). В ее строении участвуют главным образом метаморфические породы юрского возраста и интрузивы интенсивно измененных ультраосновных и основных пород, по-видимому, верхнего мела.

Метаморфические породы, общая мощность которых составляет 10—12 км, делятся на две толщи (Thiaden, 1937). В нижней развиты преимущественно различные сланцы (хлоритовые, актинолитовые, кварцево-сланцевые, карбонатные и др.), среди которых также отмечаются мраморизованные известняки и мраморы, обогащенные графитом. Верхняя толща сложена преимущественно карбонатными породами. Метаморфические породы слагают крыло крупной антиклинальной складки, осложненной дополнительными более мелкими складками. В общем, они круто падают на север (угол падения до 60°).

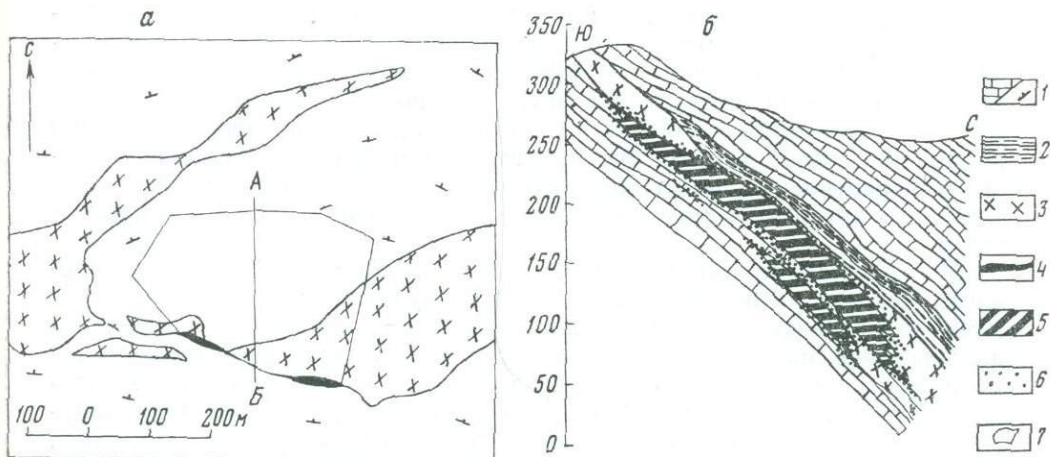
Среди них в зоне Южного разлома широко развиты интрузивы интенсивно измененных диоритов, дунитов и перидотитов, превращенных в кварц-мусковит-хлоритовые породы с альбитом и антигоритовые серпентиниты. Они обычно имеют форму штоков, даек, сложных силлообразных залежей небольших размеров (первые километры). Наиболее широко они развиты на участках резких изменений элементов залегания метаморфических пород, в осевых частях антиклинальных складок и зонах пересечения разрывов.

В пределах рудной зоны Виктория — Гуачинанго исключительно широко развиты тектонические разрывы близширотного и субмеридионального простираний. Первые сильно сближены и составляют зону крупного сквозного Южного разлома. Субмеридиональные поперечные разрывы в метаморфических и карбонатных породах представлены нечеткими зонами рассланцевания и дробления пород, которые с большим трудом выявляются при картировании. На нескольких участках мы наблюдали, как по слабо заметным и плохо проявленным маломощным (первые десятки сантиметров) зонам рассланцевания устанавливаются значительные перемещения блоков пород.

В описываемой рудной зоне развиты всеобразные колчеданные месторождения, характеризующиеся многими общими чертами. Они располагаются на участках развития межпластовых интрузий интенсивно измененных основных и ультраосновных пород или на контактах различных по составу и свойствам сланцев (Hill, 1958; Горелов и др., 1963; Толкунов и др., 1967, 1969; Болотин, 1968, 1969; Зарянов, 1968; Лаверов и др., 1968; Максимов и др., 1968).

Месторождения представлены одним или несколькими, нередко крупными, рудными телами. Так, рудная линза месторождения Гуачинанго прослежена по простиранию на 800 м, по падению на 200 м и имеет максимальную мощность 31 м. Рудные тела здесь имеют линзообразную форму и залегают в основном согласно с вмещающими толщами. Контакты рудных тел с вмещающими породами нечеткие. Вблизи них развиты прожилки и гнезда сульфидов, а также отмечаются многочисленные ксенолиты незамещенных вмещающих пород.

Рудные залежи чаще всего имеют массивное и полосчатое строение и представлены в основном пиритом, содержащим в небольших количествах пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит и другие минералы. Руды нередко характеризуются колломорфными структурами и не под-



Фиг. 11. Месторождение Карлота. Составили А. Е. Толкунов, Р. Кабрера по материалам П. А. Хилла, В. Е. Горелова, В. Г. Гореловой, М. М. Старовой, Ю. А. Болотина, Ю. П. Зарянова, А. А. Максимова

a — схема геологического строения участка № 4 (план); *б* — разрез по АБ.

1 — мраморизованные известняки, доломиты и мраморы J_{1-2} ; 2 — карбонатно-графитовые, хлоритовые и другие сланцы J_{1-2} ; 3 — интенсивно измененные перидотиты и серпентиниты Cr_2 ; 4 — железная шляпа; 5 — рудные тела; 6 — прожилково-вкрапленное колчеданное оруденение; 7 — проекция рудной залежи на горизонтальную плоскость

вергались метаморфизму. Медь и цинк в рудах распределены очень неравномерно. Содержание меди достигает 5,7%, цинка 3,0%, но средние значения этих элементов обычно низкие и в разных рудных телах и месторождениях неодинаковые. В рудах месторождения Гуачинанго — меди 0,81%, цинка 0,80%, а месторождения Карлота — меди 0,79%, цинка 0,43% (Hill, 1958; Болотин, 1968, 1969). Характерными элементами-примесями являются: Co, Ni, Cr, Ti, Mn, As, Ge, Ga. Вблизи линз сульфидов наблюдаются интенсивные гидротермальные изменения вмещающих пород, представленные доломитизацией, хлоритизацией и окварцеванием.

Месторождения сформированы, по-видимому, в три стадии минерализации. С первой связано гидротермальное изменение пород и развитие жил карбонатов, кварца, а также формирование залежей пирита с халькопиритом, сфалеритом, пирротинном, галенитом, золотом. Во вторую стадию образовались кварц, кальцит, пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, самородное серебро и золото. Жилы этих стадий пересекаются жилами и прожилками кальцита и кварца третьей послерудной стадии минерализации.

Типичным представителем колчеданных месторождений рудной зоны Виктория — Гуачинанго является месторождение Карлота (фиг. 11). Это месторождение известно с 1884 г. и с тех пор с перерывами разведывается и обрабатывается (Горелов и др., 1964; Болотин, 1969). В настоящее время в его пределах разведано несколько миллионов тонн колчеданных руд со средним содержанием меди — 0,79%, цинка — 0,43%, железа — 36,5%, серы — 38,38% (Болотин, 1969).

Месторождение располагается в западной части рудной зоны Виктория — Гуачинанго. Его слагают в основном рассланцованные известняки с графитом и слюдисто-графитовые сланцы большой мощности, предположительно юрского возраста. Эти породы имеют субширотное простирание и крутое падение на север (угол падения 30—70°). Они прорваны sillобразными интрузивами интенсивно серпентинизированных ультраосновных пород (серпентинитов) и пересекаются многочисленными тектоническими разрывами; некоторые из них являются послонными.

Месторождение Карлота представлено несколькими рудными залежами, нередко расщепляющимися на ряд рудных тел. Они располагаются на контакте серпентинитов и известняков, на участках антиклинальных перегибов пластов и залегают в общем согласно с вмещающими породами (см. фиг. 11). Рудные тела имеют форму линз и характеризуются нечеткими контактами с вмещающими породами. Они окружены ореолом прожилково-вкрапленного оруденения, имеют массивное, полосчатое, брекчиевидное строение и нередко содержат различные по форме и размерам ксенолиты вмещающих пород. Под микроскопом отчетливо видно, что полосчатое строение руд обусловлено избирательным замещением тонких пакетов кальцита и доломита, чередующихся с «прослоями» графита, кварц-слюдистого агрегата и не является результатом послерудного рассланцевания колчеданов (Hill, 1958).

Рудные тела слагает в основном пирит. Реже отмечаются пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, тенантит, самородное серебро и золото, которые распределяются очень неравномерно. Максимальные концентрации меди наблюдаются в висячем боку рудных тел. Вмещающие породы интенсивно гидротермально изменены. В них развиты гидротермальные доломит, хлорит, кварц, кальцит и пирит.

Таким образом, в рудном районе Лас-Вильяс имеются медные месторождения различных рудных формаций: жильной пирит-халькопиритовой, колчеданной, кварц-сульфидной с золотом, скарновой и медно-молибденовой.

В их размещении наблюдаются определенные закономерности. Месторождения приурочены к крупным долгоживущим разломам и образуют три протяженные рудные зоны, в пределах которых развито медное оруденение преимущественно одной рудной формации, т. е. проявлена отчетливая горизонтальная зональность (см. фиг. 1).

Кварц-сульфидные медные месторождения с золотом располагаются в Северной рудной зоне (3), жильные пирит-халькопиритовые — в Центральной (4), а колчеданные — в основном в Южной (5). Скарновые и медно-молибденовые месторождения приурочены к интрузии гранитоидов Эскамбрай. Эта зональность, скорее всего, обусловлена развитием единого, но прерывистого гидротермального процесса и последовательным перемещением в пространстве участков приоткрывания разрывных структур.

Наиболее ранние, колчеданные месторождения распространены на большей части рудного района, в пределах Южной, Центральной и частично Северной рудных зон. Определения температур образования колчеданных руд термометрическими методами показывают, что наиболее ранние кварц и пирит кристаллизовались при достаточно высоких температурах (340—320°). Жильные пирит-халькопиритовые месторождения, сформированные позднее и при более низких температурах (250—

110°, располагаются в основном в Центральной рудной зоне. Минеральные ассоциации этих месторождений пересекают колчеданные залежи в рудных полях Сан-Фернандо, Антонио, Лас-Сэррос и других. Кварц-сульфидные с золотом, очевидно, наиболее поздние и низкотемпературные (180—100°) месторождения приурочены к Северной рудной зоне. Основываясь на этих данных, по-видимому, можно говорить о закономерном перемещении процессов образования руд с юга на север.

В размещении месторождений проявлен магматический контроль. Основные колчеданные месторождения приурочены к участкам развития верхнемеловых интрузивов ультраосновных и основных пород; жильные прит-халькопиритовые и отчасти колчеданные пространственно тесно связаны с поздними субвулканическими интрузивами липарито-дацитов; кварц-сульфидные месторождения с золотом располагаются вблизи поясов поздних, по-видимому, эоценовых даек диоритовых и диабазовых порфиритов; скарновые и медно-молибденовые месторождения приурочены к интрузиву верхнемеловых гранитоидов Эскамбрай.

Месторождения, приуроченные к различным типам разломов (сквозным, скрытым и пологим), различаются геологической структурой и условиями локализации руд. В зонах сквозных разломов медное оруденение располагается в пределах экстррузивов и особенности структуры месторождений значительно зависят от формы и внутреннего строения рудовмещающих экстррузивов. В зонах скрытых разломов медное оруденение локализуется в вулканогенно-осадочных породах, вмещающих субвулканические интрузивы. Оруденение располагается в многочисленных системах мелких тектонических трещин, окружающих жесткие субвулканические интрузивы. В пологих разломах рудные тела располагаются в силлообразных субвулканических интрузивах или под ними во вмещающих вулканогенно-осадочных породах.

Все гидротермальные медные месторождения образовались после завершения в районе магматической деятельности. Однако медное оруденение и поздние дайки формировались почти одновременно; по-видимому, процессы их образования взаимосвязаны. В некоторых рудных полях дайки диабазов прорывают и цементируют гидротермально измененные породы и ранние жилы, а сами рассекаются минеральными ассоциациями рудной стадии минерализации. Медные месторождения и дайки образуют огромные единые пояса, распространяющиеся независимо от строения и особенностей формирования отдельных участков геосинклинальной зоны.

Медные месторождения рудного района Лас-Вильяс сформированы в один этап, скорее всего, в верхнем эоцене. Они являются типичными средне-низкотемпературными (340—110°) гидротермальными месторождениями.

Руды отлагались преимущественно путем метасоматического замещения «благоприятных» пород, хотя на отдельных участках месторождений отлагаются брекчиевые и прожилковые текстуры, указывающие на заполнение открытых полостей. В отличие от вмещающих пород в рудных телах отсутствуют признаки проявления динамического метаморфизма и складчатых деформаций.

Оруденение формировалось в близповерхностных условиях (на глубине, по-видимому, 1000—1500 м) и при малых давлениях. Зоны сквозных разломов в это время, скорее всего, сообщались с поверхностью, в связи с чем происходило резкое падение температуры и давления рас-

творов, изменение их pH и отложение больших масс сульфидов (несколько млн. тонн) на относительно коротких интервалах рудоносных разрывов (200—300 м по вертикали).

Медные месторождения рудного района Ориенте

Этот рудный район располагается в крайней южной части Восточного тектонического блока и протягивается в субширотном направлении более чем на 200 км, при средней ширине около 20 км (см. фиг. 1). В его пределах известны достаточно крупные жильные пирит-халькопиритовые, многочисленные мелкие колчеданные, кварц-сульфидные с золотом и скарновые медные месторождения.

Положение района определяется крупным долговживущим разломом, который приурочен к зоне сопряжения главных тектонических структур района — антиклинория Сьерра-Маэстра и Восточно-Кубинского синклинория (Лаверов, Кабрера, 1967; Лаверов и др., 1968).

Обособленные рудные зоны и рудные узлы располагаются на участках Восточно-Кубинского синклинория с относительно поднятым допалеогеновым фундаментом. Эти участки характеризуются сокращенными мощностями нижне-среднепалеогеновых вулканогенных отложений и интенсивным проявлением поперечных северо-западных разрывов и поздних малых интрузивов (Толкунов, Кабрера, 1969). В строении района участвует антиклинорий Сьерра-Маэстра, Восточно-Кубинский синклинорий и так называемый горстовый массив Сьерра-дель-Пурьяль (Пуцаровский и др., 1967).

Горстовый массив Сьерра-дель-Пурьяль слагают метаморфические породы домелового возраста (см. фиг. 1, колонка В). Они имеют большую (несколько тысяч метров) мощность и представляют собой геосинклинальную спилитовую формацию. В ее разрезе преобладают порфириды и туфы, измененные в условиях фации зеленых сланцев, и превращенные в хлоритовые, актинолитовые и другие бластокластические сланцы. Они слагают падающее на северо-восток крыло крупной складки, осложненной более мелкой сложной складчатостью.

На северо-востоке массива широко развиты верхнемеловые интрузивы основных и ультраосновных пород. Западная краевая зона его пересекается серией субширотных и северо-западных тектонических нарушений и небольшими интрузивами диоритовых порфиритов и кварцевых диоритов, по-видимому, эоценового возраста.

Антиклинорий Сьерра-Маэстра в рудном районе Ориенте представлен лишь своим северным крылом, которое слагают в основном вулканогенно-осадочные породы верхнемелового возраста. Эти породы разделяются на ряд толщ порфиритов, туфов, туффитов и брекчий, содержащих горизонты песчаников, известняков, алевролитов и других осадочных пород. Они имеют большую (1500—2000 м) мощность и обычно монокинально падают на север (угол падения 10—30°). Более крутые падения пород наблюдаются лишь в зоне сочленения антиклинория Сьерра-Маэстра с Восточно-Кубинским синклинорием, а также на участках развития интрузивов. Вулканогенно-осадочные породы прорваны крупными батолитоподобными интрузивами гранитоидов эоценового возраста (Лаверов, Кабрера, 1967).

В строении рудного района Ориенте участвует также южное крыло обширного Восточно-Кубинского синклинория, в пределах которого располагаются основные медные месторождения. Здесь исключительно широко развиты покровы андезито-базальтов, их туфов, туффитов с прослоями осадочных пород, и экстрезивы липарито-дацитов палеоцен — эоценового возраста (Lewis, Straczek, 1955).

Вулканогенно-осадочные породы здесь имеют большую мощность (до 4000 м) и полого (10—20°) падают на север. В северной части района они перекрываются терригенно-карбонатными сложениями олигоцен и осадочными отложениями более молодого возраста, а на юге, в зоне сочленения Восточно-Кубинского синклинория с антиклинорием Сьерра-Маэстра, пересекаются крупными субширотными и северо-западными разломами и дайками диабазов (см. фиг. 1).

Подводя итог краткому рассмотрению особенностей геологического строения рудного района Ориенте, можно сказать, что здесь, как и в рудном районе Лас-Вильяс, многократно проявлялся интрузивный магматизм и широко развиты крупные долгоживущие разломы, оказавшие большое влияние на локализацию медного оруденения.

Наиболее ранние, верхнемелового возраста, крупные интрузивы основных и ультраосновных пород располагаются в восточной части района. Более поздние эоценовые батолитоподобные интрузивы гранитоидов развиты в зоне сопряжения антиклинория Сьерра-Маэстра с Восточно-Кубинским синклинорием. Они образуют крупные, вытянутые в широтном направлении массивы, нередко сопровождающиеся дайкообразными апофизами и мелкими телами диоритов и гранодиоритов. В этой же зоне широко развиты субвулканические интрузивы и жерловые фации, прорывающие гранитоиды антиклинория Сьерра-Маэстра (Лавров, Кабрера, 1967).

Завершающие развитие магматизма в районе эоценовые диабазовые и диоритовые порфириды образуют ряд протяженных поясов, даек, штоков и силлообразных залежей. Эти интрузивы широко развиты во всех рудных зонах и нередко контролируют размещение медного оруденения.

Известные в рудном районе Ориенте медные месторождения сконцентрированы в трех рудных зонах; Элексион — Ольга (6), Эль-Кобре — Гран-Пьедра (7) и Ля-Кристина — Байамита (8).

Рудная зона Элексион — Ольга

Эта рудная зона (6) располагается в восточной части района (см. фиг. 1). Положение ее определяется, по-видимому, широким развитием субмеридиональных разрывов, пересекающих крупные разломы близширотного простирания. На участках пересечения разломов располагаются интрузивы кварцевых диоритов и диоритовых порфиритов, вмещающих медное оруденение.

Рудную зону слагают в основном интенсивно метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы юрского возраста, претерпевшие зеленокаменное изменение и превращенные в различные сланцы, содержащие прослой кристаллических известняков, мраморов и алевролитов. Эти породы имеют большую (несколько тысяч метров) мощность и в районе месторождения Элексион разделяются на ряд толщ (Буданов, Эрнандес, 1965).

В основании разреза выделяется мощная толща хлорит-полевошпатовых, актинолит-эпидот-кварцевых и других сланцев с альбитом, мусковитом и графитом, относящихся к нижней-средней юре. Она смята в узкие крупные складки меридионального простирания.

На этих породах с угловым несогласием залегают пологопадающие метаморфические сланцы предположительно верхней юры, которые разделяются на две толщи. Нижняя представлена кварц-хлоритовыми, актинолит-хлоритовыми и другими сланцами мощностью до 200 м. Верхнюю толщу слагают кварц-серицитовые и хлорит-кварц-альбитовые сланцы, имеющие мощность около 150 м. На отдельных участках они перекрываются слабо метаморфизованными туфами андезитов мелового возраста, которые моноклинально под углами 25—45° падают на север и имеют небольшую мощность (до 70 м).

Сланцы прорваны поздними (по-видимому, эоценовыми) интрузивами диоритовых и диабазовых порфиритов, имеющих форму даек, штоков и послонных силлообразных залежей. Широко развиты тектонические разрывы субмеридионального и близширотного простирания, контролирующие размещение рудных тел и месторождений.

В рудной зоне Элексион—Ольга установлен ряд своеобразных месторождений: Элексион, Ля-Крусата, Анибаль, Панчита и др. Все они имеют сходное геологическое строение и почти одинаковый минеральный состав руд. Месторождения обычно приурочены к интрузивам диоритовых порфиритов и кварцевых диоритов (Буданов, Эрнандес, 1965). Эти интрузивы располагаются на участках изменения элементов залегания и пересечения тектонических разрывов, в зонах пологих межформационных срывов и в купольных частях локальных антиклинальных складок.

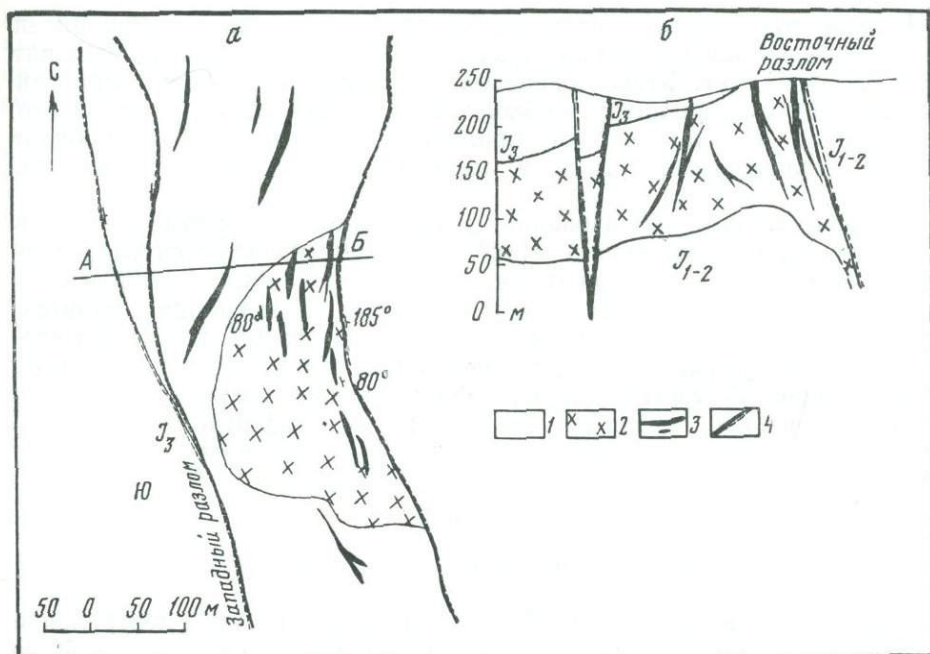
Форма и внутреннее строение интрузивов оказывает большое влияние на особенности геологической структуры месторождений. Месторождения представлены сериями крутопадающих и пологих жил, по существу не выходящих за пределы интрузивов.

В рудных зонах установлены: кварц, кальцит, пирит, халькопирит, пирротин, кубанит, сфалерит, галенит, золото, серебро. Характерными примесями являются: Co, Ni, Cr, Ti, V, Mn, Ba, Bi, As, Ge. Месторождения сформированы, по-видимому, в четыре стадии минерализации. В первую стадию образовались зоны гидротермально-измененных пород (окварцевания, хлоритизации, серицитизации и пиритизации) и ранние кварцевые жилы с пиритом, реже сфалеритом и халькопиритом. Со второй стадией минерализации связано образование основных кварц-сульфидных рудных жил. Позже (в третью стадию) формировались существенно кварцевые и кварц-карбонатные жилы с невысоким содержанием пирита, халькопирита, галенита, сфалерита и золота.

Все рудные минеральные ассоциации пересекаются прожилками кварца и кальцита (четвертой стадии минерализации).

Наиболее важным объектом описываемой рудной зоны является месторождение Элексион (фиг. 12). Оно открыто давно и начиная с 1938 г., с перерывами детально изучалось и эксплуатировалось. Отрабатывались очень богатые руды с содержанием меди более 15% (Буданов, Эрнандес, 1965). Месторождение достаточно крупное и интересное, но располагается в отдаленном горном районе.

Район месторождения слагают метаморфические сланцы юрского возраста, которые разделяются на ряд толщ. В зоне контакта интенсивно



Фиг. 12. Месторождение Элексион. Составили А. Е. Толкунов и Р. Кабрера по данным Н. Буданова, Х. Эрнандеса (1965)

а — схема геологического строения (план); б — разрез по АБ.

1 — кварц-хлорит-серицитовые и другие сланцы (J_{1-2} и J_3); 2 — диоритовые, андезитовые и другие порфириты Pg_2 ; 3 — рудные тела; 4 — разломы

складчатых сланцев нижней — средней юры и вышележащих полого-залегających сланцев верхней юры располагается силлообразный интрузив диоритовых порфиритов и других пород. В плане он имеет размеры около 250×600 м и мощность до 150 м. В его пределах выделяются диоритовые, андезитовые порфириты, кварцевые диориты, различающиеся составом и степенью раскристаллизации. В расположении их устанавливается определенная закономерность. Меланократовые и менее раскристаллизованные разновидности наблюдаются в основном в верхней части интрузива, а более раскристаллизованные — в центральной зоне. Интрузив пересекается серией крупных субмеридиональных разломов, разделяющих его на блоки (см. фиг. 12).

На месторождении Элексион известно 15 рудных тел, имеющих форму жил, которые прослеживаются по простираанию и падению на 30—90 м, мощность их изменяется от 20 см до 2,5 м. Рудные тела имеют крутое падение на восток и на запад, располагаются они между крупными (Западным и Восточным) разломами и ориентированы либо параллельно им, либо под углом.

Анализ имеющихся материалов показывает, что основные рудные тела по простираанию и падению не выходят за пределы интрузива диоритов и приурочены к участку изгиба Восточного — главного разлома. На этом участке разлома наблюдаются и максимальные мощности рудо-вещающего интрузива (Tolkunov et al., 1967, 1969).

Рудные тела имеют массивное, брекчиевое и прожилково-вкрапленное строение. Главными минералами руд являются: кварц, кальцит, пирит, халькопирит. Второстепенные минералы представлены пирротинном, сфалеритом, галенитом, кубанитом. В руках отмечаются золото, серебро и другие характерные примеси: никель (до 0,3%), кобальт (до 0,3%), хром, ванадий, титан, марганец, барий, мышьяк, сурьма, висмут.

Гидротермальные образования месторождения сформированы в четыре стадии минерализации. Наиболее ранними являются гидротермально-измененные (окварцованные, хлоритизированные, серицитизированные и пиритизированные) породы и мощные жилы кварца с пиритом и халькопиритом (первая стадия). Во вторую стадию кристаллизовались основные рудные минералы: халькопирит, пирит, сфалерит, золото, а также кварц. В третью стадию сформировались маломощные прожилки кварца и кальцита с халькопиритом, галенитом, серебром. Гидротермальная деятельность завершилась образованием послерудных прожилков кварца и кальцита.

Рудная зона Эль-Кобре — Гран-Пьедра

Рудная зона Эль-Кобре — Гран-Пьедра (7) располагается в центральной части рудного района Ориенте, в зоне сопряжения антиклинория Сьерра-Мазстра с Восточно-Кубинским синклинием и приурочена к поперечному поднятию фундамента, в пределах которого отмечаются сокращенные мощности палеогеновых вулканогенно-осадочных пород, широкое развитие разрывных нарушений и различных интрузивов (см. фиг. 1).

Распространенные здесь вулканогенно-осадочные отложения, так называемой формации Эль-Кобре, имеют палеоцен — эоценовый возраст и разделяются на четыре толщи или субформации (Лаверов, Кабрера, 1967). В основании разреза располагается толща Секо, представленная различными туфами порфиритов, чередующиеся со слоистыми туффитами, туфопесчаниками, известняками, агломератами и покровами андезито-базальтов. Эта толща имеет мощность 1500—2500 м. Выше залегает толща Эрмитаньо. Ее также слагают преимущественно вулканогенно-осадочные и эффузивные породы основного состава, содержащие прослойки песчаников, известняков. Мощность ее изменяется от 400 до 1200 м. Третья толща Сьерра-де-Бониато представлена в основном слоистыми туфами, туффитами, песчаниками и известняками, которые нередко интрузированы послойными интрузиями базальтов. Мощность толщи 600—1500 м. Разрез отложений формации Эль-Кобре заканчивается терригенно-карбонатными и туфогенно-осадочными отложениями маломощной (10—30 м) толщи Чарко-Редондо. Залегаящая выше формация Сан-Луис представлена песчаниками и известняками с редкими силлами базальтов (Lewis, Straczek, 1955).

Вулканогенно-осадочные отложения формаций Эль-Кобре и Сан-Луис в пределах рассматриваемой зоны слагают пологопадающее (10—40°) южное крыло Восточно-Кубинского синклиория.

Они прорваны предолигоценными многочисленными субвулканическими интрузивами, крупными интрузивами гранитоидов и малыми интрузивами диоритовых и диабазовых порфиритов. Здесь исключитель-

но широко развиты продольные тектонические разрывы близширотного простирания, а также поперечные северо-западные и северо-восточные нарушения. Залегающие выше олигоцен — четвертичные отложения не содержат магматических пород и рудных месторождений.

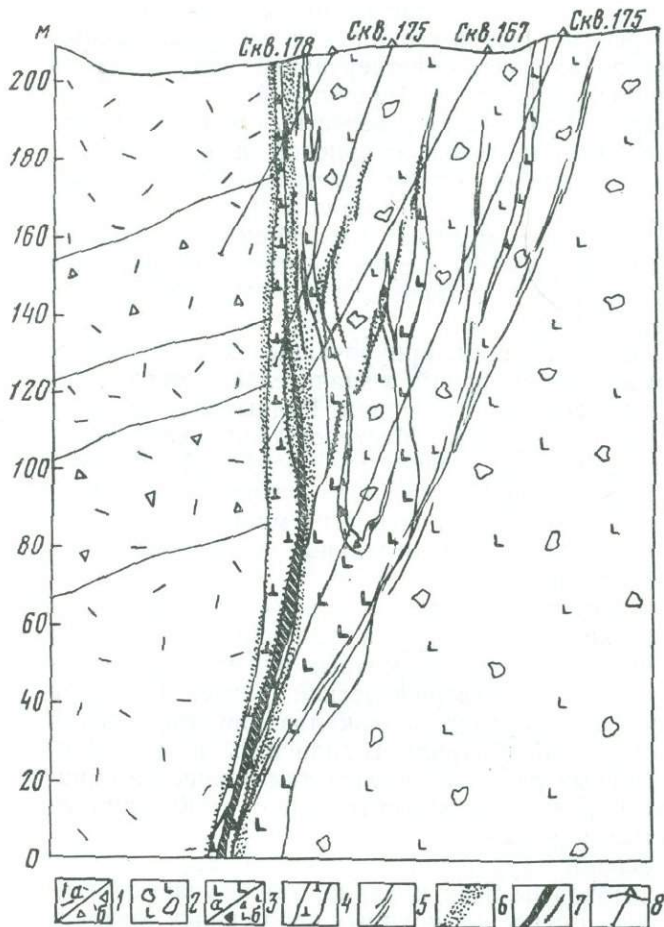
В рудной зоне Эль-Кобре — Гран-Пьедра известны медные месторождения жильной пирит-халькопиритовой, скарновой и колчеданной рудных формаций. Основное значение имеют месторождения первой формации (Эль-Кобре, Брук-Ридж, Сан-Хосе, Сисалия и др.). Они располагаются в зоне развития наиболее молодых (палеоцен — эоценовых) вулканических пород, обычно приурочены к субвулканическим интрузивам и жерловым фациям андезитов и липарит-дацитов. Месторождения локализируются в их эндо- и экзоконтактах.

Особенности строения месторождений, приуроченных к субвулканическим интрузивам и телам жерловых фаций, в значительной мере определяются их морфологией и внутренним строением. Рудные тела падают и склоняются так же, как и экструзивы. Месторождения характеризуются обычно сложным строением, изменяющимся с глубиной. На верхних горизонтах они представлены серией мощных штокерковых зон. С глубиной происходит закономерное уменьшение их мощности. В нижних частях месторождений наблюдаются отдельные пространственно сближенные маломощные жильные зоны.

Месторождения, располагающиеся в зонах эндоконтактов субвулканических интрузивов, имеют иную структуру и условия локализации оруденения. На закономерности размещения медных руд в данном случае большое влияние оказывают стратиграфический разрез и состав пород, вмещающих экструзивы. Нередко в локализации оруденения наблюдается четкий литологический контроль. В зависимости от особенностей формирования рудоносных разрывов и развития процессов образования руд наиболее благоприятными являются либо очень хрупкие трещиноватые, либо пористые породы.

Пространственно размещение рудоносных участков определяется особенностями трещинной структуры. Как правило, такие участки приурочены к местам усложненного строения крупных продольных тектонических зон, где они расщепляются, пересекаются или сопрягаются с разрывами других направлений. Рудоносные зоны имеют большую протяженность по простиранию и по падению. В них установлены: кварц, хлорит, эпидот, кальцит, гипс, ангидрит, барит, флюорит, пирит, халькопирит, пирротин, пентландит, сфалерит, галенит, блеклая руда, сульфосоли висмута и многочисленные гипергенные минералы. Рудные зоны располагаются в пропилитизированных и окварцованных породах.

Гидротермальные образования, скорее всего, сформированы в четыре стадии минерализации. Вначале возникли рудовмещающие метасоматиты и ранние жилы кварца с пиритом, халькопиритом и, возможно, сфалеритом. Затем шло формирование кварц-кальцит-ангидрид-пирит-халькопиритовых жил, прожилков и гнезд с галенитом, сфалеритом и другими минералами. В третью стадию образовались жилы кальцита и кварца с галенитом, халькопиритом, сфалеритом, сульфосолями висмута, серебром. Гидротермальная деятельность завершилась развитием послерудных жил и прожилков кварца и кальцита. Месторождения сформированы, несомненно, после всех магматических пород, по-видимому, в верхнем эоцене. Известные в рудных полях, наиболее молодые



Фиг. 13. Геологический разрез месторождения Эль-Кобре. Составили А. Е. Толкунов, Р. Кабрера по данным И. Т. Сахарова, Е. Эсковара и своим наблюдениям, 1969

- 1 — туфы (а) и туфобрекчии с прослоями туфосанчаников, туффитов (б) Pg₂;
- 2 — агломераты дацитов Pg₂;
- 3 — субвулканические интрузивы андезито-дацитов (а) и их лавобрекчий (б) Pg₂;
- 4 — дайки диабазовых и диоритовых порфиритов Pg₂;
- 5 — зоны дробления пород;
- 6 — жилы кварца, карбонатов и гидротермально измененные породы;
- 7 — тектонические разрывы с сульфидами;
- 8 — буровые скважины

дайки диабазовых и диоритовых порфиритов, пересекаются рудными жилами и перекрываются олигоценовыми осадочными породами.

Наиболее крупным и интересным месторождением рудной зоны Эль-Кобре — Гран-Пьедра является месторождение Эль-Кобре (фиг. 13). Оно разведывается и эксплуатируется в течение более 400 лет. За этот период из его недр добыто около 3 млн. т руды с высоким содержанием меди (2,53—20%). В настоящее время на участках Гранде и Хитания дополнительно разведаны значительные запасы богатых медных руд.

Месторождение характеризуется исключительно сложной геологической структурой (Bogdanov et al., 1964; Богданов и др., 1965; Лаверов, Кабрера, 1967; Головченко и др., 1967; Толкунов, Кабрера, 1969). Его слагают вулканогенно-осадочные породы, экструзивы и малые интрузивы эоценового возраста.

Вулканогенно-осадочные отложения относятся к субформации Эрмитаньо и разделяются на ряд сходных по внешнему облику и петрографическому составу горизонтов туфогенно-осадочных пород: игнимбритов, различных туфов, туффитов и брекчий андезито-дацитов, содержащих

прослой песчаников, алевролитов и покровы миндалекаменных порфири- тов (Лаверов, Кабрера, 1967). Эти отложения имеют значительную сум- марную мощность (около 1000 м) и полого (30—40°) падают на северо- запад. Они прорваны многочисленными, разнообразными по форме и составу, субвулканическими интрузивами и жерловыми фациями.

Горизонты вулканогенно-осадочных пород обычно не прослежи- ваются на большие расстояния, в связи с чем геологическая структура месторождения расшифровывается с большим трудом. По-видимому, субвулканические интрузивы и жерловые фации имеют более широкое распространение, чем представлялось раньше. Новые данные И. Т. Саха- рова, Е. Эсковара, А. Е. Толкунова и Р. Кабрера показывают, что обло- мочные вулканы, располагающиеся в южном блоке разлома Эль- Кобре, скорее всего, являются лаваагломератами и залегают в виде интрузивных тел. Наблюдающиеся среди них слоистые туфогенные породы не образуют выдержанных горизонтов и, очевидно, являются ксенолитами. Интрузивные вулканические брекчии и различные ан- дезито-дациты слагают центральную часть месторождения и являются основными рудовмещающими породами.

В зонах субширотных, северо-восточных и северо-западных тектони- ческих разрывов широко распространены дайки диабазовых и диорито- вых порфириров, завершающие развитие магматизма в данном районе. Отдельные дайки прослеживаются обычно на первые сотни метров, имеют небольшую мощность (первые метры), но серии их образуют крупные пояса, распространяющиеся на десятки и сотни километров.

Главным разрывным нарушением месторождения является разлом Эль-Кобре. Он имеет субширотное простирание и в общем круто (под углами 75—85°) падает на юг. Однако на некоторых участках, на глубо- ких горизонтах месторождения наблюдается также крутое обратное падение. Разлом представлен мощной (до нескольких десятков метров) зоной гидротермально измененных и раздробленных пород. Среди по- следних отличаются разновозрастные субвулканические интрузивы и поздние дайки порфириров, которые, по-видимому, фиксируют глубин- ный долгоживущий разлом фундамента. По разлому Эль-Кобре горизон- тальные и вертикальные перемещения блоков пород не превышают пер- вых метров.

В пределах месторождения Эль-Кобре отчетливо проявлены также поперечные крутопадающие разрывы северо-восточного и северо-запад- ного направлений. По-видимому, имеются и пологие тектонические зоны, приуроченные к контактам горизонтов вулканогенно-осадочных пород.

Основные рудоносные участки (Бланка, Гранде и Хитания) рас- полагаются в местах пересечения и сопряжения разлома Эль-Кобре с поперечными северо-восточными разрывами. Медное оруденение про- странственно тесно связано с субвулканическими интрузивами и телами жерловых фаций андезито-дацитов. Рудные тела имеют форму крупных (несколько сот метров по простиранию) сложно построенных жильных зон, прослеживающихся на глубину до 500—700 м.

Медное оруденение отмечается во всех породах, слагающих место- рождение. Однако наиболее богатые и мощные рудные тела распола- гаются в обломочных, вулканогенных (Bogdanov et al., 1964; Лаверов, Кабрера, 1967). На локализацию оруденения оказывают большое влия- ние участки изменения элементов залегания тектонических разрывов (Толкунов, Кабрера, 1969).

Вблизи рудных жил вмещающие породы интенсивно гидротермально изменены. Эти изменения по типу близки пропилитам и вторичным кварцитам. Среди гипогенных минералов рудных жил установлены: хлорит, серицит, кварц, кальцит, гипс, ангидрит, барит, флюорит, пирит, халькопирит, пентландит, пирротин, галенит, сфалерит, сульфосоли висмута, золото, серебро и другие.

На месторождении широко проявлена зона окисления с многочисленными вторичными минералами меди, железа и марганца.

Гидротермальные образования сформированы в четыре стадии минерализации. В первую возникли зоны хлоритизации, альбитизации, серицитизации и окварцевания вмещающих пород и ранние жилы кварца и пирита с халькопиритом. Во вторую стадию в несколько периодов (подстадий) формировались основные рудные жилы. В третью стадию образовались существенно кварцевые и кварц-кальцитовые жилы с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, сульфосолями висмута, серебром. В четвертую стадию (послерудную) кристаллизовались прожилки кварца и кальцита.

Палеовулканические реконструкции показывают, что медное оруденение формировалось на глубине 1000—1500 м от поверхности.

Как уже отмечалось выше, в рудной зоне Эль-Кобре — Гран-Пьедра имеются также небольшие колчеданные и скарновые месторождения меди (см. фиг. 1). Колчеданные месторождения (Асерродеро, Нима-Нима и др.) располагаются в юго-западной части зоны и представлены отдельными небольшими рудными телами. Они приурочены к северо-восточным крутопадающим трещинным зонам. Рудные тела слагает в основном пирит, который содержит тонкие прожилки и мелкие гнезда халькопирита, реже сфалерита и галенита. Колчеданные месторождения слабо разведаны и изучены.

Небольшие скарновые месторождения широко распространены в восточной части рудной зоны, вблизи интрузива гранодиоритов Санта-Роса и тяготеют к его северному, пологому контакту, сопровождаемому апофизами и мелкими телами гранитоидов. В зоне контакта вмещающие, преимущественно, вулканогенные породы подверглись интенсивным изменениям — скарнированию и окварцеванию.

Медные месторождения Эль-Каней, Каридад, Исабелита, Африканда, Гран-Пьедра и другие приурочены к участкам развития железистых скарнов с магнетитом, и редко с халькопиритом. Собственно медное оруденение сопровождается окварцеванием и сформировано позднее скарнов. Оно нередко распространяется за пределы зон развития скарнов. Пирит, халькопирит и реже другие сульфиды приурочены к крутопадающим кварцевым жилам и зонам окварцевания субширотного и северо-западного простираний. На небольших интервалах жил (до 30—40 м) содержание меди достигает нескольких процентов. Это по существу жильные пирит-халькопиритовые месторождения, находящиеся в другой геологической ситуации. Изучены они слабо.

Рудная зона Ля-Кристина — Байямита (8)

Эта рудная зона находится в западной части рудного района Ориенте, на участке сопряжения антиклинория Сьерра-Маэстра с Восточно-Кубинским синклинием. Здесь верхнемеловые вулканогенно-осадоч-

ные породы антиклинория Сьерра-Маэстра образуют поперечное валобразное поднятие, погружающееся в северо-западном направлении под вулканогенно-осадочные отложения палеогена Восточно-Кубинского синклинория. Последние характеризуются сокращенными мощностями, пересекаются крупными северо-западными разрывами и прорваны субвулканическими интрузивами липарито-дацитов и дайками диабазовых порфиритов.

Рудную зону Ля-Кристина — Байямита слагают различные вулканогенно-осадочные породы верхнего мела — палеогена и разновозрастные интрузивы. Наиболее древние верхнемеловые вулканогенные отложения большой мощности (несколько тысяч метров) выходят на поверхность в южной части зоны. Они представлены различными туфами андезитов, горизонтами слоистых туффитов, песчаников и покровами андезито-базальтов, которые падают под углами $25-50^\circ$ на север. Выше залегают вулканогенно-осадочные отложения палеоцена — эоцена, представленные в основном пирокластическими породами, чередующимися с туфопесчаниками, туффитами и порфиритами. Эти отложения в общем, полого (под углами $15-25^\circ$) падают на север и только вблизи интрузивов и в зонах разломов их падение становится более крутым (до 70°). Мощность отложений, по-видимому, превышает 3000 м.

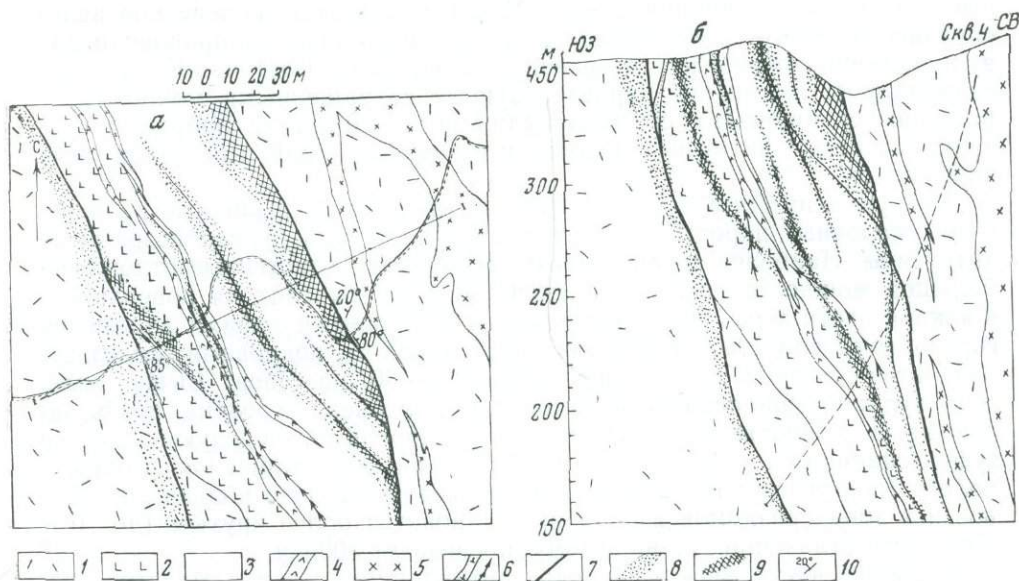
В южной части зоны в пределах антиклинория Сьерра-Маэстра располагается цепь крупных интрузивов гранитоидов эоценового возраста. В зоне сопряжения антиклинория Сьерра-Маэстра с Восточно-Кубинским синклинорием широко развиты субвулканические интрузивы андезито-дацитов, липаритов и тела жерловых фаций, представленные различными брекчиями и агломератами липаритов. В этой зоне также широко развиты поздние дайки диабазовых и диоритовых порфиритов и разломы северо-западного простирания, к которым и приурочено оруденение.

В рудной зоне Ля-Кристина — Байямита проявлены небольшие, в основном колчеданные, месторождения: Ля-Кристина, Санта-Барбара, Фаворита, Ля-Маньяна, Сан-Педро, Байямита и др. Для них характерна тесная пространственная связь с поздними субвулканическими интрузивами и жерловыми фациями кислых эффузивов. Рудные тела линзовидной и сложной жильной формы располагаются в краевых частях экструзивов, представленных различными вулканическими брекчиями и агломератами, либо вблизи экструзивов, в пирокластических вулканогенных породах. Они прослеживаются по простиранию и падению на десятки и сотни метров, иногда имеют большую (до 20—30 м) мощность.

На месторождениях проявлены ранние кварцевые, кварц-пиритовые жилы, линзы и гнезда пирита с другими сульфидами (халькопиритом, сфалеритом), располагающиеся в интенсивно измененных окварцованных (до вторичных кварцитов) породах. Внешние зоны колонки метасоматических измененных пород представлены пропилитами. Измененные породы и рудные тела пересекаются поздними жилами кальцита и кварца.

В рудах отмечаются примеси Co, Ni, Ba, Cr, V, Mn, Ti, Bi и других элементов. Месторождения сформированы в близповерхностных условиях, позднее всех известных в районе магматических пород, по-видимому, в верхнем эоцене.

Наиболее крупным медноколчеданным месторождением рассматриваемой рудной зоны является эксплуатировавшееся ранее месторождение Ля-Кристина (фиг. 14). Оно приурочено к зоне крупного северо-



Фиг. 14. Месторождение Ля-Кристина. Составили А. Е. Толкунов и Р. Кабрера с использованием данных Н. Молоденкова, О. Куракова, В. Пономарева и др.

а — схема геологического строения центральной части месторождения; *б* — разрез по линии I—I. 1 — туфы и туфобрекчии андезитовых порфиров Pg_{1-2} ; 2 — лавобрекчии дацитов Pg_{1-2} ; 3 — лавобрекчии липаритов Pg_{1-2} ; 4 — дайки фельзитов Pg_{1-2} ; 5 — диоритовые порфиры Pg_2 ; 6 — дайки диабазов Pg_2 ; 7 — тектонические разрывы; 8 — зоны измененных пород; 9 — зоны развития сульфидной минерализации; 10 — элементы залегания

западного разлома, в пределах которого выделяется несколько тектонических швов, милониты и тектонические брекчии. Разлом рассекает полого залегающие в основном пирокластические вулканогенные породы, содержащие прослои туффитов и песчаников (Молоденков и др., 1967). Вдоль разлома развиты штоки, дайки и силлы диоритовых порфиров и субвулканические дайкообразные интрузивы брекчий липаритовых, дацитовых порфиров и фельзитов, а также поздние дайки диабазов.

Гидротермальное оруденение приурочено к участкам развития поздних субвулканических интрузивов и локализовано в обломочных фациях этих интрузивов. Рудные тела имеют линзо- и трубообразную форму и прослеживаются по простиранию и падению на несколько десятков метров. Мощность их колеблется от 1—2 до 20 м. Внутри рудных тел сульфиды распределены очень неравномерно. Они образуют гнезда, прожилки и зоны вкрапленников. Основным рудным минералом является пирит, в котором отмечаются халькопирит, сфалерит и другие сульфиды. Нередко прожилки и гнезда халькопирита наблюдаются за пределами колчеданных рудных залежей.

Около рудных тел вмещающие породы интенсивно окварцованы, серицитизированы, хлоритизированы и альбитизированы, содержат вкрапленники и прожилки сульфидов.

Месторождение сформировано, по-видимому, в три стадии минерализации. В течение ранней стадии возникли зоны гидротермально-изменен-

ных пород, основные жилы кварца, кальцита и выделения пирита с халькопиритом. Более поздние кварц, халькопирит и сфалерит образовались во вторую стадию. В позднюю, послерудную стадию формировались жилы и прожилки кальцита и кварца.

Рудные зоны пересекают все известные на месторождении магматические породы и образовались на небольшой глубине. Месторождение Ля-Кристина, так же как и рудовмещающие субвулканические интрузивы и дайки диабазов сформированы, по-видимому, в верхнем эоцене.

Таким образом, в рудном районе Ориенте широко развиты медные месторождения жильной пирит-халькопиритовой, кварц-сульфидной с золотом, колчеданной и скарновой рудных формаций.

В размещении этих месторождений наблюдаются определенные закономерности. Кварц-сульфидные медные месторождения располагаются в восточной части рудного района (рудная зона Элексион — Ольга) и пространственно тесно связаны с поздними гипабиссальными интрузивами диоритов и диоритовых порфиритов. Месторождения представлены сложно построенными крутопадающими жильными зонами субмеридионального простирания, которые располагаются в основном в гипабиссальных интрузивах.

Жильные пирит-халькопиритовые месторождения развиты преимущественно в центральной части района, в рудной зоне Эль-Кобре — Гран-Пьедра. Они, как и поздние эоценовые субвулканические интрузивы андезито-дацитов, размещаются в субширотных разломах, хотя на локализацию оруденения оказывают большое влияние и поперечные северо-восточные и северо-западные разрывы. Гидротермальное оруденение располагается в краевых зонах экструзивов и в вулканогенно-осадочных породах, вмещающих экструзивы. Особенности строения рудоносных зон и содержание меди в рудах зависят от литологического состава и физико-механических свойств вмещающих пород, а также от строения и элементов залегания рудовмещающих разрывов.

Месторождения колчеданной рудной формации наиболее широко развиты в западной части рудного района, в зоне Ля-Кристина — Байямита. Они приурочены к поздним, по-видимому, эоценовым субвулканическим интрузивам и жерловым фациям липарито-дацитов. Интрузивы и месторождения располагаются в зоне крупных северо-западных разломов. Геологическая структура этих месторождений и особенности локализации оруденения в значительной мере определяются морфологией и внутренним строением экструзивов.

Мелкие скарновые месторождения меди располагаются вблизи крупных интрузивов гранитоидов эоценового возраста. Месторождения приурочены к пологим контактам гранитоидов, сопровождающимся апофизами. Медное оруденение в виде гнезд и небольших жильных зон накладывается на скарны.

Гидротермальное оруденение района сформировано после всех магматических пород и, скорее всего, имеет верхнеэоценовый возраст.

Гидротермальные процессы протекали в четыре стадии минерализации. Преимущественное развитие той или иной стадии определило тип медных месторождений — колчеданный, жильный пирит-халькопиритовый, кварц-сульфидный. Глубина формирования колчеданных и скарновых месторождений была близка 1500—2000 м, а жильных пирит-халькопиритовых и кварц-сульфидных — около 1000 м.

Сходство и различия медных месторождений разных рудных районов

Как было показано выше, основные месторождения меди сосредоточены в трех рудных районах: Пинар-дель-Рио, Лас-Вильяс и Ориенте (см. фиг. 1). За пределами этих районов известны лишь отдельные медные рудопроявления, приуроченные к периферической (северной) зоне эвгеосинклинали. Рудные районы располагаются в тектонических блоках, имеющих неодинаковое геологическое строение и историю формирования рудоносных тектонических структур.

Западный тектонический блок (рудный район Пинар-дель-Рио), геосинклинальное развитие которого завершилось раньше, отличается рядом специфических особенностей. На его территории интрузивный и эффузивный магматизм проявился слабее, чем в Центральном и Восточном тектонических блоках. Здесь не установлено крупных интрузивов гранитоидов, характерных для других районов, вулканические процессы проявлялись слабо и лишь на отдельных участках. Однако в этом рудном районе широко развиты поздние малые интрузивы и дайки диоритового состава, сходные по петрографическому составу и геологическому положению с малыми интрузивами других рудных районов Кубы. Особенностью района Пинар-дель-Рио является еще и то, что главные (продольные) разрывные структуры имеют северо-восточное простирание, а на локализацию оруденения оказывают большое влияние северо-западные, близширотные разломы.

В Центральном тектоническом блоке (рудный район Лас-Вильяс) магматизм проявился широко в нижнем и частично верхнем мелу. В его пределах сформировались мощные толщи вулканогенных пород последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой формации, прорванные верхнемеловыми интрузивами гранитоидов и более поздними субвулканическими интрузивами андезито-дацитов, крупными интрузивами ультрабазитов и поясами поздних интрузивов диоритовых и диабазовых порфиритов. В этом рудном районе преобладающими (продольными) являются северо-западные субширотные разломы.

В Восточном тектоническом блоке (рудный район Ориенте) магматизм проявился наиболее интенсивно и в более позднее время — в верхнем мелу — нижнем — среднем палеогене. Здесь развиты мощные покровы и экструзивы базальтов, липарит-дацитов, липаритов контрастно дифференцированной липарит-базальтовой формации, интрузивы гранитоидов и малые интрузивы диоритовых и диабазовых порфиритов. Продольные разломы имеют северо-восточное, близширотное простирание, а поперечные северо-западное и субмеридиональное простирание.

Рудные районы и рудные узлы располагаются в зонах сопряжения антиклинорных и синклинорных складчатых структур на тех участках, где прослеживаются своеобразные поперечные поднятия фундамента. Эти поднятия бывают весьма крупными и определяют положение рудных районов в целом (как, например, «мост» между антиклинориями Тринидад и Санта-Клара) или локальными, узкими валлообразными поднятиями, определяющими положение отдельных рудных узлов и рудных зон. В пределах таких поднятий обычно отмечаются сокращенные мощности вулканогенно-осадочных отложений, широкое развитие поперечных разломов и поздних интрузивов, усложняющих строение продольных разрывов.

Продольные рудоконтролирующие разломы в разных рудных районах проявлены не одинаково отчетливо, хотя все основные месторождения приурочены к зонам этих структур и их главная роль в размещении месторождений несомненна. В рудных районах Пинар-дель-Рио и Лас-Вильяс продольные разломы проявлены отчетливо и представлены мощными зонами дробления и гидротермального изменения вмещающих пород. В рудном районе Ориенте основной продольный разлом зоны сопряжения антиклинория Сьерра-Маэстра с Восточно-Кубинским синклинием в верхних частях геологического разреза выражен весьма слабо. На существование такого разлома в фундаменте указывают лишь пояса поздних интрузивов и линейное размещение рудопроявлений.

Во всех рудных районах развиты, по существу, одни и те же типы медных месторождений: жильные пирит-халькопиритовые, колчеданные, кварц-сульфидные с золотом и редко скарновые. Однако относительное значение каждого из них в разных рудных районах неодинаково. Основными медными месторождениями рудного района Пинар-дель-Рио являются жильные пирит-халькопиритовые и колчеданные, рудного района Лас-Вильяс — колчеданные, рудного района Ориенте — жильные пирит-халькопиритовые. В двух последних рудных районах также широко проявлены скарновые и кварц-сульфидные с золотом месторождения.

Медные месторождения одинаковых типов во всех рудных районах и рудных зонах характеризуются близким минеральным составом руд, последовательностью развития гидротермальных процессов, температурным режимом и другими чертами. Колчеданные руды месторождений Моно и Иерро (Пинар-дель-Рио), Антонио и Карлота (Лас-Вильяс) и Ля-Кристина (Ориенте) слагает в основном пирит. В небольших количествах отмечаются также пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, самородное золото, барит.

Медные руды жильных пирит-халькопиритовых месторождений Матаамбре, Сан-Фернандо и Эль-Кобре сложены пиритом, халькопиритом, пирротинном, галенитом, сфалеритом, кобальгином, арсенопиритом, молибденитом, сульфосолями висмута, золотом, серебром и другими рудными минералами, а также жильными кварцем, кальцитом, баритом, ангидритом и гипсом.

Золото-сульфидные месторождения характеризуются более разнообразным минеральным составом руд, но основными минералами являются: кварц, кальцит, пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, галенит, золото, серебро.

В рудах всех месторождений отмечаются высокие содержания элементов-примесей: Co, Ni, Cr, Ti, V, Mn, Ba, Sr, Ge, Ga, Au, Af и др. В рудах района Ориенте установлены дополнительно и являются характерными висмут, мышьяк, а в рудах рудного района Лас-Вильяс — молибден, сурьма, мышьяк.

Во всех рудных районах рудообразование протекало, по-видимому, в один гидротермальный этап и в четыре последовательно проявляющиеся стадии минерализации.

Вначале формировались зоны гидротермально измененных пород и ранний кварц с пиритом, нередко с халькопиритом, пирротинном, сфалеритом и другими сульфидами. Это — стадия формирования колчеданных руд. Определения температур кристаллизации ранних минералов колчеданных месторождений методами декрепитации и гомогенизации

показывают, что руды формировались при температурах 340—320°. Во вторую стадию минерализации образовались жильные пирит-халькопиритовые месторождения в интервале температур 250—110°. В третьей стадии, при более низких температурах (180—100°) кристаллизовались существенно кварцевые и кварц-карбонатные жилы с невысоким содержанием сульфидов, характерные для кварц-сульфидных месторождений. Наиболее поздними являются низкотемпературные послерудные жилы и прожилки кальцита и кварца. Тип медных месторождений определяется преимущественным развитием той или иной стадии минерализации.

Многие месторождения образованы в близповерхностных условиях. Колчеданные месторождения, по-видимому, сформировались на глубине около 1500 м, жильные — 1000 м от поверхности, существовавшей в период образования руд. Медное оруденение распространено на значительном интервале по вертикали 200—1600 м. Наибольший вертикальный размах оруденения имеют жильные месторождения и минимальный — колчеданные месторождения, приуроченные к пологим разломам.

Зоны сквозных рудоконтролирующих разломов в период образования руд, вероятно, сообщались с поверхностью, в связи с чем происходило резкое падение температуры и давления растворов, изменение их pH и отложение больших масс сульфидов на относительно небольшом интервале рудовмещающих структур (200—300 м по вертикали).

Медные месторождения развиты во всех геологических комплексах, но в рудном районе Пинар-дель-Рио они располагаются в основном среди юрских песчано-сланцевых толщ, в Лас-Вильяс — преимущественно в нижне-верхнемеловых вулканогенно-осадочных породах, а в Ориенте — в вулканитах палеогена. В связи с этим медные месторождения значительно различаются геологической структурой (Лаверов и др., 1968).

На строение месторождений, приуроченных к древним комплексам, большое влияние оказывают складчатые структуры и продольные разрывные нарушения. Исключение составляют лишь месторождения, пространственно связанные с поздними интрузивами, прорывающими древние комплексы. Такие месторождения (Элексион и др.) имеют много общих черт с месторождениями, располагающимися в молодых комплексах.

Медные месторождения в меловых — палеогеновых вулканитах характеризуются специфической геологической структурой и располагаются либо в субвулканических интрузивах, либо во вмещающих их вулканогенно-осадочных породах. Для них важное значение имеют генетический тип рудоконтролирующих разломов, форма и внутреннее строение экструзивов, а также стратиграфический разрез и условия залегания вулканогенно-осадочных отложений, вмещающих интрузивы.

Почти на всех месторождениях устанавливается литологический контроль оруденения. Однако на каждом месторождении он проявляется по-разному и зависит от конкретного сочетания пород, различающихся физико-механическими и петрографическими особенностями.

В обособленных рудных зонах и узлах обычно развиты месторождения преимущественно одного типа. В рудных районах Лас-Вильяс и Ориенте, в южных и западных рудных зонах развиты в основном ранние колчеданные месторождения. В центральных зонах — более поздние

жильные пирит-халькопиритовые медные месторождения и в северных и восточных — поздние наложенные кварц-сульфидные с золотом медные месторождения.

Гидротермальное медное оруденение пересекает все известные в рудных районах доэоценовые вулканогенные и интрузивные породы. Однако формирование месторождений предельно сближено по времени с периодом внедрения наиболее поздних даек диабазовых и диоритовых порфиритов, отнесенных нами к интрузивам широкого (регионального) распространения. На отдельных месторождениях (например, Сан-Фернандо) наблюдается пересечение этими дайками зон гидротермальных метасоматитов и ранних жил кварца, хотя собственно рудная минерализация сформирована позднее даек диабазовых и диоритовых порфиритов.

Наиболее сложными и интересными вопросами генезиса медных месторождений являются возраст оруденения и источник рудоносных растворов.

Изложенные выше материалы показывают, что эвгеосинклиальная зона Кубы разделяется на три тектонических блока, завершивших геосинклиальное развитие в разное время. Медные месторождения во всех рудных районах формировались после вулканогенных и интрузивных пород, в период внедрения наиболее поздних даек диабазовых и диоритовых порфиритов. В связи с этим может сложиться впечатление, что поздние дайки и рудные месторождения образованы в завершающие периоды формирования тектонических блоков, т. е. в разное время: в Западном — в нижнем-верхнем мелу, в Центральном — в верхнем мелу, а в Восточном — в среднем палеогене (эоцене). В этом случае рудоносные растворы нужно было бы связывать с затухающими локальными магматическими очагами, производными которых являлись вначале вулканогенные и интрузивные породы, а затем поздние малые интрузивы и рудоносные растворы.

Однако, как было показано выше, независимо от времени формирования блоков, в завершающий период развития эвгеосинклинали образовался громадный пояс ультраосновных и основных пород. По-видимому, такой же «трансгеосинклиальный» пояс составляют эоценовые дайки и малые интрузивные тела диоритового состава и медные месторождения.

Поздние интрузивные образования Кубы во всех тектонических блоках характеризуются сходными петрографическими чертами и внешним обликом. Медные месторождения разных рудных районов и тектонических блоков представлены одинаковыми генетическими типами, имеют близкий минеральный состав руд и содержат одни и те же основные элементы-примеси, а устанавливаемые различия их связаны, скорее всего, с влиянием конкретной геологической среды.

Для всех месторождений прежде всего характерна повышенная кобальтоносность руд.

В то же время в западном тектоническом блоке, завершившем геосинклиальное развитие в начале верхнего мела, имеются медные месторождения, располагающиеся в осадочных породах верхнего мела — палеогена. В рудах колчеданных месторождений рудного района Лас-Вильяс, залегающих в юрских метаморфических толщах, отсутствует заметный динамометаморфизм и сохраняются колломорфные структуры.

Все это, на наш взгляд, свидетельствует о том, что медные месторождения во всех тектонических блоках формировались почти одновременно в среднем палеогене (эоцене), после завершения магматической деятельности в самом «молодом» Восточном тектоническом блоке.

Рудоносные растворы, так же как и поздние дайки, по-видимому, следует связывать с глубокозалегающими базальтоидными магматическими очагами, которые были подвергнуты активизации в поздний период, в зонах крупных долгоживущих разломов. Полученные нами данные с других позиций подтверждают правильность выводов Ф. К. Шипулина (1971) о генетической связи постмагматических месторождений халькофильных элементов с глубинными очагами дифференцирующейся базальтоидной магмы.

ВЫВОДЫ

1. Рудоносная эвгеосинклинальная зона Кубы по строению и истории формирования разделяется на три тектонических блока: Западный, Центральный и Восточный, в пределах которых процессы эвгеосинклинального развития завершились в разное время: в первом — в начале верхнего мела, во втором — в конце верхнего мела, а в третьем — в среднем палеогене (эоцене). В Западной и Центральной частях острова распространены мощные толщи вулканогенно-осадочных пород слабо дифференцированной базальтовой и последовательно дифференцированной базальт-липаритовой формаций. На востоке Кубы развиты вулканиты контрастно дифференцированной липарит-базальтовой формации.

2. Внутри тектонических блоков рудные районы, зоны и узлы располагаются в областях сопряжения крупных антиклинорных и синклинорных структур, на участках поперечных поднятий фундамента. Положение поздних интрузивов, месторождений и отдельных рудных тел определяется местами пересечения продольных и поперечных разломов. Особенности структуры месторождений и условия локализации руд в значительной мере зависят от типа рудоконтролирующих разломов.

3. Во всех рудных районах развиты одни и те же типы медных месторождений: жильные пирит-халькопиритовые, колчеданные, золото-сульфидные и скарновые, но относительное значение каждого из этих типов в разных рудных районах неодинаковое. Месторождения каждого типа во всех рудных районах характеризуются одинаковой последовательностью развития гидротермальных процессов и близким минеральным составом руд. В рудах месторождений, расположенных в разных районах, отмечаются примеси: Co, Ni, Cr, Ti, V, Mn, Ba, Sr, Ge, Ga и установлены элементы, свойственные лишь отдельным районам и месторождениям.

4. Медные месторождения сформированы на глубине 1000—1500 м от поверхности, существовавшей в период рудообразования, причем оруденение жильного типа нередко имеет значительный размах по вертикали (до 1600 м).

Во всех рудных районах руды формировались после завершения вулканической деятельности и внедрения крупных интрузивов гранитоидов, но почти одновременно с образованием поздних эоценовых «трансгеосинклинальных» поясов развития малых интрузивов и даек диоритового состава. Источником рудоносных растворов, по-видимому, являлись глубинные очаги дифференцирующейся базальтоидной магмы.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов Ю. В., Богданова В. Н., Миррайес М.* О связи медного месторождения Эль-Кобре с некками андезитовых порфиритов (Куба).— Геол. рудн. месторожд., 1965, № 5.
- Богданов Ю. В., Гурьянова В. Н., Миррайес М.* Металлогенетический очерк медных месторождений Кубы.— Сов. геол., 1965, № 11.
- Вольфсон Ф. И.* Структуры рудных месторождений.— В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1955.
- Вольфсон Ф. И.* Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Изд-во «Наука», 1964.
- Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М.* Тектоническая структура гор Лос-Органос в районе города Виньялес и положение в ней тел серпентинитов.— В кн. «Геология и полезные ископаемые Кубы». Изд-во «Наука», 1967.
- Крейтер В. М.* Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.
- Лаверов Н. П., Буриан Я., Кабрера-Ортега Р., Конечный С.* Геологическая структура и некоторые вопросы генезиса медного месторождения Матаамбре (провинция Пинар-дель-Рио).— В кн. «Геология и полезные ископаемые Кубы». Изд-во «Наука», 1967.
- Лаверов Н. П., Кабрера-Ортега Р.* Геологическая структура и некоторые вопросы генезиса медного месторождения Эль-Кобре (провинция Ориенте).— В кн. «Геология и полезные ископаемые Кубы». Изд-во «Наука», 1967.
- Лаверов Н. П., Кабрера-Ортега Р.* Краткий очерк металлогении гидротермальных медных месторождений Кубы.— В кн. «Геология и полезные ископаемые Кубы». Изд-во «Наука», 1967.
- Лисицын А. И.* Металлогения Кубы.— Сов. геол., 1969, № 11.
- Маслов Ю. С.* Геологическое строение и генезис руд золоторудного поля Гуанмаро (Куба).— Сов. геол., 1969, № 5.
- Пушаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М.* Тектоническая карта Кубы 1:250 000.— В кн. «Геология и полезные ископаемые Кубы». Изд-во «Наука», 1967.
- Чехович В. Д.* К тектонике Карибского бассейна.— Геотектоника, 1965, № 6.
- Шипулин Ф. К.* О кинетике процессов кристаллизации магмы и рудоносности интрузий.— Геол. рудн. месторожд., 1971, № 1.
- Bogdanov Y. V., Bogdanova V. N., Miralles M.* Estructura geologica del area del yacimiento el Corbe y sus posibilidades (provincia de Oriente).— Revista Tecnologica, 1964, N 3.
- Furrazola-Bermúdez G., Judoley C. M.* et al. Geologia de Cuba. Habana, 1964.
- Haffner B. K.* Mineralogy of the copper ores at the Matahambre mine.— Econ. Geol., v. 39, 1944, N 1.
- Hill P. A.* Banded pyrite deposits of mina Carlota, Cuba.— Econ. Geol., 1958, v. 53, N 8.
- Judoley C. M., Krasnov V. I.* et al. Mapa de yacimientos minerales de Cuba, E. 1: 500 000, Habana, 1963.
- Lewis G. E., Straczek S. A.* Geology of South-Central Oriente, Cuba.— U. S. Geol. Bull., 1955, N 975-D.
- Lisitsin A.* Particularidades en la distribucion de los yacimientos sulfurados de Cuba.— Revista Tecnologica, 1967, N 1.
- Penebaker E. N.* Structural relations of the copper deposits at Matahambre, Cuba.— Econ. Geol., 1944, v. 39, N 1.
- Poplavski I. T.* Estructura geologica del yacimiento Matahambre.— Revista Tecnologica, 1966, N 1.
- Thiadens A. A.* Geology of the southern part of the province Santa Clara, Cuba.— Geogr. Geol. Mededeel. Phys. Geol. Reeks, 1937, 12.
- Tolkunov A., Cabrera R., Muños M.* Nuevos datos sobre geología y regularidos distribucion de los yacimientos cobre y pirita que yacen en rocas volcanogénas.— Seria Geologica, 1969, N 4.

ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ КУБЫ

И. З. Корин, В. И. Финько, П. Д. Коутин

Никелевые месторождения Кубы начали осваиваться около 60 лет назад, тем не менее только в последние годы появилось сравнительно небольшое количество статей, освещающих вопросы геологии, минералогии и геохимии никеленосных кор выветривания Кубы и реже собственно никелевых месторождений. Описание этих месторождений в мировой геологической литературе отсутствует.

Запасы руд никелевых месторождений Кубы составляют 27—28% разведанных запасов окисных и силикатных никелевых руд мира. По годовой добыче руд этого типа Куба вышла на первое место в мире. Таким образом, ценность и значимость руд этого типа не вызывает сомнений, а учитывая многочисленные открытия в последние годы новых никеленосных площадей в тропических и субтропических областях земного шара, изучение кубинских месторождений как эталонного объекта приобретает особый интерес. Кроме того, по полноте «геологических свидетелей» возраста, условий формирования, геологической позиции и истории развития никелевые месторождения Кубы являются одними из наиболее представительных среди месторождений этого типа.

Таким образом, никелевые месторождения Кубы представляют весьма интересный в научном и важный в практическом отношении объект для изучения и сравнения с малоизученными месторождениями сходного типа.

Авторы в течение 1965 и 1969 гг. участвовали в совместных советско-кубинских геологических исследованиях никеленосных кор выветривания. Комплекс оригинальных наблюдений, данные отчетно-фондовой документации и сведения из литературных источников явились базой, на основе которой составлено описание этих месторождений.

ИЗ ИСТОРИИ ОТКРЫТИЯ И ОСВОЕНИЯ НИКЕЛЕВЫХ РУД КУБЫ

Открытие железо-никелевых руд Кубы относится к 1492 г., когда Х. Колумб, вступив на берег острова, увидел камни «цвета железа», т. е. железистые латериты.

Первое применение латеритов на Кубе в 1762 г. связано с англо-испанской войной. Мелкие латеритные железистые дробевидные конкреции, так называемые «perdigon» (исп. дробь), использовались в качестве картечи, а крупные конкреционные блоки железистых латеритов — в качестве броневых щитов в береговых укреплениях и фортах.

Лишь в конце прошлого и начале нашего столетия в конкреционных латеритах было установлено высокое содержание железа (более 50%), а значительные скопления их на поверхности близ судоходных бухт вызвали интерес предпринимателей.

Первая плавка кубинских железистых латеритов, проведенная в США, дала металл, отвечавший природно легированным, хромо-никелевым сталям, употребляемым в мостостроении. Тогда США нуждались в крупной партии специальной стали для постройки уникального стального моста через р. Миссисипи. В связи с этим с 1904 по 1907 г. в районе Маяри американскими компаниями была проведена разведка латеритов. Запасы их были оценены примерно в 500 млн. т руды с содержанием железа — 46%, никеля — 1% и хрома — 1,75%. Специальная сталь, выплаваемая из этой руды, получила торговую марку «Маяри».

В то время латериты Кубы рассматривались только как природно легированные железные руды. Никелю и кобальту в них самостоятельного значения не придавалось. Геологи, изучавшие в этот период Кубу (Hayes, Vaughan, Spencer, 1901; Spencer, Vaughan, 1902; Spencer, 1908, 1912; Hayes, 1912; Weld, 1910; Kemp, 1910, 1916; Cox, 1912; Little, 1912; Cumings, Miller, 1912; Woodbridge, 1912; Dake, 1916; Leit, Meat, 1916; Guardiola, 1912), обращали внимание главным образом на содержание в рудах железа; они показали грандиозные размеры рудных залежей, определили их современные границы и выявили в основном их остаточный генезис.

Разработка железных латеритных руд, поступавших на экспорт, продолжалась на Кубе до начала 30-х годов и была прекращена в связи с мировым экономическим кризисом. Несколько позднее, когда был открыт способ промышленного извлечения никеля из руд Новой Каледонии и о-ва Калимантана, подобных кубинским, было показано, что железистые латеритные руды выгоднее использовать в качестве никелевых, а не железных руд. Так, расчеты, выполненные для кубинских руд Мак Милланом и Дэвисом (McMillan, Davis, 1955), показали, что при суммарной стоимости в 26,5 доллара железа, никеля, кобальта и хрома, заключенных в 1 т латеритной руды, на долю никеля приходится 16, кобальта — 6, железа — 2,5 и хрома — 2 доллара.

Технологические испытания кубинских латеритов на извлечение никеля и кобальта, проведенные в США, дали положительные результаты. Себестоимость добычи тонны латеритной руды на Кубе в то время составляла 0,28 доллара, а с доставкой в США — 0,32 доллара. Таким образом, разработка кубинских никелевых руд и организация никелевого завода на Кубе должны были принести огромные прибыли.

В 1935 г. в районе Никаро-Маяри была проведена разведка никелевых латеритов, и уже к 1943 г. в Никаро был построен никелевый завод. Переработка руд давала 75% извлечения никеля с получением порошковой закиси никеля, после агломерации которой получался синтер с содержанием от 88 до 91% никеля. За два года (1943—1945) завод в Никаро переработал около 1900 тыс. т никелевой руды с содержанием никеля 1,39%. Синтер экспортировался в США.

Одновременно с разработкой никелевой руды в районе Никаро-Маяри американские компании провели поиски на всех латеритных полях Кубы с разведкой наиболее перспективных площадей. Эти работы были полностью подчинены выявлению богатых дешевых руд. В период освоения кубинских латеритов в качестве никелевых руд геологи (Tayer, 1942; Tayer, Guild, 1947; Baragwanath, Chatelain, 1945; De Vetter, 1946, 1955; McMillan, Davis, 1955; Fischer, Dressel, 1959; Levis, Straczck, 1955 и др.) уделяли внимание преимущественно уточнению состава серпентинитового субстрата никеленосных латеритов, характеристике минерального состава рудных тел, оценке их запасов. Детальному минералогическому изучению получаемого при разведке материала, выявлению генезиса руд и условий их формирования уделялось мало внимания. В результате проведенных разведочных работ американские специалисты оценивали запасы никелевых руд Кубы в 126 млн. т с содержанием никеля около 1% и кобальта 0,1%. Кубинские месторождения рассматривались в качестве крупнейшего потенциального резервного источника никеля и кобальта в западном полушарии.

После революции правительство Кубинской республики уделяет большое внимание национальным богатствам страны и в том числе ее недрам. Еще в 1959 г., сразу же после революции, на Кубе было завершено начатое американскими компаниями строительство нового никелевого завода в Моа, на котором руды перерабатываются способом сернокислотного выщелачивания с извлечением 92% никеля и 85% кобальта. Завод выпускает сульфидный концентрат с содержанием от 50 до 55% никеля и 5—6% кобальта. Годовая производительность завода в Моа значительно превышает производительность старого завода в Никаро. В настоящее время Куба ежегодно экспортирует никеля на сумму около 49 млн. долларов, меди — 4,5, марганца — 2,3 и хрома — 0,9 млн. долларов (Núñez, Jiménez, 1969). Естественно, что никелевым рудам и их освоению уделяется особое внимание.

Геологопоисковые, разведочные и горнорудные работы по никелю в послереволюционное время на Кубе планируются и проводятся с последовательным освоением всех площадей никеленосных латеритов. В организации и проведении этих работ на Кубе оказывают помощь специалисты Советского Союза. Советские геологи совместно с кубинскими участвовали в проведении геологической съемки никеленосных районов, в поисках и разведке никелевых руд, в подсчете их запасов.

За время освоения никель-кобальтовой базы республики Куба опубликован ряд статей, освещающих вопросы геологии, минералогии и генезиса никелевых руд Кубы (Adamovich, Chejovich, 1964; Kudelasek, Marchova, Zamarsky, 1966; Linchenat, Schiróková, 1964; Финько, Корин, Формель Кортина, 1968; Корин, Финько, Нуньес Хименес, Формель Кортина, 1967; Бугельский, Формель Кортина, 1968; Cumpera, 1968; Strnad, 1968 и др.).

Перспективные запасы никелевых руд Кубы, по отдельным их видам, в обобщенных цифрах, характеризуются следующими данными — железные латеритные руды: Fe больше 45%, Ni — меньше 1% — 900 млн. т; никелевые латеритные руды: Ni от 1,2 до 1,4% — 430 млн. т; никелевые серпентинитовые руды: Ni от 1,4 до 1,9% — 120 млн. т.

Соотношение никеля к кобальту в рудах равно 10 : 1.

О генезисе никелевых месторождений в коре выветривания серпентинитов Кубы

Прежде чем рассматривать собственно никелевые месторождения, необходимо привести сведения о возрасте и условиях формирования никеленосных кор выветривания Кубы.

Анализ палеогеографических данных в свете установления на Кубе континентальных периодов и связанных с ними кор выветривания выявляет в мезозойско-кайнозойской истории геологического развития Кубы неоднократное существование континентальных режимов с тектоническими и климатическими условиями, благоприятными для формирования мощных кор выветривания на различных породах, в частности, никеленосных кор выветривания на серпентинитах.

История геологического развития Кубы достоверно устанавливается с юрской эпохи, т. е. со времени формирования наиболее древних известных здесь фаунистически охарактеризованных пород.

В юрских и верхнеюрских морских карбонатных отложениях острова известна обильная теплолюбивая фауна, начиная от пластинчатожаберных (*Trigonia* и др.) и головоногих (*Ammonites*) моллюсков до крупных пресмыкающихся (*Plesiozauria*).

Особое значение имеет находка в терригенно-осадочной толще формации Сан-Каэтано в провинции Пинар-дель-Рио отлично сохранившейся многочисленной флоры юрских папоротников, представленной новым родом *Phlebopteris cubaensis* Vajrameiev sp. nov. (Вахрамеев, 1965 г.).

Массовость, сохранность и положение остатков папоротников свидетельствуют о захоронении их на месте произрастания и позволяют полагать, что уже в верхнеюрское время часть Кубы представляла собой сушу (вероятно, архипелаг островов), характеризовавшуюся теплым влажным климатом.

Палеотемпературный анализ (Bowen, 1966) позволяет полагать, что начиная с палеогена в районах к югу от Северной Америки началось постепенное похолодание климата до уровня современной климатической зоны субтропиков.

Таким образом, палеофаунистический и палеотемпературный анализы дают основание считать, что с момента появления первой кубинской суши — в юрском периоде и во все последующие континентальные эпохи поверхность Кубы подвергалась воздействию теплого влажного климата, способствовавшего развитию химического выветривания.

Анализ истории геологического развития Кубы показывает, что в юрское и нижнемеловое время Куба находилась в стадии геосинклинального развития (Пушаровский и др., 1967; Худoley, 1968). В конце нижнемелового и в начале верхнемелового времени началось отмирание геосинклинального режима.

Прекращение геосинклинального развития сопровождалось проявлением складчатых и дизъюнктивных дислокаций, а также внедрением наиболее крупных гипербазитовых массивов (Моа-Баракоа, Пинарес-де-Маяри, массив Сан-Филиппе в провинции Камагуэй и др.) и завершилось существенным поднятием территории в начале верхнего мела. В процессе орогенеза ультрабазитовые тела Кубы претерпели существенные тектонические преобразования. Крупные, пологозалегающие плитообразные по форме, жесткие массивы ультрабазитов Пинарес-де-Маяри, Моа-Баракоа и Сан-Филиппе раскальвались на крупные блоки. Мало-мощные же тела ультрабазитов участвовали в складкообразовании вместе с вмещающими их осадочно-вулканогенными породами (см. статью Н. В. Павлов и др. в настоящем сборнике).

С отмиранием геосинклинального режима были сформированы антиклинальные и синклинальные зоны Кубы (Пушаровский и др., 1967).

В целом после завершения складчатости основную роль в геологической структуре Кубы играли крупные (до 130—150 км по простиранию и до 30—40 км в ширину) пологие антиклинальные поднятия, разделенные такими же пологими впадинами-синклиналями.

Можно полагать, что суша, возникшая в начале мелового периода, представляла собой поднятую над уровнем моря полого-холмистую страну с относительными превышениями в несколько десятков, может быть первых сотен, метров. Особенно благоприятными для образования поверхностей выравнивания были антиклинальные и брахиантиклинальные поднятия блокового строения с неглубоко залегающими в них крупными, площадью в несколько сотен квадратных километров плитообразными массивами ультрабазитов (блок-антиклинали: Пинарес-де-Маяри, Сьерра-де-Кристал, Моа-Баракоа, Камагуэй и др.). Как уже отмечалось, для таких антиклинальных структур уже в то время было типично заложение граничных окраинных разломов и крупных зон дробления, рассекавших массивы ультрабазитов на крупные блоки. В то же время никаких данных о крупных смещениях блоков по этим нарушениям в первую стадию формирования структуры Кубинского региона не обнаружено. Надо полагать, что именно на площади ультраосновных массивов, в ходе эрозивно-абразионных процессов в верхнемеловое время возникли первые поверхности выравнивания.

Таким образом, в верхнемеловое время Куба по климатическим и геоморфологическим данным представляла достаточно благоприятную арену для формирования первичной, т. е. возникающей впервые на свежих, ранее не выветрелых породах коры выветривания.

Никеленосность этой коры выветривания зависела от наличия площадей распространения, степени нарушенности и первичной никеленосности ультрабазитов Кубы.

Массивы ультрабазитов — первоисточник всех рудоносных на никель пород Кубы, располагаются цепью вдоль острова на протяжении около 800 км.

Во всех массивах наиболее распространены гарцбургиты, менее — полосчатый комплекс из перидотитов и дунитов. Собственно дуниты и лерцолиты слагают лишь небольшие участки. Все ультрабазиты серпентинизированы.

Содержание никеля в ультрабазитах Кубы то же, что и в аналогичных породах других никеленосных провинций мира — Новой Каледонии, Урала, Бразилии и др. По данным валового опробования пород, на пло-



Фиг. 1. Схема размещения ультрабазитовых массивов на Кубе

1 — массивы серпентинитов; 2 — рудные районы, обозначенные римскими цифрами

щадях никелевых месторождений наиболее свежие разности перидотитов содержат от 0,18 до 0,28% NiO.

Общая площадь выходов ультрабазитов составляет около 5% современной поверхности Кубы и равна 5150 км². Геологическая история Кубы дает основание полагать, что уже в предмаастрихтское время крупные тела ультрабазитов были значительно эродированы и обнажены, а площадь их выходов на поверхность, вероятно, значительно превышала площадь современных выходов. Такой вывод можно сделать на основании того, что всюду на территории Кубы маастрихтские и третичные отложения перекрывают несогласно массивы ультраосновных пород и содержат в своем составе существенную примесь выветрелого серпентинитового материала, содержание которого резко возрастает близ серпентинитовых массивов. При этом, конечно, надо учитывать, что большая часть мелких серпентинитовых массивов в настоящее время перекрыта покровом пологозалегающих третичных и частично маастрихтских отложений.

Площадь современных выходов на поверхность лишь 22 наиболее крупных массивов (не считая 120 мелких массивов), в окрестностях которых в верхнемеловых, эоценовых и более молодых осадках в изобилии встречается серпентинитовый материал, составляет суммарно около 4,5 тыс. км². В предмаастрихтское время и нижнетретичное, очевидно, она была значительно большей.

Площадь каждого из известных в настоящее время по выходам на поверхность 22 крупных ультрабазитовых массивов (фиг. 1) составляет не менее 100 км², а площадь крупнейшего из них — Пинарес-де-Маяри — Моа-Баракоа достигает 2262 км² (подсчет Ю. Л. Семенова).

Таким образом, поверхность Кубы уже в конце мелового периода могла обеспечить при размыве ультрабазитов значительное поступление никельсодержащего, терригенно-обломочного материала, вхождение которого в состав осадков создавало производные никельсодержащие осадочные породы. В континентальные эпохи выветривания могли сформироваться никеленосные коры выветривания на ультрабазитах, а также на осадочных никеленосных породах.

Известно, что интенсивность процессов выветривания, скорость проникновения этих процессов в толщу пород, возможность миграции нике-

ля и концентрация его зависят от степени трещиноватости серпентинитов на отдельных участках площади их распространения.

Анализ истории тектонического развития крупных ультрабазитовых тел Кубы (Пушаровский и др., 1967; Павлов и др., см. в этом сборнике) и непосредственные наблюдения авторов показывают, что разрывы, секущие серпентиниты со значительными смещениями их отдельных блоков, быстро затухают в покрывающих верхнемеловых и более молодых осадках (плато Пинарес-де-Маяри, р. Пилото, плато Монтекристо и др.). Это свидетельствует о том, что процесс выветривания на площади развития серпентинитов с самого начала развивался путем формирования как площадной, так и линейной коры выветривания.

Первичная никеленосная кора линейной типа развивалась на интенсивно дробленных и трещиноватых серпентинитах в пределах межблоковых и краевых зон тектонического обрамления блоков, заложившихся в теле крупных ультрабазитовых массивов еще в верхнемеловой период становления главных антиклинорных структур Кубы (Пушаровский и др., 1967).

Нарушения зон блокового обрамления отмечены в работах А. Ф. Адамовича и В. Д. Чеховича (1964, 1966), Пушаровского и др. (1967) и наиболее полно описаны О. Кумпера (Kumpfer, 1968) для юго-восточной части блока Пинарес-де-Маяри в районе долины р. Пилото. Примером крупного межблокового нарушения сложного строения может служить разлом, по которому развилась долина р. Моа в ее нижнем течении (Адамович, Чехович, 1966; Корин, Финько, Формель, Кортин, 1967). Серии сближенных крутопадающих разломов и зон смятия серпентинитов северо-восточного простирания прослеживаются в бортах долины р. Моа на расстоянии около 11 км и на глубину до 250 м.

Первичная никеленосная кора выветривания площадного типа с полным профилем развивалась на наиболее выровненных площадях распространения серпентинитов. Вероятно, такие площади представляли контурные поверхности крупных блоков ультрабазитов, отражавшие плоско-пологое залегание кровли крупных серпентинитовых массивов (см. статью Павлова и др. в этом сборнике). Эти блоки являлись наиболее стабильными участками суши древней Кубы. Таким является столбовообразное серпентинитовое плато Пинарес-де-Маяри со слабосхолмленной поверхностью, осложненной единичной вершиной Лома-де-Менсура, выдвинутого тектонического блока. Поверхность этого плато, наклоненная в сторону Атлантического океана, имеет колебание высотных отметок в пределах 200 м, размер плато равен 15×27 км. Со всех сторон оно обрамлено серией региональных разломов и тектонических зон.

Наблюдаемые в настоящее время, в районе Моа — наиболее мощная и богатая линейная, а на плато Пинарес-де-Маяри — типичная площадная, никеленосные коры выветривания не перекрыты какими-либо осадками. Этот факт не дает доказательства их древнего заложения, но и не противоречит такому представлению. На Кубе пока не обнаружено перекрытия относительно полного профиля никеленосной коры выветривания покровом маастрихтских или палеоценовых осадков, т. е. фактов для прямой датировки времени заложения древней коры для Кубы пока не имеется. Однако налегание маастрихтских и третичных отложений на выветрелые (выщелоченные и слабо затронутые нонтронитизацией) серпентиниты установлено в ряде пунктов провинции Ориенте.

Существование древней, домаастрихтской коры выветривания на серпентинитовых массивах Кубы устанавливается косвенно, по наличию типичных продуктов выветривания серпентинита (вплоть до охр) наравне с обломками невыветрелых серпентинитов в терригенно-осадочных толщах маастрихта, перекрывающих серпентинитовые массивы провинции Ориенте в районе г. Сагуа де Танамо.

Маастрихтские отложения представлены здесь толщей зеленовато-серых тонкозернистых алевритов и аргиллитов, чередующихся с прослоями грубозернистых зеленых песчаников и конгломератов. Эта толща, мощностью свыше 100 м, выполняет крупные эрозионные долины, выработанные в серпентинитовом массиве Моа-Баракоа и ранее ошибочно описывалась как туфогенно-осадочные отложения (Adamovich, Chejovich, 1965). Кстати, как было показано А. Ф. Адамовичем и В. Д. Чеховичем, в этом районе на серпентинитовом массиве широко развит древний, домаастрихтский рельеф, обнаженный более поздней эрозией, уничтожившей толщу маастрихтских пород в краевых частях серпентинитового массива Моа-Баракоа (Adamovich, Chejovich, 1965).

Как было установлено нами, сами маастрихтские терригенно-осадочные породы представляют собой продукты переотложения коры выветривания серпентинитов. Они состоят из обломков выветрелых в различной степени серпентинитов (обохренных, нонтронитизированных, керолитизированных, выщелоченных и т. д.), сцементированных тонким материалом тех же пород. Их химический состав в среднем идентичен выщелоченным серпентинитам коры выветривания. Они содержат 34,06—33,37% MgO; 40,80—39,11% SiO₂; 2,75—2,51% FeO; 4,72—3,74% Fe₂O₃; 0,25—0,95% NiO; 0,01—0,3% CoO; 0,29—0,24% Cr₂O₃. Наблюдается обогащение в ряде случаев таких пород окисями никеля и хрома. Содержание никеля часто намного больше, чем в свежих серпентинитах, что несомненно указывает на образование этих своеобразных пород за счет размыва продуктов коры выветривания серпентинитов.

Продукты коры выветривания серпентинитов широко рассеяны также в третичных отложениях провинций Ориенте и Камагуэй и были уже описаны ранее (Финько, Корин, Формель Кортина, 1967; см. также статью Финько и др. в этом сборнике). Крупнейшее на Кубе магнетитовое месторождение Реденсион образовалось за счет переотложения инфильтрационного магнетита из коры выветривания серпентинитов в эоценовых отложениях.

Анализ приведенных данных позволяет считать следующее.

Первичная домаастрихтская кора выветривания на площади наиболее крупного кубинского серпентинитового массива достигала большой мощности. Судя по минеральному составу продуктов выветривания в маастрихтских осадках эта кора выветривания относилась к нонтронитовому профилю. Локально, вероятно, по зонам дробления в ней формировались силицифицированные серпентиниты (бирбириты). Зрелость профиля домаастрихтской коры выветривания отвечала формированию всех зон нонтронитового профиля, начиная от «магнетитовых корней» (выщелоченных и керолитизированных серпентинитов) до никеленосной зоны нонтронитизированных серпентинитов с прожилками никелевых минералов (празопал, никелевый керолит) и зоны охр. Состав продуктов выветривания в маастрихтских осадках свидетельствует о том, что размывались наиболее рыхлые и глинистые продукты выветривания, слагавшие верхние зоны профиля домаастрихтской площадной никеленосной коры выветривания.

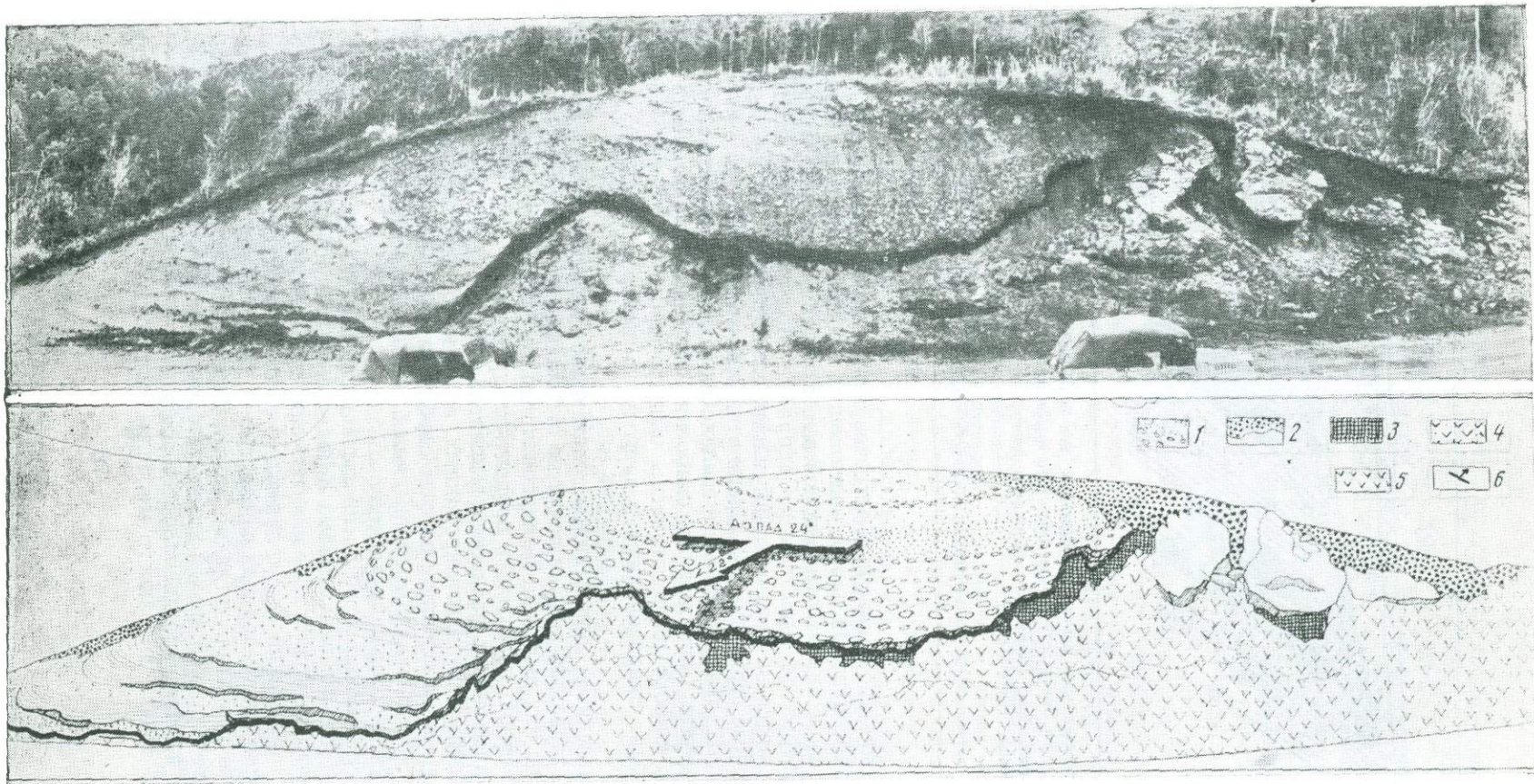
Сопоставление имеющихся данных о первичной никеленосной коре выветривания Кубы с установившимися представлениями о геотектоническом развитии острова в период после завершения ее формирования в маастрихтское и палеоцен-эоценовое время, позволяют в общем виде охарактеризовать основные преобразования, а также вероятный состав и никеленосность остаточных продуктов этой коры.

Наступление маастрихтского моря на Кубинский архипелаг совпадало во времени со складкообразованием юрских и меловых осадков и подвижками жестких блоков ультрабазитовых массивов по ранее заложенным разломам. В этих условиях с субравнинных площадей серпентинитовых массивов размывались и сносились рыхлые продукты выветривания площадной коры выветривания (охры, нонтрониты и нонтронитизированные серпентиниты). Сравнительно плотные выщелоченные серпентиниты, судя по их содержанию в осадочных толщах, размывались незначительно. Линейные коры выветривания, приуроченные к разломам, при блоковых движениях также испытывали перемещения. В приподнятом крыле верхние части этих кор интенсивно размывались с образованием россыпей силицифицированных бирбиритов, в опущенном же крыле часть их могла сохраняться под покровом чехла осадочных пород и обломками свала продуктов линейной коры выветривания взброшенного крыла. Подобные свалы бирбиритов широко распространены в зоне тектонического обрамления плато Пинаре-де-Маяри (Чехович, Адамович, 1963). Такие остатки первичных линейных кор выветривания, «захороненные» под завалами, едва ли могут быть значительными по масштабам и никеленосности, а условия их захоронения не представляются благоприятными для дальнейшего формирования никеленосной коры выветривания при наложении последующих процессов выветривания.

Первичные линейные коры выветривания в межблоковых разломах, не испытавших значительных вертикальных послекоровых смещений, и коры выветривания, развившиеся по нарушениям, лишь частично секущим блоки, залегают под «охраной» плотных пород, предохранявших их от плоскостного смыва. В отдельных случаях при омоложении рельефа и развитии долин вдоль разломов эти коры выветривания также размывались.

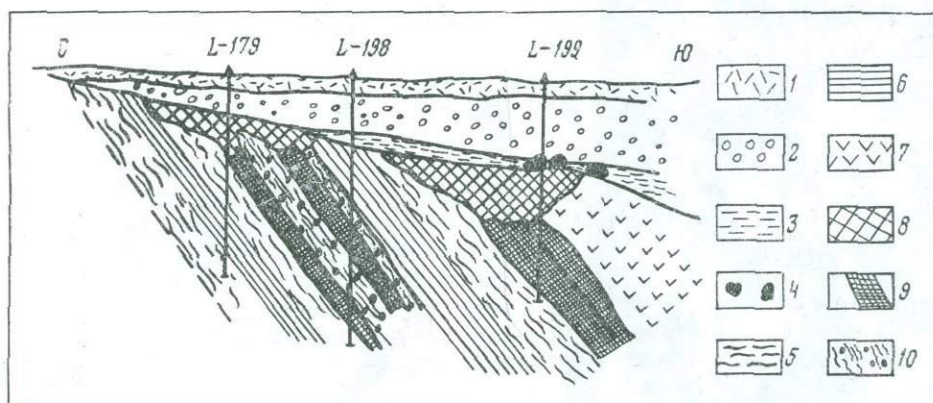
Таким образом, первичная кора выветривания серпентинитов, особенно площадного типа, была значительно размыта еще в предпалеоценовое время. Профили этой древней коры выветривания с сохранившимися рыхлыми продуктами выветривания на современной поверхности встречаются лишь на небольших участках и крайне редко. Так, например, в районе Харагуа (провинция Ориенте) обнаружено два обнажения (фиг. 2), в которых нонтрониты, нонтронитизированные и выщелоченные серпентиниты *in situ* залегают под осадочными породами эоцена. Однако не имеется достаточного основания для отрицания возможности обнаружения более полного профиля древней никеленосной коры под покровом перхнемеловых и палеоценовых отложений на отдельных участках с условиями, благоприятными для ее сохранения, так как площади серпентинитов под покровом этих отложений на Кубе пока еще не вскрыты бурением.

Так, например, в провинции Пинар-дель-Рио мощные зоны окисления сульфидных месторождений, представляющих собой кору выветривания сульфидных рудных тел, перекрыты толщей миоценовых глин (фиг. 3).



Фиг. 2. Залегание коры выветривания серпентинитов под палеоцен-эоценовыми осадочными терригенными отложениями. Район Харагуа, провинция Ориенте. Придорожная выемка трассы Моа — Баракоа

1 — осадочные терригенные отложения палеоцен-эоценового возраста, 2 — охры по серпентинитам, 3 — почторнитизированные серпентиниты, 4 — выщелоченные серпентиниты, 5 — слабо выщелоченные серпентиниты, 6 — элементы залегания осадочной толщи



Фиг. 3. Перекрывание зоны окисления железных руд миоценовыми отложениями. Месторождение Унион-1, провинция Пинар-дель-Рио, по данным А. И. Лисицына

Миоценовые отложения: 1 — глины с обломками пород, 2 — конгломераты, 3 — глины, 4 — обломки бурых железняков; свита Сан-Казтано (J_{1+2}), 5 — глинисто-углистые сланцы, 6 — мидниты (милонитизированные сланцы и песчаники); 7 — порфириды, 8 — бурые железняки (железная шляпа), 9 — колчеданные залежи, 10 — вкрапленность пирита в сланцах и мигматитах

В большинстве обнажений, встреченных по краю распространения меловых и палеоценовых пород, налегающих с северо-запада на серпентинитовые поля с никеленосной корой выветривания предгорий Сьерра-де-Ниппе, Сьерра де Кристалль и Сьерра де Моа видно, что осадочный покров ложится на сравнительно плотные, устойчивые, но не свежие, а выщелоченные серпентиниты. Среди этих серпентинитов, кроме карбонатизированных, окварцованных и выщелоченных серпентинитов с прожилками магнезита (как правило, слабо никеленосными, практически безрудными), широко распространены выщелоченные — пористые, керолитизированные, опализованные и затронутые нонтронитизацией серпентиниты.

Выщелоченные серпентиниты, слагающие нижнюю зону профиля коры выветривания, внешне почти не отличаются от свежих серпентинитов, хотя из них вынесено $2/3$ первоначального содержания MgO и SiO_2 и соответственно повысились процентное содержание NiO и пористость. В минерализованных разностях выщелоченных серпентинитов (нонтронитизированных, керолитизированных, опализованных) содержание никеля возрастает в основном за счет сорбции никеля минералами, заполняющими поры и мелкие трещины, или благодаря замещению части серпентина никельсодержащими минералами.

Установление широкого распространения выщелоченных серпентинитов под покровом верхнемеловых и палеогеновых отложений имеет чрезвычайно важное, принципиальное значение для выяснения генезиса никелевых месторождений Кубы, так как в ее геологической истории кроме предмаастрихтского периода проявлены и более молодые эпохи континентального развития, когда могли формироваться коры выветривания.

Наиболее крупной эпохой континентального развития Кубы в третичное время является позднепалеогенное время — охватывающее период с позднего эоцена до раннего миоцена (или позднего олигоцена). Как

отмечал еще Спенсер (Spencer, 1908), в олигоцене континентальное развитие характерно не только для Кубы, но и для большей части территории Северной и Центральной Америки.

После олигоцена в геологической истории Кубы не было крупных региональных периодов континентального развития, благоприятных для формирования мощных кор выветривания. Верхнеплиоценовый — четвертичный период континентального развития по климатическим условиям был благоприятен для формирования кор выветривания. Однако в это время проявились мощные вертикальные перемещения отдельных тектонических блоков на всей территории Кубы с суммарной амплитудой местами до 800—1000 м. Процессы денудации, активизированные этими движениями, приводят к быстрому уничтожению не только маломощных четвертичных и плиоценовых продуктов выветривания, но и реликтов древнего рельефа с сохранившимися на нем корами выветривания.

Все известные в настоящее время никелевые месторождения Кубы подвергаются энергичному размыву в результате резкого обновления рельефа, связанного с новейшими тектоническими блоковыми поднятиями. Степень проявления этих процессов эрозии зависит от конкретных условий: величины тектонического блока, его гипсометрического положения и т. д.

В первый (домастрихтский) континентальный период кора выветривания формировалась на свежих, впервые обнажившихся породах. Последующие, более молодые коры выветривания развивались как на свежих, вновь обнаженных эрозией серпентинитах, так и на сохранившихся от размыва образованиях нижней зоны профиля первичной коры выветривания. В последнем случае формировалась так называемая наложенная кора выветривания, имеющая свои особенности в распределении никеля по профилю.

Как известно, структурные охры первичной коры выветривания по серпентинитам обычно содержат незначительные количества никеля (0,08—0,4% NiO); он дает повышенные концентрации в нижележащих нонтронитах (от 1,0 до 2,0%) и в выщелоченных серпентинитах (до нескольких % NiO).

На большинстве никелевых месторождений Кубы структурные охры по серпентиниту отличаются высоким содержанием никеля и являются основным объектом эксплуатации. И если на заводе в Никаро перерабатываются нонтронитизированные и выщелоченные серпентиниты и частично охры, то никелевый завод в Моа использует только окисленные руды, состоящие целиком из структурных охр по серпентиниту. Этим никелевые месторождения Кубы отличаются от никелевых месторождений Урала и других районов мира.

Таким образом, по-видимому, на Кубе в маастрихтское и палеоцен-эоценовое время с поверхности пенепленизированных серпентинитовых массивов в значительной степени были смыты рыхлые продукты выветривания домастрихтской коры выветривания. Этот вывод подтверждается многочисленными находками в карбонатно-терригенных маастрихтских и палеоцен-эоценовых отложениях близ серпентинитовых массивов рассеянных рыхлых продуктов выветривания домастрихтской коры выветривания, включая продукты самых верхних ее зон, т. е. структурные охры (Финько, Корин, Формель Кортина, 1967).

Вместе с тем на Кубе отчетливо устанавливается наличие более молодой послемаастрихтской мощной коры выветривания. Она формирует

ся как на поверхности серпентинитовых массивов, так и на дислоцированных палеоцен-эоценовых осадочных (терригенных и карбонатно-терригенных) отложениях. На более молодых третичных осадках неизвестно сколько-нибудь мощных толщ выветрелых пород. Послемастрихтская кора выветривания вероятнее всего имеет олигоценый возраст. Основанием для такого предположения являются следующие данные.

1. Как уже отмечалось выше, в олигоценовое время континентальный режим развития проявился не только на Кубе, но и в Центральной и Северной Америке.

2. Установлено образование никеленосной коры выветривания на палеоцен-эоценовых терригенно-карбонатных отложениях, содержащих переотложенный серпентинитовый материал. Как было показано нами, никеленосные латериты на водораздельной части хр. Сьерра-де-Моа сформировалась частично не за счет серпентинитов, а благодаря выветриванию осадочных пород палеоцен-эоценового возраста, содержащих рассеянный серпентинитовый материал. Таковы, например, латериты разведочных участков Ла-Кларита и частично Монте-Кристо. Факты подобного рода отмечались нами и ранее (Финько и др., 1967). На более молодых, послезоценовых, осадочных породах кор выветривания значительной мощности (свыше 1—2 м) не установлено.

3. На многих серпентинитовых массивах Кубы устанавливаются охристые горизонты, сформировавшиеся по самым нижним зонам древней размытой коры выветривания.

Наиболее отчетливо это проявлено на месторождениях инфильтрационных магнезитов в коре выветривания серпентинитов. Так, в провинции Камагуэй на магнезитовых месторождениях Олай и Син-Репосо зона охр, мощностью в несколько метров, формируется на почти свежих серпентинитах, содержащих большое количество инфильтрационных стяжений магнезита. Надо отметить, что эти месторождения приурочены к выровненной поверхности серпентинитового массива и магнезитовые тела выходят на современную поверхность. Как известно, инфильтрационные месторождения магнезита коры выветривания приурочены только к самым нижним ее горизонтам и образование их возможно только в мощных корах выветривания, за счет магния, освобожденного при выветривании выщележащих горизонтов серпентинитов. На Кубе очень часто можно наблюдать, как на поверхности выравнивания на серпентинитовых массивах выведены мощные жилы магнезита (мощностью от 2—3 м до 6—10 м), по которым, как и по вмещающим их выщелоченным серпентинитам, формируются охры мощностью в несколько метров. Такие магнезитовые жилы выступают, например, на поверхности выравнивания плато Сан-Филиппе в провинции Камагуэй, а также на размытой поверхности серпентинитов холма Баятабо. Этот холм представляет собой поднятый блок серпентинитов; он возвышается над месторождением переотложенного из коры выветривания магнезита Реденсион, приуроченного к грабенообразной депрессии, расположенной близ края серпентинитового массива и выполненной эоценовыми осадками.

В пределах некоторых никелевых месторождений (Пинарес-де-Маяри, Окухаль, Соль Либао, Рамона) на поверхности в ряде случаев вместо зоны структурных охр по серпентинитам наблюдаются мощные (от 4 до 8 м) толщи охристо-кремнистых железистых образований.

Исходя из современных представлений о физико-химических условиях формирования кор выветривания, невозможно представить развитие маг-

незитовых или халцедоново-кварцевых инфильтрационных образований в верхних горизонтах коры выветривания, а тем более — прямо на ее поверхности. Такие инфильтрационные образования чаще всего жильного облика могут формироваться лишь в нижних горизонтах достаточно мощной коры выветривания и при этом только в выщелоченных, особенно трещиноватых серпентинитах, не затронутых процессами обохривания. Залегание магнезитовых или кремнистых образований на современной поверхности серпентинитов несомненно свидетельствует о размыве верхних горизонтов существовавшей здесь ранее мощной коры выветривания. Если же такие инфильтрационные образования вместе с вмещающими их выщелоченными серпентинитами подвергаются на поверхности процессам интенсивного обохривания, то это несомненно свидетельствует о проявлении более молодых процессов выветривания, которые накладываются на продукты древней коры выветривания, сохранившиеся от размыва. Как уже отмечалось выше, никель накапливается в нижних горизонтах коры выветривания — в выщелоченных и нонtronитизированных серпентинитах.

Исходя из отмеченных выше фактов, можно считать, что наложение олигоценового выветривания на остатки размытой домастрихтской коры выветривания серпентинитов Кубы (представленной к этому моменту преимущественно выщелоченными серпентинитами) началось в ряде мест на субстрате, обогащенном никелем в 2—3 раза и более по сравнению со свежими серпентинитами, впервые подвергающимися воздействию процессов выветривания. По общему содержанию никеля наложенная никеленосная кора выветривания может быть более богатой, а, вследствие незавершенности переработки в более молодой коре выветривания устойчивых гипергенных никельсодержащих минералов, ее верхние зоны могут отличаться повышенным содержанием никеля, не свойственным первичной коре выветривания.

Высокое содержание никеля в охристых продуктах выветривания, характерное для никелевых месторождений Кубы, может объясняться наложением олигоценового выветривания на ранее обогащенные никелем нижние горизонты домастрихтской коры выветривания. Возможность сохранения неполностью уничтоженной домастрихтской коры выветривания к началу формирования олигоценовой коры выветривания подтверждается сохранностью домастрихтского рельефа даже на современной поверхности крупнейшего серпентинитового массива Моа-Бараккоа, убедительно доказанной работами А. Ф. Адамовича и В. Д. Чеховича (Adamovich, Chejovich, 1965). Ими показано, что в ряде мест, непосредственно прилежащих к крупнейшему никелевому месторождению Кубы Моа, современный рельеф серпентинитового массива наследует древний домастрихтский рельеф.

Приведенные выше данные свидетельствуют, что большая часть никелевых месторождений Кубы представляет собой сложнообразованную наложенную кору выветривания серпентинитов, сформированную в результате наложения разновозрастных процессов выветривания.

Поскольку в районах никелевых месторождений никеленосные коры выветривания почти всюду залегают на поверхности и не перекрыты осадочными отложениями, в каждом конкретном случае невозможно достоверно установить возраст наложенного выветривания.

С точки зрения возможности сохранения древних никеленосных кор выветривания на Кубе следует иметь в виду, что современные площади

кор выветривания на ультраосновных породах приурочены к их крупным массивам, расположенным в сводах антиклинальных сводовых поднятий с плоско-холмистой поверхностью. Эти массивы играли роль жестких массивов на протяжении всего послегеосинклинального этапа развития Кубы, начиная с позднемезозойского и до настоящего времени.

В этот период они подвергались лишь дизъюнктивным деформациям и блоковым смещениям значительной амплитуды. С наиболее приподнятых мелких блоков рыхлые продукты коры выветривания смывались целиком. На крупных же более стабильных блоках могли сохраниться участки, где процессы омоложения древнего домаастрихтского пенеплена не привели к полному разрушению не только линейных, но и площадных кор выветривания. Сохранившиеся на таких блоках нижние горизонты домаастрихтской коры выветривания явились субстратом для формирования молодой коры выветривания, в том числе и наиболее мощной, возникшей в олигоценовое время.

На опущенных блоках серпентинитовых массивов Кубы, перекрытых более молодыми третичными и маастрихтскими отложениями, могли существовать благоприятные условия для сохранения погребенных никеленосных кор выветривания. Отсутствие в настоящее время прямых доказательств существования таких кор выветривания связано главным образом со слабой изученностью глубинного строения периферических зон серпентинитовых массивов. При разбурировании маастрихтских и третичных отложений, залегающих на краевых опущенных блоках серпентинитовых массивов, такие погребенные коры выветривания безусловно будут вскрыты, что позволит более детально выяснить возрастные границы и время их формирования.

Взгляды на генезис и возраст никелевых месторождений Кубы, развиваемые нами, подтверждаются данными ряда авторов, которые так или иначе пытались осветить вопросы возраста этих месторождений.

Уже отмечалось, что Спенсер (Spencer, 1908, 1912) считал никелевые и железные латеритовые руды третичными, а возраст древних поверхностей выравнивания, на которых они залегают, — олигоценовым.

Весьма интересные соображения о генезисе кубинских никеленосных продуктов выветривания высказал Ж. Стрнад (Strnad, 1968). Он рассматривает вопрос формирования «карманов» кор выветривания в связи с трещиноватостью серпентинитов и детально анализирует распределение никеля в породах и рудах ряда никелевых месторождений Кубы. Ж. Стрнад доказывает, что наличие в профиле никеленосной коры выветривания богатых участков обусловлено наложением процессов выветривания с дополнительной концентрацией никеля за счет остатков древних кор. В связи с этим он указывает, что для Кубы в целом характерно трехчленное строение никеленосной коры выветривания (сверху — зона обеднения, в середине — зона среднего содержания, внизу — зона обогащения никелем, в то время как значительное обогащение серпентинитов никелем близ поверхности проявляется локально. Древнее выветривание может иметь допалеогеновый возраст, но позже на остатки этих кор выветривания и на свежие серпентиниты накладывались более молодые процессы прогрессивно развивавшегося выветривания.

Де Влеттер (De Vletter, 1955) относит кубинские латериты к остаточным продуктам выветривания, образование которых началось в верхнетретичное время и продолжается до сих пор.

Очень большая группа исследователей вообще не касается вопроса

о возрасте кор выветривания Кубы, просто признавая латериты остаточными продуктами выветривания. Ряд геологов относит время их формирования к плиоцен — четвертичному возрасту. Наиболее типичными сторонниками представлений о молодом возрасте кубинских никеленосных кор выветривания являются А. Ф. Адамович и В. Д. Чехович (1963, 1964, 1966) и А. Линченат и И. Широкова (1964).

Два первых автора связывают возникновение латеритов Кубы с развитием кор выветривания на абразионно-денудационных поверхностях — террасах. Ссылаясь на геоморфологические исследования Коррала (Coggall, 1944), образование террас они относят к плиоцен — четвертичному времени. При этом они выделяют: I — латериты в коренном залегании; II — латериты с нарушенным залеганием; III — латериты делювиально-пролювиальные переотложенные, залегающие на образованиях первых двух типов. По мнению А. Ф. Адамовича и В. Д. Чеховича формирование латеритов на участках, испытывавших воздымание, опережалось процессами размыва; на более низких уровнях, с медленным подъемом, на террасах накапливались продукты выветривания, залегающие *in situ*; на нижних террасах помимо формирования собственной коры, отлагались рыхлые переотложенные продукты выветривания, смываемые с верхних террас.

Представления о молодом возрасте никеленосной коры выветривания, развитой в настоящее время на серпентинитах Кубы, авторы аргументируют тем, что они нигде не наблюдались ими под третичными отложениями, трансгрессивно налегающими на серпентиниты. Анализа никеленосности сравнительно плотных выщелоченных серпентинитов, залегающих под покровом третичных отложений, в работах этих авторов не приводится.

А. Линченат и И. Я. Широкова (Linchenat, Shirokova, 1964) также связывают образование никеленосных кор с выветриванием ультрабазитов на поверхности террас, различных по высоте, а возраст этих кор выветривания считают верхнетретичным — современным. Однако, в отличие от многих предыдущих исследователей, они обратили внимание на значительное распространение нонтронитов в нижней части латеритных кор выветривания района плато Пинарес-де-Маяри. Но поскольку, нонтрониты образуются в щелочной среде, то авторы предполагают, что до пенеппенизации на поверхности плато Пинарес-де-Маяри залегали третичные известняки, которые наблюдаются сейчас в окружающих его долинах. При пенеппенизации приподнятого блока плато Пинарес-де-Маяри известняки разрушались вместе с серпентинитами; воды, обогащенные $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, проникали в выветривающиеся породы и создавали среду, благоприятную для образования нонтронитов, ниже которых выпадали карбонаты. По мнению этих авторов, латеритизация наложилась на нонтронитовый профиль позже, когда покров известняков уже был полностью уничтожен.

Следует отметить, что представления А. Линчената и И. Я. Широковой о существовании кровли третичных известняков на плато Пинарес-де-Маяри и в районе Никаро никак не доказываются и противоречат данным истории развития этого района. По-видимому, правильнее образование нонтронитового профиля связать с древним выветриванием, которое было сходным с условиями формирования известных никелевых кор выветривания Урала. Помимо того, нонтронитовому профилю района Никаро нельзя приписывать исключительных — территориальных усло-

вий, так как нонтронитизированные серпентиниты выявлены практически во всех районах Кубы.

Таким образом, в настоящее время имеются мнения и доводы как о древнем предпалеогеновом, так и о более молодом, вплоть до современного, возрасте никеленосных кор выветривания Кубы.

Авторам настоящей статьи такое положение с определением возраста кор выветривания Кубы на данной стадии их изученности представляется вполне естественным. Оно обусловлено процессом постепенного выявления и накопления фактов, построения и аргументации гипотез и анализа отдельных явлений геологами различного профиля.

Специалисты, занимавшиеся в основном изучением вещественного состава руд и их оценкой, почти не затрагивали вопросов возраста, чаще всего присоединяясь к мнению геологов, считавших коры выветривания Кубы за современные образования, так как нигде нет покрывающих их осадков. Только более квалифицированное исследование вещественного состава руд, проведенное Ж. Стрнадом (Strnad, 1968), привело к выводу о наличии древних никеленосных кор выветривания и наложений на их остатки более молодого выветривания.

Исследователи регионально-геологического профиля уже на ранних стадиях изучения кубинских латеритов усматривали их древнее «заложение», не отрицая и наличия современных молодых процессов выветривания. Стратиграфические и тектонические исследования, не уделяя специального внимания никеленосным корам выветривания, фактически выявили эпохи образования кор выветривания и геоморфологические условия их формирования в эти эпохи. В настоящее время уже имеется богатый фактический материал, анализ которого показывает, что объяснение сложного формирования кор выветривания Кубы наложением молодых процессов выветривания на остатки древних кор с последующим их преобразованием, не должно вызывать принципиальных возражений. В определенной мере этим можно объяснить казалось бы несовместимые доводы различных исследователей в пользу древнего либо молодого возраста кубинских никеленосных кор выветривания.

Так как многовозрастная кора выветривания, помимо проявления ряда этапов ее формирования, отличалась качественно иными геохимическими процессами, вызывающими новый количественный эффект концентрации никеля, мы кратко осветим принимаемую нами принципиальную схему образования кубинской никеленосной коры выветривания, используя способ теоретического моделирования.

В качестве первого этапа формирования никеленосных латеритов Кубы принимается процесс образования премаастрихтской коры выветривания на ультрабазитах, имеющей нонтронитовый профиль.

Максимальное развитие коры выветривания проявляется на участках сильно трещиноватых ультрабазитов, где активные грунтовые воды воздействуют на большую площадь поверхности одного и того же объема породы (при прочих равных условиях — пенемена, положения уровня грунтовых вод, климата и микрорельефа). В связи с этим кора выветривания не представляет сплошного покрова и в различных по трещиноватости участках имеет также неодинаковую мощность и степень развития.

Как известно ультрабазиты Кубы содержат примерно 0,2% никеля, а количество никеля в охрах обычно бывает ненамного больше, чем в малоизмененном серпентините (Гинзбург, 1947).

Исходя из одинакового содержания никеля в исходных породах, следует допустить, что верхняя зона охр в нонтронитовой древней коре выветривания Кубы также характеризовалась выносом никеля. Охры этой зоны представляли типичный безрудный материал. В нижележащих зонах коры выветривания за счет охр происходило накопление никеля.

Не будет ошибкой считать, что на раннем этапе формирования премаастрихтской коры выветривания Кубы, т. е. с начала выщелачивания серпентинитов близ поверхности, а затем с распространения этого процесса вниз, все время ниже «горизонта выщелачивания», в профиле коры выветривания существовали и условия повышенного pH. Под нонтронитами, в зоне повышенной щелочности с $\text{pH}=8$, создававшей своеобразный геохимический барьер, должен был высаживаться из нисходящих гипергенных растворов содержащийся в них никель.

При этом участки с промышленным содержанием никеля в древней коре выветривания возникли лишь там, где имелись благоприятные условия для концентрации этого металла, выносимого с большой площади и объема выветривающейся породы.

Второй этап развития никеленосных кор выветривания на Кубе (маастрихт-эоцен) выразился в их неоднократном размыве и уничтожении рыхлых, охристых безрудных продуктов верхней части профиля коры выветривания, частичном размыве нонтронитов при значительном сохранении выщелоченных обогащенным никелем, достаточно стойких механически серпентинитов, слагающих основание никеленосных кор выветривания.

Рыхлые продукты древней коры выветривания могли сохраниться лишь в локальных участках, в глубоких «карманах» среди сравнительно плотных серпентинитов, приуроченных к зонам тектонических нарушений.

В олигоцене на Кубе эродированная поверхность ультрабазитовых массивов с остатками древней коры выветривания подверглась латеритному выветриванию.

И. И. Гинзбург (1947) писал «...наиболее распространенными процессами наложения на остаточной коре являются процессы ее обохривания или ожелезнения... Обохриваются не только нонтронитизированные, но и выщелоченные серпентиниты в разных своих горизонтах вплоть до магнетитов...».

Геохимия процесса латеритизации остаточных продуктов древнего выветривания отличается от латеритизации свежих серпентинитов. При латеритизации эродированной остаточной коры выветривания исходным материалом обохривания служит нонтронит или главным образом выщелоченный серпентинит. Они содержат значительно меньшие количества Mg, SiO_2 , но обогащены никелем в 5—10 раз больше по сравнению с серпентинитом. При этом (Гинзбург, 1947) большая часть никеля, поглощенного продуктами первичной коры выветривания, становится необменной, поскольку водные силикаты никеля и магния весьма стойки в гипергенных условиях.

Следовательно, при процессе латеритизации кубинской древней коры выветривания, т. е. при обохривании нонтронитов и выщелоченных серпентинитов, возникали охры с высоким (1—1,5%) содержанием никеля.

Поскольку из нонтронитов и выщелоченных серпентинитов уже в процессе первичного выветривания были в значительной мере вынесены

MgO, CaO и SiO₂, при латеритизации не могло возникать существенных скоплений карбонатных минералов. Это положение полностью подтверждается геологическими наблюдениями в карьерах кубинских никелевых месторождений.

Отмеченные этапы формирования кубинской никеленосной коры выветривания по масштабу явлений, площади распространения и, наконец, по массе рудоносных толщ несравнимы с этапом молодого — современного образования кор выветривания. Современные коры наблюдаются на поверхностях некоторых террас (морских и речных), пенепленов и т. п. Они образуются при временно возникающих, стабильных условиях на отдельных участках современного рельефа и местами также накладываются на древние коры выветривания и латериты.

Тектонический режим плейстоцен — четвертичного времени был более активным в геологической истории Кубы. Ю. М. Пущаровский, А. Л. Книппер и Пуиг-Рифа М. (1967) так характеризуют современную тектоническую обстановку Кубы: «...прямые факты, доказывающие современное движение поднятий, заключаются в образовании узких каньонообразных долин с глубокими врезами и развитием террас. На движения опускания указывают образования торфяников и погребенные ниже уровня моря морские террасы».

Территория Кубы в четвертичное время была расчленена омоложенными старыми и новыми тектоническими нарушениями на тектонические блоки, причем одни из них испытали воздымание, а другие — погружение.

Можно с уверенностью сказать, что на поднятых блоках древняя кора выветривания должна быть основательно размыва, т. е. практически на ней уничтожен слой рыхлых продуктов, на блоках же, испытавших незначительные подвижки, никеленосная кора выветривания сохранилась. На опущенных блоках кора выветривания по ультрабазитам могла сохраниться лучше всего.

Во всяком случае на месторождении Моа сейчас наблюдается срез никеленосной толщи склонами омоложенной долины р. Моа. На месторождении Пинарес-де-Маяри в ограничивающих плато обрывах местами обнажаются нонтрониты. Ежегодно, в период ливней рыхлые охры смываются с поверхности латеритных полей там, где на них отсутствует почвенно-растительный покров.

НИКЕЛЕВОРУДНЫЕ РАЙОНЫ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУБЫ

В пределах серпентинитовых массивов Кубы выделяются площади никеленосных латеритных продуктов выветривания с содержанием никеля выше 0,7% и мощностью не менее 1 м. Эти площади образуют рудные никелевые районы, включающие все силикатные месторождения никеля. К никелевым районам также тяготеют сопредельные участки распространения переотложенных продуктов выветривания, которые слагают часть маастрихтских терригенно-осадочных толщ и латеритов, сформированных на терригенно-известковистых образованиях эоцена и имеющих повышенную никеленосность (около 1%), т. е. являются возможным резервом никелевого сырья.

В северо-западной части Кубы в пределах плато Кахальбана находится никелевый район провинции Пинар-дель-Рио. Плато представляет собой тектонически обрамленный блок, сложенный серпентинитами, оно вытянуто в субширотном направлении и возвышается над окружающей местностью на 100—140 м. На полого-холмистой поверхности плато, площадью около 50 км², лежит покров латеритной никеленосной коры выветривания, мощностью от 0 до 25 м, в среднем 2,5—3 м. Местами на дневную поверхность выходят плотные, выщелоченные серпентиниты. Наибольшую мощность кора выветривания имеет в тектонических зонах — трещиноватых серпентинитах. Никеленосные продукты представлены охрами, охристо-кремнистыми образованиями и выщелоченными серпентинитами, нередко затронутыми нонтронитизацией. Среднее содержание никеля в латеритах составляет 1,23%, а железа 41,5%. Запасы таких руд, по данным разведки, не превышают 22 млн. т. Район относится к резервной площади.

Далее, к восток-юго-востоку от провинции Пинар-дель-Рио, на территории провинций Гавана, Матансас и Санта-Клара, т. е. на протяжении почти 500 км, серпентинитовые массивы образуют сравнительно небольшие, разрозненные поля; на отдельных из них (Мадруга, Сан-Мигель-де-Лос-Баньос и др.) встречаются участки с остатками глубоко эродированной никеленосной коры выветривания нонтронитового профиля и линейного типа.

Второй никеленосный рудный район расположен в центре провинции Камагуэй. Он приурочен к плато Сан-Филиппе. Площадь плато около 130 км². Оно, как и плато Кахальбана, почти со всех сторон обрамлено тектоническими нарушениями. Поверхность плато имеет отметки от 120 до 150 м абс. высоты и возвышается над окружающей равниной примерно на 50 м. Рельеф поверхности плато полого холмистый, почти равнинный. Основание плато сложено серпентинитами, в верхней части почти повсеместно имеющими плотный конкреционно-железистый панцирь латеритов. Местами этот панцирь, сложенный сросшимися бовово-оолитовыми и неправильными железистыми конкрециями, включает прожилки зеленых, желтых и белых опалов, последние нередко достигают мощности в несколько десятков сантиметров и в центральной части сложены магнезитом. Эти жилы и прожилки окремнелого магнезита образуют кулисообразные, иногда пересекающиеся зоны, отражающие систему зон нарушений и общей трещиноватости серпентинитов.

Под конкреционным железистым панцирем, а местами обнажаясь, выходя на дневную поверхность, залегают охристо-кремнистые образования, сохранившие реликтовую структуру серпентинита. В обрывах современных ручьев, глубоко рассекающих железистый панцирь по краям плато, наблюдаются переходы охристо-кремнистых и железистых образований в нонтронитизированные, частично обохренные и выщелоченные серпентиниты. Местами мощность нонтронитов достигает первых метров, а в выщелоченных серпентинитах по трещинам наблюдаются прожилки празопала и примазки никелевых силикатов.

По разведочным данным на большей части плато охристо-железистые и нонтронитовые продукты выветривания серпентинитов имеют среднюю мощность около 10 м и содержат в среднем 0,76% никеля и 45% железа. Нижние зоны коры выветривания сложены сравнительно плотными выщелоченными серпентинитами с повышенным содержанием никеля в участках, содержащих никелевые силикаты. Никеленосные серпентини-

ты не разведаны, и их запасы не установлены. Приблизительные запасы бедных никелем железистых латеритов составляют 450 млн. т.

Кроме плато Сан Филиппе в провинции Камагуэй имеются еще несколько серпентинитовых полей, но на них встречаются только остатки глубоко эродированной коры выветривания нонtronитового типа, обычно завуалированные маломощным чехлом наложившихся латеритов. Так, например, магнетитовые месторождения Син Репосо и Олая представляют выходы на дневную поверхность корней коры выветривания в виде магнетитовых жил, сформировавшихся в зоне трещиноватых серпентинитов. Эти жилы срезаны молодым рельефом и сцементированы маломощными железистыми латеритами, имеющими широкое, хотя и не повсеместное, площадное распространение.

В другом месте провинции Камагуэй на плоской вершине, выделяющейся в плоском рельефе месторождения Реденсион, обнажаются сетчатые окремненные серпентиниты с опал-халцедоновыми пестроокрашенными жилами и прожилками опала и празопала. Ниже по склонам высоты, сложенным выщелоченными серпентинитами, прожилки опалов и халцедонов сменяются жилами кальцита и магнезита, иногда залегающими в карбонатизированных выщелоченных серпентинитах.

На соседних серпентинитовых возвышенностях также встречаются остатки глубоко эродированной коры выветривания. Примечательно, что в депрессии, граничащей с обширными полями выходов серпентинитов, к которой приурочено крупнейшее на Кубе терригенно-осадочное магнетитовое месторождение Реденсион, осадочная толща, мощность которой превосходит несколько сот метров, сложена продуктами выветривания серпентинитов. По изменению минерального состава эта толща представляет перевернутый — переотложенный профиль коры выветривания нонtronитового типа (Финько и др. 1967). К сожалению, ни одна скважина на месторождении не прошла полностью осадочной толщи и не вскрыла коренных пород. Поэтому пока еще неясно, находится ли в основании депрессии опущенный блок серпентинитового массива и сохранилась ли на нем кора выветривания.

В целом можно отметить, что в серпентинитовых полях провинции Камагуэй бедные никелем железистые руды приурочены к наиболее крупному единому тектоническому блоку Сан Филиппе со сравнительно выровненной поверхностью. На относительно приподнятых серпентинитовых блоках меньших размеров сохранились лишь остатки нижних зон коры выветривания нонtronитового типа, а также окремненные и карбонатизированные серпентиниты в зонах тектонически нарушенных пород. Рыхлая часть продуктов выветривания на них смыта.

В 250 км юго-восточнее г. Камагуэя, в окрестностях г. Ольгин известно еще несколько широтно вытянутых сближенных полей серпентинитов, представляющих собой выходы на поверхность маломощного пластообразного, смятого в складки ультрабазитового массива. Серпентиниты представлены выщелоченными и карбонатизированными разностями. Маломощная латеритизация и обохривание распространены крайне ограниченно. Содержание никеля в этих серпентинитах невысоко, и район не имеет промышленного значения. Следует отметить, что в верхнемеловых осадках, развитых близ этих полей, в изобилии встречаются продукты коры выветривания серпентинитов (Книппер и др., 1967). Вероятно, в предмаастрихтский период на выходе пластообразного тела ультрабазитов образовалась довольно мощная первичная кора выветривания,

давшая материал для формирования терригенно-осадочных толщ верхнего мела. Позже массив был смят в складки, которые частично были эродированы. Вследствие этого площадь выходов серпентинитов значительно уменьшилась и рельеф сделался менее устойчивым в отношении процессов денудации. Таким образом, были утеряны условия, способствующие дальнейшему формированию и сохранению никеленосных кор выветривания в этом районе.

Вдоль северного побережья провинции Ориенте на протяжении 150 км расположено несколько крупных полей ультрабазитов. Они представляют собой тектонические блоки единого ультрабазитового массива, расчлененные и смещенные относительно друг друга.

Смещения блоков по сравнению с общими размерами массива незначительны, поэтому выявляется весьма пологое брахикупольное строение его поверхности.

Кора выветривания сохранилась не на всей поверхности массива. На наиболее приподнятых блоках области его свода она (особенно ее рыхлая часть) смыта почти нацело даже на плоских реликтовых поверхностях пенеплена и в его бессточных котловинах (Núñez Jiménez A., 1968). Наибольшие площади латеритной никеленосной коры выветривания отмечаются на крупных выровненных поверхностях блоков, слагающих ступенеобразные склоны массива. На крутых склонах, в глубоких межблоковых разработанных эрозией долинах, кора выветривания, как правило, отсутствует. Здесь встречаются лишь редкие участки сохранившейся на склонах линейной коры выветривания, которая до размыва выполняла глубокие «карманы», приуроченные к зонам дробления.

По подсчетам А. Ф. Адамовича и В. Д. Чеховича (1964), никеленосная латеритная кора, мощностью более 1 м, в провинции Ориенте занимает около 25% площади выходов серпентинитов на поверхность. Общая площадь промышленно-ценной никеленосной коры этой провинции составляет около 550 км², а остальные 1700 км² серпентинитовых полей района не только безрудны, но и мощность коры выветривания на них не превышает 1 м либо она вовсе отсутствует.

Существенно, что отмеченные 550 км² рудоносной коры образуют три естественно разобщенных района, в которых имеются отдельные крупные поля или группы сближенных никеленосных латеритовых полей, несколько отличающихся друг от друга строением и типом рудоносных продуктов.

На северо-западе провинции Ориенте располагается рудное поле площадной никеленосной коры выветривания на серпентинитах — Пинарес-де-Маяри. Его площадь составляет около 2200 км², из них на 120—150 км² распространена кора выветривания с промышленным содержанием никеля.

На севере провинции размещается рудный район Никаро, общей площадью около 100—120 км². Никелевое оруденение в этом районе локализовано на отдельных участках в останцах никеленосной коры смешанного, линейно-площадного типа. Сохранившиеся от размыва участки коры выветривания серпентинитов, богатые никелем, образуют никелевые месторождения Соль Либамо, Ромона, Окухаль и др.

На северо-востоке провинции находится обширный никеленосный район Моа с общей площадью никеленосных кор выветривания около 250 км². Здесь имеются рудные площади с корой выветривания площадного типа, смешанной линейно-площадной и линейной корой выветрива-

ния. Наиболее типичным представителем кубинских никелевых месторождений в коре выветривания линейного типа, является рудное поле, образованное площадью месторождения Моа и прилегающих к нему рудных участков: с юга — Атлантик, с севера — Плая Ла Вака. Общая площадь этого рудного поля составляет около 35 км².

Выше были кратко описаны рудные районы Кахальбана и Сан Филиппе, имеющие резервное значение, и дана общая характеристика оруденения других районов, в пределах которых имеются промышленные объекты. Ниже приводится более подробное описание рудных полей Пинарес-де-Маяри и Моа, которые дают полное представление о главных типах никелевых месторождений Кубы в коре выветривания серпентинитов.

Никелевое рудное поле (месторождение) Пинарес-де-Маяри

Крупное никелевое месторождение Пинарес-де-Маяри приурочено к типичному столовому плато того же названия. Плато это вытянуто в северо-восточном направлении на 20—24 км при ширине 6—8 км. Общая его конфигурация прямоугольная с ориентировкой сторон, параллельной простиранию ограничивающих его региональных зон тектонических нарушений (аз. 312° и 45°).

Плато возвышается над окружающей местностью на 300—400 м, имеет крутые склоны (30—45°), выполаживающиеся до 30 и 15° в нижних частях. Граница плато резкая, на северо-востоке она следует по горизонтали +500 м, а на юго-востоке по горизонтали +600 м. Средняя часть его местами приподнята до отметки +800 м. На юго-западе плато имеется резко выступающий холм — Лома де-Менсура с плоской вершиной, представляющий небольшой тектонический блок, выдвинутый вверх, примерно, на 200 м. Поверхность плато отличается плоским рельефом с чередованием пологих широких долин и холмов, что типично для пенеплена. Линия границы плато извилиста за счет глубокого вреза ручьев и временных потоков в его склоны. Пологие долины резко переходят в узкие V-образные долины на его склонах. Долины ручьев плато часто висят, а ручьи образуют водопады.

Из 180—190 км² поверхности плато Пинарес-де-Маяри на 60—80 км² распространена рудоносная кора выветривания, она представляет собой рудное поле, приуроченное к типичному останцу древнего пенеплена, сохранившемуся на фоне нового, омоложенного рельефа.

Геолого-структурная позиция плато Пинарес-де-Маяри определяется прежде всего тем, что оно сложено относительно однородными по составу, степени серпентинизации и тектонической нарушенности ультрабазиитами и представляет собой крупный единый надканальный блок массива Маяри Баракоа (см. статью Павлова и др. в этом сборнике). По данным гравиметрии непосредственно в надканальном участке мощность массива достигает 4—5 км, а в прикорневой области в районе Пинарес-де-Маяри она составляет около 10—12 км (Семенов, 1968).

Прямоугольная в плане площадь блока Пинарес-де-Маяри обрамлена региональными тектоническими нарушениями. Вдоль северо-западного подножья плато на протяжении 18—20 км прослеживается серия северо-восточных (аз. 48°) разломов, амплитуда вертикального смещения по которым изменяется от 40 до 200 м. По А. Ф. Адамовичу (1964) это —

серии разрывов, отражающие разломы глубокого заложения. На северо-востоке обрамление представлено разломами северо-западного (аз. 290—330°) простирания, они смещают кроющие серпентиниты олигоценовые осадки и дробят бирбиритизированные древние окварцованные зоны дробления серпентинитов. По этим нарушениям развилась долина р. Маяри, ограничивающая плато с востока. А. Ф. Адамович (1964) отмечает, что местами эти нарушения оформляют поднятие следующего, восточного, блока тела ультрабазитов на 600—800 м по отношению к уровню дна долины р. Маяри. С запада плато ограничивают крупные разломы северо-западного простирания (аз. 325°), оперенные серией субмеридиональных нарушений. С юго-востока эскарп плато ограничен региональной зоной северо-восточных (аз. 55°) разломов долины р. Пилото, выраженных в рельефе рядом сглаженных ступеней.

Обрамленный разломами блок рудного поля Пинарес-де-Маяри выступает среди окружающих его впадин — с севера это впадина Ниппе, с запада — Кокум, с юга — Восточно-Кубинский синклинорий, — выполненных мощной толщей неоген-палеогеновых и четвертичных отложений.

Характеристика истории формирования блока получена в результате геолого-структурных исследований в зоне юго-восточного тектонического обрамления плато Пинарес-де-Маяри, проведенных О. Кумпера (Симпрега, 1968) с группой кубинских геологов, в числе которых был один из авторов настоящей статьи. Здесь выделяются три региональных СВ нарушения: 1 — разлом Санта Роса, протяженностью 9 км, проходящий по краю плато; 2 — разломы долины Рио Пилото, прослеживающиеся на расстоянии более 20 км. Эти разломы смещают блоки серпентинитов и осадочных пород; мощность милонитов и дробленых серпентинитов достигает местами до 15 м. Вертикальное смещение по разломам этой зоны в районе Ла Эстрелья превышает 100 м; 3 — зона Пиналито Абуденсия, проходит уже в 3—4 км к юго-востоку от края плато, представлена разломами северо-восточного простирания, фиксирующими нижние ступени рельефа в основании плато.

Протяженные зоны северо-восточных нарушений с крутым падением на юг-юго-восток пересекаются крупными разломами северо-западного простирания. По времени образования все эти нарушения близко одновременны по наблюдениям О. Кумпера (Симпрега, 1968). В местах их пересечения возникают субмеридиональные зоны дробления и милонитизации. Выделяются четыре зоны северо-западных нарушений: 1 — зона Пиналито, 2 — зона Альто-де-Эстрелья, 3 — зона Санта Рита и 4 — зона Ла-Кларидад. Протяженность этих зон около 4 км; по ним отмечаются не только вертикальные, но и горизонтальные смещения, захватывающие как осадочные породы, так и ультрабазиты.

Северо-восточные и северо-западные разрывы осложнены многочисленными параллельными и оперяющими нарушениями; тем не менее они вполне отчетливо образуют у юго-восточного подножья плато Пинарес-де-Маяри ряд ступенчато расположенных тектонических блоков площадью от 3 до 20 км². Выделяются шесть крупных блоков: Центральный, Ла-Сакаррона, Пинар Редондо, Ла-Эстрелья, Пилото дель-Медно, Ла-Кларидад. На основе анализа фаций и мощностей верхнемеловых — эоценовых пород в пределах этих блоков О. Кумпера (Симпрега, 1968) убедительно показывает различия истории развития этих блоков и реконструирует последовательность тектонических движений центрального блока, т. е. плато Пинарес-де-Маяри. Сравнивая состав и мощность

блоков Пинар Редондо, непосредственно прилежащего к плато, и Пилого дель-Медио, отстоящего от его края на 4 км к юго-востоку, автор отмечает наличие мощной толщи конгломератов серии Ла-Пикота на первом блоке и маломощных пластов конгломератов во втором. Формация Санта Рита представлена фораминиферовыми песчаниками и известняками на первом блоке и тонкокристаллическими известняками на втором. На первом блоке формация Чарко Редондо сложена илистыми известняками свиты Наранхо, отсутствующими во втором блоке и т. д.

В результате анализа фаций и мощностей осадков в блоках О. Кумпера приходит к следующим выводам. 1. В конце нижнего — начале верхнего мела произошли поднятия и денудация возвышенности серпентинитового поля с образованием пенеплена и формированием коры выветривания. 2. Разломы, возникшие в конце верхнего мела в связи с новым поднятием территории, разбили пенеплен на отдельные блоки, что привело к новому циклу денудации в маастрихтское время. 3. В маастрихте произошло переотложение кластического материала периода континентальной денудации. При этом происходили дифференциальные движения по блокам с формированием слоев конгломератов различного состава и мощности. 4. Поднятые центральные блоки плато в маастрихт — палеоценовое время не покрывались морем. Южные блоки в это время испытывали дифференциальное погружение и затоплялись морем. 5. Дифференциальные движения вызывали денудацию поверхности одних блоков и накопление осадков на поверхности других, что в общем приводило к нивелированию поверхности по окраинам ультрабазитового массива. 6. В позднем палеоцене весь район испытывал погружение, однако в центральной части плато сохранялась суша, окруженная мелководьем. 7. В эоцене после погружения последовало поднятие уже сравнительно выровненной, пенепленизированной поверхности всего плато и прилегающих к нему районов.

Автор этих исследований заканчивает анализ развития структуры плато Пинарес-де-Маяри сравнением с геологическим строением южной части провинции Ориенте, т. е. с районом горных складчатых сооружений Сьерра-Маэстра. Район Пинарес-де-Маяри представлен мощным интрузивом ультрабазитов типа лакколита, на окраине которого осадочные толщи (от маастрихтских до четвертичных включительно) имеют мощность, не превышающую 300 м. Эти же толщи в хребте Сьерра-Маэстра образуют толщи, переслаивающихся осадочных и эффузивно-осадочных пород мощностью не менее 6000 м, при отсутствии крупных интрузивных тел. Горообразовательные процессы в районе Пинарес-де-Маяри привели к блоковому расчленению ультрабазитового тела, особенно в его крайних частях, сопровождавшемуся межблоковыми подвижками по крупным разломам. В целом для массива сохранялась плоскокупольная структура поверхности. В хребте Сьерра-Маэстра накопление осадков сопровождалось прогибанием района, а горообразование проявилось развитием складок и в общем виде частой сменой рельефа разного возраста.

На современной поверхности плато Пинарес-де-Маяри обнажаются различные по составу и никеленосности продукты выветривания серпентинитов, отражающие глубину эрозионного среза коры выветривания, поскольку она имеет профиль зонального строения.

Многолетняя практика разведки и эксплуатации кубинских никелевых месторождений привела к наиболее рациональному делению профи-

ля никеленосной коры на зоны по минеральному составу. Это позволяет устанавливать тип коры выветривания в полевых условиях при прохождении горных выработок и скважин и построение геологических разрезов и карт. Никеленосность продуктов выветривания (и содержание в них железа) определяется на основе химических анализов пометровых проб. По этим данным строятся профили и погоризонтные планы для подсчета запасов.

Приведенное деление профиля коры выветривания, принятое геологами-разведчиками и оправдывающее себя в горно-разведочной практике, не отражает деталей изменения минерального состава и структуры материала, которые улавливаются при визуальных наблюдениях в поле и позволяют судить о процессах наложения и связанных с ними изменениях никеленосности.

Таблица 1

Профиль рудной коры выветривания рудного поля Пинарес-де-Маяри (сверху вниз)

| Средняя мощность, м | Среднее содержание, Ni/Fe, вес. % | Название зоны, принятое в геолого-разведочной практике Кубы | Минеральный (преобладающий) состав и структура материала в зонах и переходных интервалах |
|---------------------|-----------------------------------|--|--|
| 4 | 0,46 45,0 | Латерит железистый балансовый ($Fe \geq 30\%$, $Ni < 0,7\%$) забалансовый ($Fe < 30\%$, $Ni < 0,7\%$) | Гётит, гематит (80—85%), оолитовые, сросшиеся конкреции. конкреционные стяжения, сплошные, пористые, ноздреватые Тот же, структура охристо-конкреционная, иногда сетчато-охристая или охра с плотными участками ожелезнения |
| 6 | 0,86 48,7 | Латерит никелистый балансовый ($Ni \geq 1\%$, $Fe \geq 35\%$); забалансовый ($Ni < 1\%$, $Fe \geq 35\%$) | Охры (гётитовые) пористые с реликтовой структурой серпентинита Охра рыхлая, землистая по обохренному нонтрониту |
| 4 | 1,54 16,20 | Никеленосные серпентинитовые рыхлые и твердые продукты | Нонтронит, структура глинисто-землистая Выщелоченный обохренный серпентинит Выщелоченный серпентинит Выщелоченный карбонатизированный серпентинит |
| | 0,20 14,0 | Серпентинит | Серпентинит с прожилками магнетита Серпентинит |

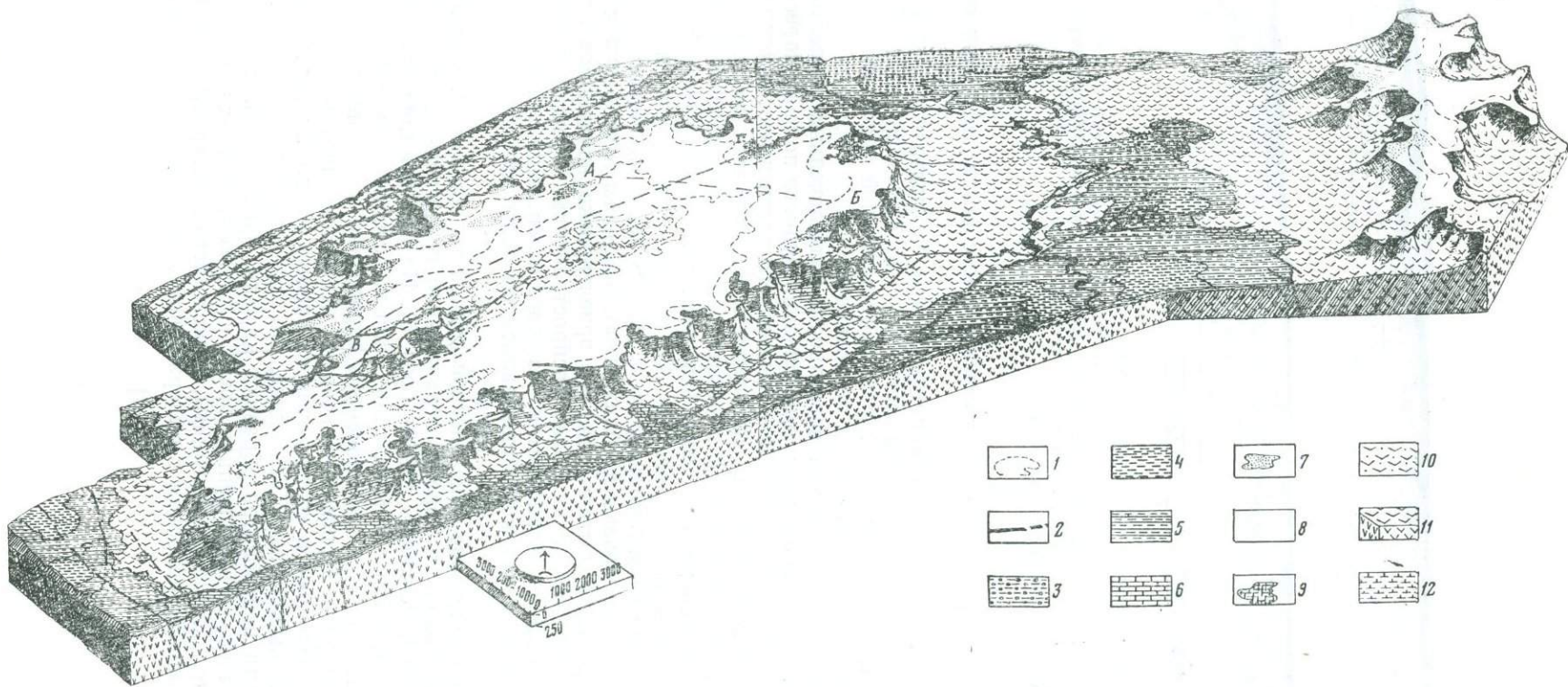
Приводимый ниже типичный профиль никеленосной рудной коры выветривания рудного поля Пинарес-де-Маяри (табл. 1) составлен на основе деления, принятого в геологоразведочной практике Кубы, с учетом более детального определения минерального состава и структуры продуктов выветривания в отдельных зонах.

Следует отметить, что по наблюдениям авторов данной статьи местами в зонах трещиноватости развивается охристо-кремнистый профиль коры выветривания. Нередко наблюдается, что ожелезнение — латеритизация захватывает нижние зоны первичной коры. Так, И. Я. Широкова и А. Линченат (Lenchenat, Shiróková, 1964), изучавшие минеральный состав руд плато Пинарес-де-Маяри, отмечают, что иногда в зоне никелевого латерита встречаются кальцит и магнезит, прожилки которого слагают от 5 до 8% массы латерита.

Анализ геологической карты рудного поля Пинарес-де-Маяри с учетом приведенного профиля (фиг. 4) показывает, что на юго-востоке, по всей его окраине на поверхность выходят главным образом никелевые забалансовые латериты. На северо-западной окраине пятнами сохранились балансовые железистые латериты. Основная площадь рудного поля с поверхности покрыта забалансовыми железистыми латеритами. Лишь по центральной части плато, с юго-запада на северо-восток, начиная с горстового поднятия Лома-де-Менсура, наблюдается ряд неправильных, вытянутых эрозионных «окон» в покрове коры выветривания, приуроченных к наиболее возвышенной, осевой части плато (отметка 800 м абс. выс.). В этих «окнах» среди железистых латеритов и охр обнажаются слабо выщелоченные серпентиниты.

В свою очередь поле распространения железистых латеритов не сплошное, в нем отмечается большое количество сравнительно равномерно разбросанных, небольших эрозионных «окон» с выходами на современную поверхность никеленосных латеритов или нонтронитизированных и обохренных серпентинитов, а также мелких «окон» — выходов выщелоченных серпентинитов за счет их подкоровых выступов. В целом отмечается явный размыв площадной коры выветривания на относительно приподнятом (600 м абс. выс.) борту плато и большая ее сохранность на северо-восточном, более низком (500 м абс. выс.) борту плато. Эти общие закономерности распространения и степени сохранности коры выветривания, выявляемые на геологической карте, дополняются анализом наблюдений по 100 выработкам, выбранным для характеристики типичного рудного разреза из числа сотен выработок, пройденных в рудном поле Пинарес-де-Маяри.

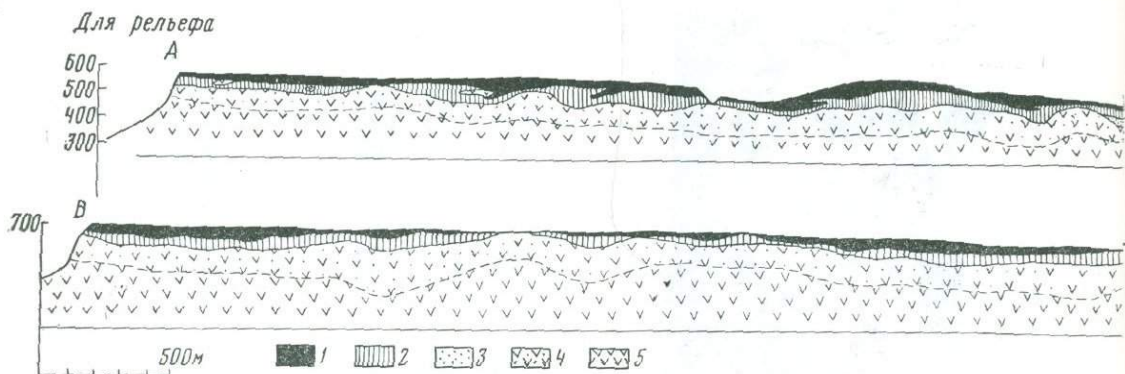
В 91 выработке над никелевой рудой залегают железистые латериты, 77% которых относятся к кондиционным железным рудам мощностью от 1 до 7 м (средняя мощность 2,4 м). Если все железистые латериты отнести к вскрыше над никелевыми рудами, то средняя ее мощность будет равна 3,8 м. Никелевые руды имеют мощность от 1 до 18 м, в среднем 3,8 м. Существенно, что в 26 выработках встречены нонтронитовые руды мощностью от 0,5 до 4 м, в среднем 1,6 м. В 5 выработках были вскрыты рудные «карманы», приуроченные к небольшим зонам повышенной трещиноватости. Как правило, во всех «карманах», глубиной от 2,5 до 5,5 м (среднее 4 м), сверху залежали некондиционные латериты, ниже — от 2 до 3 м — железистые латериты, а еще ниже — от 5 до 18 м — никелевые латериты, местами с нонтронитизированными и выщелоченными серпентинитами в подошве. Если из никелевой рудной толщи



Фиг. 4. Блок-диаграмма рудного района Майри-Никаро (вид с юга на север, отношение вертикального масштаба к горизонтальному равно единице)

1 — горизонталь в пределах плато, 2 — тектонические нарушения; осадочные отложения: 3 — неогеновые, 4 — олигоценные, 5 — эоценовые, 6 — маастрихта. 7 — железистые латериты, 8 — охры никеленосные, 9 — нонтронитизиро-

ванные серпентиниты, 10 — выщелоченные серпентиниты, 11 — серпентиниты свежие, 12 — габбро; АБ и ВГ — линии профилей



Фиг. 5. Профили через никелевое месторождение Пинарес-де-Маяри

А — через северную часть плато, Б — через центральную часть плато

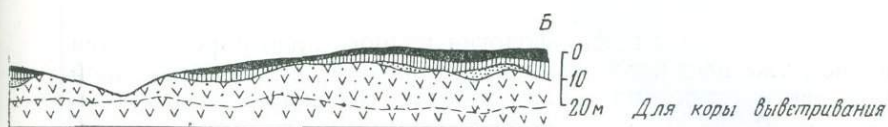
1 — латерит железистый (железная руда), 2 — латерит никелевый (окисные никелевые руды), 3 — нонtronитизированный выщелоченный серпентинит (силикатные никелевые руды), 4 — серпентиниты слабо измененные, 5 — неизмененные серпентиниты

исключить «карманы», то средняя мощность ее составит 3,8 м при колебаниях мощности от 1 до 7,5 м.

Примечательно, что в 9 выработках прямо на поверхность выходят балансовые никелевые руды мощностью от 1 до 7 м (в среднем 3,5 м), что безусловно свидетельствует о размыве площадной никеленосной коры выветривания на современной поверхности.

Анализ реконструированной поверхности выщелоченных серпентинитов, т. е. плотного цоколя коры выветривания рудного поля Пинарес-де-Маяри, показывает, что в осевой — средней его части имеются «подземные» узкие сближенные гряды, вытянутые в северо-восточном направлении. На остальной рудоносной площади чаще всего отмечаются узкие пологие долины северо-восточного (аз. 48°), реже субмеридионального (аз. 305—5°) и северо-западного (аз. 330°) направлений. Протяженность этих впадин около 1 км, глубина 3—5 м, реже больше. Наиболее богатые рудные участки приурочены к сближенным впадинам и особенно к местам их пересечения. Отмечается, что ориентировка впадин совпадает с простиранием системы наиболее распространенных трещин и региональных разломов в ультрабазитах. Из этого можно заключить, что более мощная площадная кора развивалась по более трещиноватым породам.

Площадное залегание никеленосной рудной толщи при относительно выдержанной мощности хорошо отражена на геологических профилях, составленных Ю. Речкиным (1966) (фиг. 5). На них отчетливо выражен наложенный характер латеритизации. Зона железистых латеритов в виде покрова переходит с выщелоченных серпентинитов на нонtronиты и никелевые латериты. Профили фиксируют небольшие нарушения, по-видимому, подновленные в «послекоровое» время, но до латеритизации. Так, в районе выработок 173-24 видно, что никеленосные охры с реликтовыми телами нонtronитов образуют карман, прилежащий к разрывному нарушению, во взброшенном крыле которого на поверхности обнажаются почти свежие серпентиниты, а железистые латериты перекрывают их сплошным покровом с выдержанной мощностью. Аналогичные



нарушения наблюдаются и в других местах рудного поля. На профилях хорошо виден врез в кору выветривания молодых зарождающихся долин.

По подсчетам геологов (Речкин, Костарев и др., 1966) в пределах рудного поля Пинарес-де-Маяри на равнинной площади при небольшой вскрыше залегает 153 млн. т железных латеритных и 26 млн. т никелевых окисных и силикатных руд.

Заканчивая описание рудного поля Пинарес-де-Маяри, можно сделать следующие выводы.

1. Никеленосная рудная толща плато Пинарес-де-Маяри относится к коре выветривания площадного типа, сформировавшейся в процессе наложения латеритизации на остаточную кору нонтранитового профиля. Рудное поле приурочено к крупному эрозионному останцу древней поверхности выравнивания с унаследованным древним рельефом.

2. Рудная никеленосная толща имеет площадное распространение (60—80 км²), сравнительно выдержанную мощность (7,4 м) и небольшую вскрышу (4 м), состоящую преимущественно из латеритных железных руд.

3. Наиболее богатые руды значительной мощности приурочены к участкам повышенной трещиноватости серпентинитов, в участках развития тектонических нарушений сформировались отдельные «карманы» руд мощностью до 18 м.

4. Верхняя часть рудной толщи относится к типу окисных никелевых руд с богатым содержанием железа (>40%) при незначительном количестве Mg и Ca. Нижняя ее часть, отличающаяся повышенным содержанием никеля до 2—3%, относится к силикатно-никелевым рудам с небольшим количеством железа (<14%) и относительно высоким содержанием Mg и Ca.

Рудное поле Моа

Рудное поле, представленное месторождением Моа и прилегающими к нему рудоносными участками: с севера — Пляя Ла Вака, а с юга — Атлангик, расположено на северном побережье северо-восточной части провинции Ориенте. Площадь его составляет примерно 35—40 км², занимающих часть северного склона гор Кучильяс де Моа, сложенных

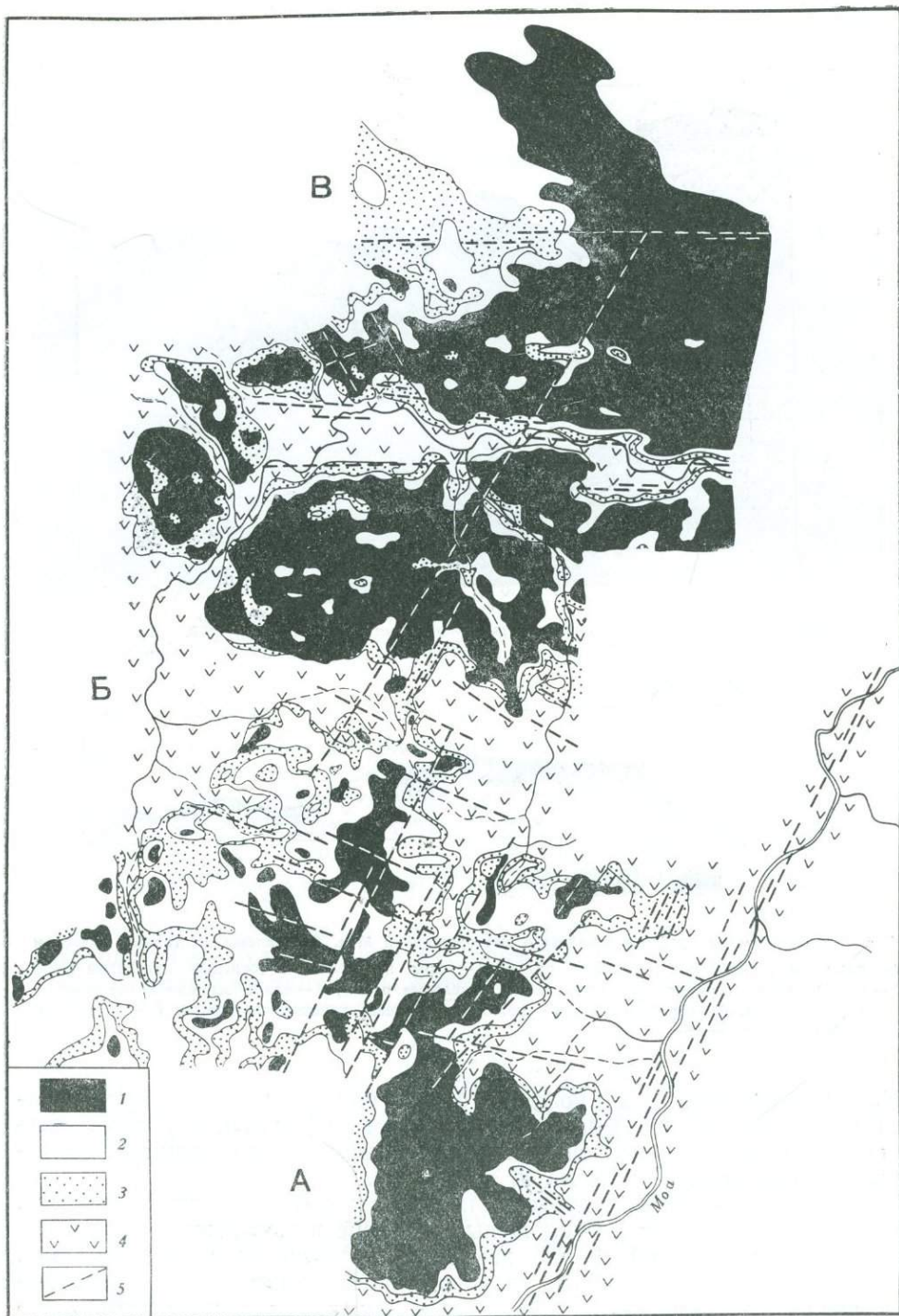
серпентинитовым массивом Маяри Баракоа, имеющим блоковое строение.

Геологическая позиция и геоморфология рудного поля определяются его размещением уже не в надканальной утолщенной, а в менее мощной периферийной части серпентинитового массива. Рудное поле расположено на северном крыле пологого антиклинория, имеющего ступенчато-блоковое строение. Площадь отдельных блоков равна около 5—8 км². Северные прибрежные блоки возвышаются над уровнем моря до 40 м, а южный (Атлантик) — от 225 до 355 м. Между этими блоками расположены три блока месторождения Моа с абсолютными высотами выровненных поверхностей 175—300 м, 150 м и 20—100 м абс. выс. Все эти блоки размещаются на левобережье р. Моа, выработавшей глубокую V-образную долину в мощной зоне регионального тектонического разлома северо-восточного простирания. Врез долины достигает 125—150 м, правый борт долины опущен, а приподнятый левый имеет склон с крутизной, местами доходящей до 45—50°. На нем кое-где сохранились небольшие остатки линейной коры выветривания, но на обнаженной площади преимущественно выходят плотные выщелоченные серпентиниты. В них вскрывается зона рассланцевания с серией кулисно расположенных сместителей. Эти сместители имеют северо-восточное простирание с падением на юго-восток, протяженность их колеблется от первых метров до нескольких десятков метров. По ним смещены шлировидные тела габбро-диабазов. Гарцбургитовые серпентиниты в зоне сместителей обладают повышенной трещиноватостью, нередко переходящей в рассланцованность. Встречаются участки смятия с полосчатым строением серпентинитов, в которых смятые и более плотные, но трещиноватые серпентиниты чередуются с зонами смятых и нуклевидно развальцованных серпентинитов. Размер таких тектонических валунов колеблется от нескольких сантиметров до 1,5—2 м. Общее простирание тектонической зоны северо-восточное (аз. 30°), падение на юго-восток (аз. 120°), угол падения 48°.

В ряде мест от этой зоны нарушений отходят сопряженные с ней более мелкие зоны нарушений субширотного простирания. Они пересекают серпентиниты от ложа р. Моа до бровки борта ее долины. Субширотные нарушения в сочетании с серией других северо-восточных (параллельных главной зоне) или субширотных кулисных разломов разбивают площадь рудного поля на ряд тектонических блоков. По этим разломам между блоками часто развиваются долины мелких ручьев и временных потоков. Блоковое строение отражается ступенчатыми перепадами в рельефе и в рисунке геологической карты коры выветривания рудного поля (фиг. 6, 7).

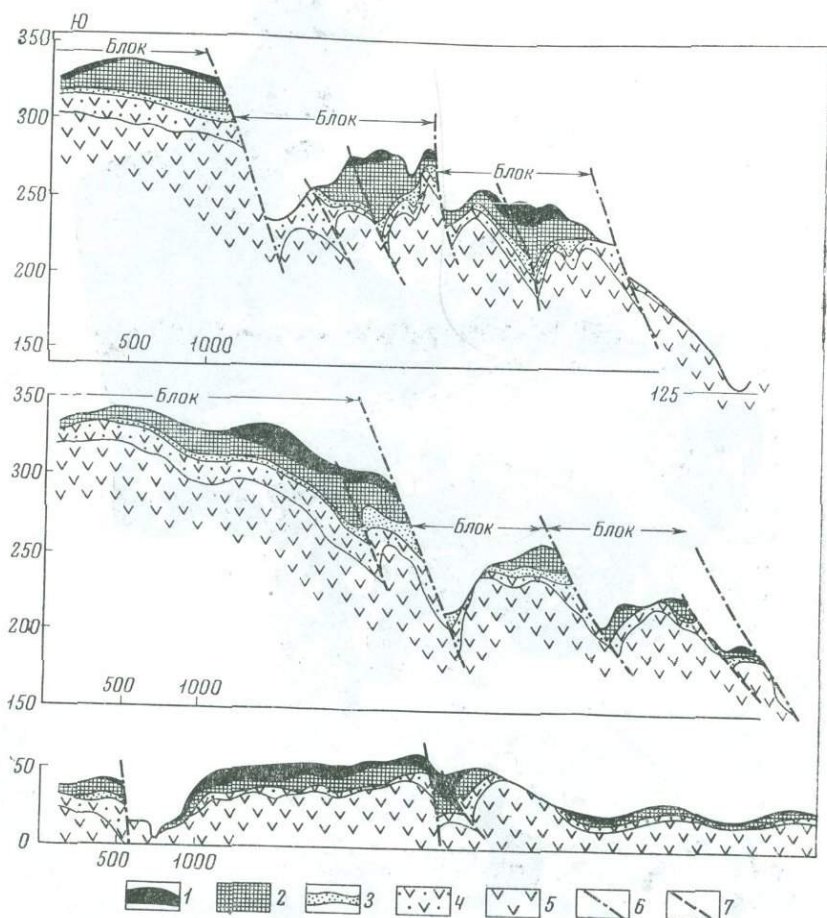
Большинство разломов имеет докоровое заложение, так как по ним развились карманы коры выветривания, но в ряде случаев (выработки 3406, 3407, 3409—3410 и др.) устанавливается послекоровое подновление разломов с видимым вертикальным относительным смещением до 50 м. В этих выработках в опущенном крыле продукты выветривания достигают мощности более 30 м, а в поднятом — на поверхность выходят плотные, слабо выщелоченные серпентиниты, прослеживаемые скважинами на глубину до 34 м.

Кроме крупных разломов, ограничивающих крупные блоки, на площади рудного поля также имеются короткие северо-восточные разрывы.



Фиг. 6. Схематическая геологическая карта коры выветривания серпентинитов месторождения Моа (участок на левобережье р. Моа, с юга на север; Атлантик, Моа, Пляя Ла Вака)

1 — латериты железистые (железные руды), 2 — никелевые руды (охристые), 3 — выщелоченные серпентиниты, 4 — серпентиниты, 5 — тектонические нарушения; А — участок Атлантик, Б — участок Моа, В — участок Пляя Ла Вака



Фиг. 7. Геологические профили никелевого месторождения Моа. Составлены по данным разведки 1 — латериты железистые (железные руды), 2 — охры никеленосные (окисные никелевые руды), 3 — выщелоченные серпентиниты (силикатные никелевые руды), 4 — слабо выщелоченные серпентиниты (безрудные), 5 — серпентиниты, 6 — межблоковые тектонические нарушения, 7 — внутриблоковые тектонические нарушения

На отдельных участках в контурах блоков они сближены и пересекаются с субширотными нарушениями. К таким участкам приурочены мощные «карманы» рудоносной коры выветривания, достигающие в отдельных случаях мощности более 45 м (фиг. 8).

Блоковое строение рудного поля имеет некоторые закономерности. Более крупные блоки расположены на севере в прибрежной части, где отмечается небольшой ($3-6^\circ$) наклон их поверхности в сторону моря. Южные блоки имеют почти горизонтальную поверхность. Суммарное смещение блоков превышает 300—500 м, так как, по данным Кубинского Океанологического института (Ионин и др., 1969), серпентиниты с корой выветривания, установленной бурением, прослеживаются от береговой линии залива Моа на север, под уровнем моря, на расстояние свыше 400 м от берега.



Фиг. 8. Разработка никеленосных охр по серпентиниту на месторождении Моа. На переднем плане ложе серпентинитов с выходами плотных пород. Мощность рудных охр составляет около 10 м. На заднем плане обрыв плато к р. Моа

Выположенные площади блоков и пологие склоны рудного поля Моа несут на себе мощную рудоносную кору выветривания, которая отсутствует на крутых склонах врезанных долин. Сохранность, мощность и даже профиль коры выветривания на отдельных блоках неодинаковы.

Геолого-минералогическая характеристика типичного профиля никеленосных латеритов Моа приведена на фиг. 9, а никеленосность рудных минералов — в табл. 2.

Приведенные данные позволяют сравнить основные параметры, характеризующие рудную толщу месторождения Моа, относящуюся к линейно-площадному типу коры выветривания, с рудной толщей типично площадной коры выветривания плато Пинарес-де-Маяри.

Площадь распространения рудной никелевой толщи плато Пинарес-де-Маяри составляет примерно 60—80 км², а Моа — всего 10—12 км². Запасы же никелевых руд плато Пинарес-де-Маяри в 4—5 раз уступают запасам Моа. Рудная площадь плато Пинарес-де-Маяри размещается в пределах одного тектонического блока и по существу представляет единое непрерывное рудное поле. Рудоносная площадь месторождения Моа размещается на 5 тектонических блоках (площадь от 0,2 до 8 км² каждый) и состоит из отдельных небольших остаточных полей коры выветривания, приуроченной к зонам тектонических нарушений и участкам серпентинитов с повышенной трещиноватостью (табл. 3).

Таким образом, контрастность основных геолого-рудных показателей рудных полей, относящихся к площадной и линейной корам, определяется их геолого-структурной позицией, которая влияла на формирование рудоносности с начала «заложения» коры выветривания и во всей дальнейшей истории развития вплоть до сохранения ее рудоносных продуктов.

Таблица 2

Никеленосность главных рудных минералов кубинских никелевых месторождений в вес. %

| Минералы | Никель | Кобальт | Авторы |
|---|-----------|-----------|-------------------------|
| Гидроокислы железа конкреции плотные и землистые охристо-глинистая фракция латерита | 0,78—1,1 | 0,09—0,8 | Fischer, Dressel (1959) |
| Окислы марганца (асболаны) | 0,34—1,68 | 0,02—0,23 | Лабор. ИЦМ |
| Нонтронит | 2,1—10,0 | 1,4—4,0 | И. Я. Широков (1967) |
| Серпофит серый | 0,75—2,16 | — | В. М. Григорьева (1963) |
| » желто-зеленый | 0,3 | — | |
| » желтый прозрачный | 1,59 | — | |
| » просвечивающий | 2,2 | — | |
| Ангигорит из выщелоченного серпентинита | 4,5 | — | |
| Бастит из выщелоченного серпентинита | 0,74 | — | |
| Серпентин крипточешуйчатый белый | 1,5 | — | |
| Серпофит зеленый, клеевидный | 0,8 | — | |
| Никелевый керолит | 5,89 | — | |
| | 21,21 | — | |

В отличие от плато Пинарес-де-Маяри на рудном поле месторождения Моа не обнаружено типичных нонтронитов. Они здесь нацело обохрены и слагают нижнюю часть зоны никелевых латеритов. В основании никелевых латеритов распространен переходный горизонт мягких выщелоченных, частично нонтронитизированных серпентинитов зеленого цвета, отличающихся высоким содержанием никеля (от 1,2 до 3%), невысоким содержанием железа (от 10 до 22%) и повышенными содержаниями SiO_2 (20—33%) и MgO (от 8 до 24%). Этот переходный горизонт играет маркирующую роль в рудной практике. Он легко узнается визуально и является типичным признаком перехода от латеритных руд к выщелоченным серпентинитам рудной толщи, т. е. к силикатным рудам.

Главную рудную массу на рудных полях Пинарес-де-Маяри и Моа составляют никелевые латериты. Однако на месторождении Пинарес-де-Маяри при средней мощности 6 м (до 16 м в редких «карманах») они содержат в среднем 0,86% никеля, а на месторождении Моа никелевый латерит имеет мощность от 7 до 13 м (на разных блоках), а в карманах его мощность достигает 50—60 м и содержания никеля от 1,30—1,76%, в среднем до 2—3% в низах отдельных богатых «карманов».

На месторождении Моа в нижней части латеритов в виде полосы распространены силицифицированные серпентиниты. Они имеют сетчатопористое, скелетное строение и состоят из кварц-халцедоновых прожилков, пустоты и ячейки которых выполнены охрой. Кварц-халцедоновые прожилки не содержат минералов никеля за исключением налета никелевых силикатов по некоторым из них. Охры, встречающиеся в ячейках, кавернах и гнездах обычно содержат от 0,60 до 1,20% никеля. Породы

Таблица 3

Характеристика никеленосной коры выветривания серпентинитов на различных блоках рудного поля Моа

| Краткая характеристика блока | Тип руды | Число залежей | Средняя мощность, м | Среднее содержание никеля, вес. % | Запасы, млн. т |
|---|--|--|--------------------------|-----------------------------------|----------------|
| Блок Атлантик Выровненная поверхность, развиты зоны нарушения | Латерит никелевый | — | 13,4 (максимум 35) | Высокое | Крупное |
| Южный блок месторождения Моа | Латерит никелевый | 8 (Главная залежь площадью 3,2 км ²) | 6,2 (макс. 50) 6,7 | 1,3 1,29 | 29,03 26,44 |
| Выровненная поверхность, сочленение СВ и субширотных нарушений | Выщелоченный нонтронитизированный серпентинит | 6 (Главная залежь площадью 2,9 км ²) | 4,4 4,6 | 1,76 1,76 | 14,23 12,74 |
| | Выщелоченный серпентинит | (среднее содержание Fe < 12%) | | Богатое | 14,00 |
| Центральный блок месторождения Моа Поверхность выровнена (захвачена омоложением), наклон на юг, по нарушениям размыт | Площадь бедных—забалансовых никелевых латеритов Железистые латериты балансовые (балансовые никелевые—небольшие участки с изменчивой мощностью) 6 | | | | |
| Северный блок месторождения Моа | Латерит никелевый | 4 | 3,1 | 1,25 | 7,64 |
| | Выщелоченный серпентинит | 7 | 3,6 | 1,45 | 7,69 |
| Блок Пляя Ла Вака Слабохолмистая поверхность, нарушений мало | Латерит никелевый | Много | 4,3 | Среднее | Малые |

эти в целом безрудные и образуют блоки в рудных латеритах. Такие блоки, группы сближенных жил или крутые пластообразные тела образуют зону северо-восточного простирания с падением на юг. Их ориентировка совпадает с простиранием главной зоны нарушения месторождения Моа, а расположение зоны окремнелых серпентинитов отвечает оперяющему нарушению, параллельному главному разлому. Сложение силицифицированных пород в зоне отражает реликтовую структуру зоны трещиноватости и дробления. Заметим, что столь протяженных (200—300 м длиной и шириной от 2—10 м и более) зон силицификации на месторождении Пинарес-де-Маяри в пределах рудного поля не встречается (но они известны на краях плато). В рудном поле имеются лишь небольшие зонки, приуроченные к небольшим локальным нарушениям. Для месторождения Пинарес-де-Маяри характерно распространение «свалов», россыпей и отдельных глыб «бирбиритов», т. е. тех же силицифицированных серпентинитов, только в зоне тектонического обрамления плато за пределами рудного поля. Россыпи бирбиритов были закарти-

рованы А. Ф. Адамовичем и Ф. Д. Чеховичем (Adamovich, Chejovich, 1964), россыпи сопровождают зоны дробления и тектонические сместители регионального масштаба, обрамляющие плато Пинарес-де-Маяри.

Для рудного поля месторождения Моа характерно повышенное содержание никеля в выщелоченных серпентинитах, особенно в первых (1—2) метрах, ближайших к оврагам. Обычно в них содержится около 1,0—1,30% никеля в интервале перехода от латеритов, а в собственно выщелоченных серпентинитах его количество доходит до 1,76% (против 1,54% на месторождении Пинарес-де-Маяри). В ряде случаев в пометровых пробах из выщелоченных серпентинитов месторождения Моа обнаруживается весьма высокое содержание никеля (до 4—5,5%), причем максимальным содержанием никеля отличаются приподозвенные части крупных глубоких «карманов» коры выветривания с мощной рудной толщей.

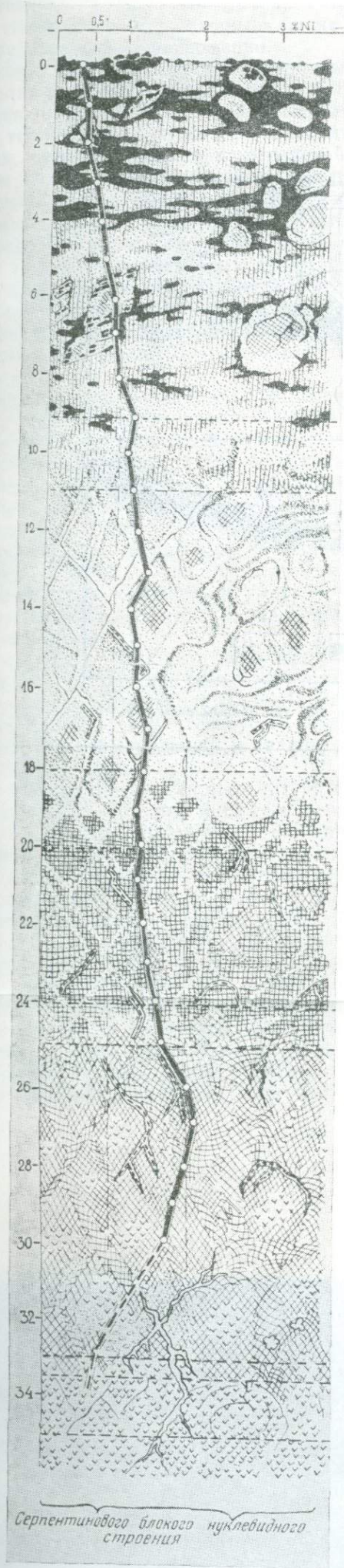
Подмеченная закономерность свидетельствует, что при формировании коры выветривания зоны дробления были активными дренажными системами; по ним проникали грунтовые воды, с которыми приносился никель. Значительное количество никеля, накопившееся в дренажных, тектонических карманах указывает на то, что он мобилизован из весьма обширных объемов никельсодержащих серпентинитов, прилежащих к разломам.

Действие подобных дренирующих зон обуславливает выщелачивание, перенос и локализацию никеля, что возможно лишь при условии их выхода на выровненную пенеппенизированную поверхность, способную обеспечить просачивание, а не сток атмосферных вод, как это происходит в расчлененном рельефе.

Следовательно, современный ступенчато-блоковый рельеф рудного поля Моа не способствует формированию крупных рудоносных карманов в коре выветривания. Вероятно, формирование никеленосной коры и развитие в ней рудных толщ происходило в условиях выровненного, приподнятого пенеппени без ступеней, но с уже заложеными глубокими дренирующими нарушениями и зонами дробления. Видимо, этот рельеф был несколько нарушен после формирования первичных никеленосных толщ еще в предолигоценное время и латеритизация проходила на отдельных блоках по-разному. По-видимому, основные дифференциальные движения блоков произошли уже в четвертичное время; они не играли существенной роли в формировании никеленосных кор выветривания, а лишь способствовали сохранению рудных толщ на одних и размыву их на других блоках.

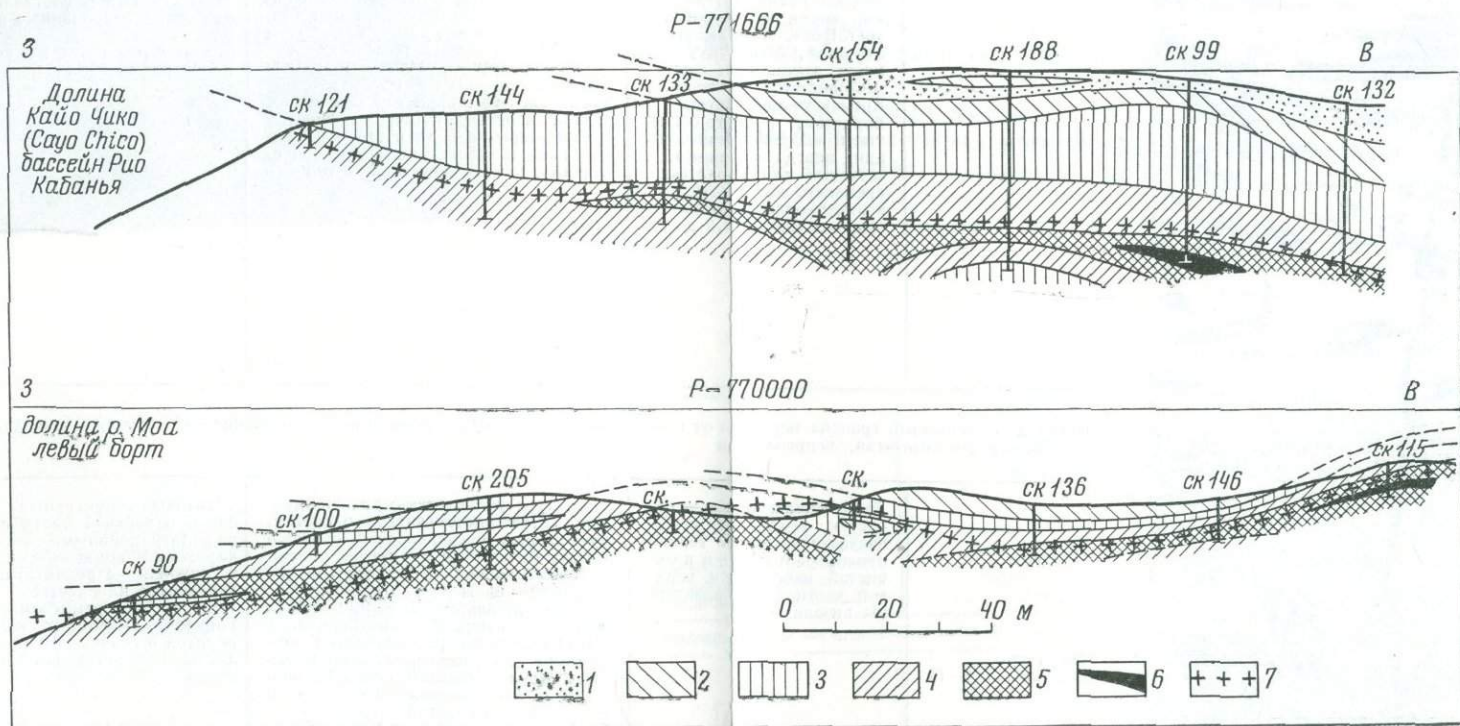
Резкое омоложение долин, быстро врезавшихся в приподнятые склоны горст-антиклиналей ультраосновного массива, по зонам дробления, состоящим из рыхлых переработанных тектоникой и выветриванием пород, расчленило его на ряд отдельных остаточных выровненных полей. Типичным для нового рельефа было разное по высоте положение выровненных останцовых полей пенеппени по отношению друг к другу, достигавшее разницы в первые сотни метров (суммарно до 700—900 м), относительно ровная поверхность рельефа (с превышениями 10—300 м) в контурах этих полей.

Естественно, что на горизонтальных сравнительно монолитных полях значительных размеров происходил, с одной стороны, некоторый плоскостной смыв рыхлых продуктов выветривания, а с другой — постепенное интенсивное срезание останцов пенеппени по их периферии.



| Зна. Мощность, м | Морфология преобладающего минерального компонента | Структура породы, зоны | Минеральные горизонты в зонах |
|--|---|---|---|
| Латериты 1—10 | Гидроокислы железа (гематит): конкреционные плиты «plancha», глобовидные стяжения, желваки, корки и пизолиты «regidion», залегающие в охристой, бесструктурной массе землистого, реже песчанистого сложения. Кремнисто-железистые, пористые, пористо-сетчатые, иногда «сливные», сетчатые или пористые кремнисто-железистые конкреционные глыбы «бирбиритов» от 0,2 до 2м | Структура исходной породы утеряна, иногда наблюдается псевдослоистость (слоистое расположение линзо- и пластобразных конкреционных тел и пизолитов в охристой рыхлой или тонкосетчатой массе), иногда два—три плитообразных тела расположены друг над другом. Плиты и глыбы «бирбиритов» имеют грубослоистое расположение в охристом материале. Дайки габбровых пород сохраняются фрагментарно в виде пестроокрашенных глин, сохраняющих общую ориентировку залегания дайковых тел | Гематит-гётитовые железистые пизолиты, погруженные в бесструктурные охры того же состава, или седиментированные в плиты. Реликты горизонта минералов кремнезема |
| Переход постепенный, граница перехода от конкреционных структур к реликтовой серпентинитовой структуре нижележащих охр расплывчатая, неправильная | | | |
| Структурные охры 1—18 | Гидроокислы железа — пористая, землистая, реже песчанистая масса. Тонкие прожилки и корочки в охристой массе. Для верхней части зоны характерны пизолиты | Структура реликтовая-серпентинитовая: сетчато-петельчатая, блоковая, нуклеидная, брекчиевидная, слоистомытая. Реликтовая структура усложнена наложенной сетью прожилков гидроокислов железа. В петлях и ячейках улавливается реликтовая, землистая структура нонтронита. Хромшпиделиды располагаются цепочками или рассеянной вкрапленностью. Дайки габбровых пород превращены в пестроокрашенные глины с реликтовой зернистой структурой. Расположение глин сохраняет элементы залегания даек | Гётитовые структурные охры, в верхней части с инфильтрационными железистыми конкрециями, в нижней — с реликтами горизонтов никелевых минералов и кремнезема. Горизонт никелевых керолитов и серпифита; реликты горизонта карбонатов |
| 1 — переход охр в обохренный нонтронит постепенный, граница перехода неровная с «карманами» 2 — переход (зона нонтронита отсутствует) — структурные охры постепенно переходят в обохренные, пористые, выщелоченные серпентиниты. В плотных выщелоченных серпентинитах обохривание опускается вниз по трещинам 3 — переход резкий при подстилании охр крупноблоковым выщелоченным серпентинитом. Границей являются трещины, ограничивающие вершины блсков серпентинита (носящие название «собачьих клыков») | | | |
| Нонтронит 0—2 | Нонтронит и нонтронитизированный серпентинит, обычно обохрен в виде землисто-глинистой массы с реликтовыми останками выщелоченного серпентинита. При крупно нуклеидном строении нонтронит сохраняется под ядрами менее выветрелой породы в нижней части зоны охр | Структура землисто-агрегативная с сохранением реликтовой-серпентинитовой. Реликтовая структура просвечивает в виде сетчато-петельчатого, слоистомытого рисунка. Структура хризотилых цинуров и серпифитовых прожилков в нонтроните сохраняется. На нонтронитовую и реликтовую структуры наложена тонкая сеть прожилков гидроокислов железа | Нонтронитизированный сильно обохренный серпентинит с реликтами горизонтов никелевых силикатов и минералов кремнезема |
| Переход к выщелоченным серпентинитам постепенный через так называемые «выщелоченные затронутые нонтронитизацией серпентиниты», линия границы извилистая с карманами нонтронитов, развившихся в выщелоченных нонтронитах по трещинам | | | |
| Выщелоченный серпентинит 2—4 | 1 тип — серпентинит выщелоченный, макроскопически выделяется значительным осветлением 2 тип — серпентинит с вкрапленностью керолита. Керолит в виде гнезд и прожилков | Структура серпентинитовая: сетчато-петельчатая, ленточно-слоистая, слоистомытая, блоковая, брекчиевидная, нуклеидно-ядерная. Часто наложенная сеть гидроокислов железа или карбонатов (кальцит, магнетит), реже керолит по трещинам. Кералитизированные серпентиниты — пятнисто-вкрапленного и мидалевидного строения. В выщелоченных структурный рисунок усиливается магнетитовой пылью, выделяющейся вокруг метасоматически замещенных минералов, и хромшпиделидами, контрастность которых увеличивается с осветлением серпентинита | Горизонты силикатных никелевых минералов и карбонатов. |
| Переход к дезинтегрированным серпентинитам постепенный | | | |
| Дезинтегрированный серпентинит | Серпентинит, несколько осветленный и более трещиноватый, чем неизменный | Структура серпентинитовая. Макроструктура блжовая с тонкими наложенными трещинами выветривания и нуклеидная | Магнетит (нижние части горизонта) |
| Неизменный серпентинит | Серпентинит неизменный | Первичная — серпентинитовая | Очень редко — хвосты магнетитовых корней |

Фиг. 9. Обобщенный профиль никеленосной коры выветривания района месторождения Моа
Зак. 5307



Фиг. 10. Содержание никеля (в вес. %) по разрезу никеленой коры выветривания серпентинитов месторождения Моа (по данным разведки, выполненной американскими компаниями) отношение горизонтального масштаба к вертикальному равно единице

Содержание NiO: 1 — меньше 0,5, 2 — от 0,5 до 1,0, 3 — от 1,0 до 1,5, 4 — от 1,5 до 2,0, 5 — от 2,0 до 3, 6 — больше 3 вес.%, 7 — граница между латеритными и силикатными рудами

Останцы небольших размеров, особенно нарушенные зоны дробления размывались по периферии быстрее с врезанием глубоких долин в их края. Несколько «перекошенные» блоки, испытавшие шарнирные смещения, размывались неравномерно.

Рудное поле Моа является типичным примером, иллюстрирующим результат размыва и сохранения рудоносных толщ коры выветривания на разноуровневных, разноразмерных и различных по степени нарушенности тектонических блоках серпентинитового массива Маяри Баракоа.

Так, например, приподнятый южный блок месторождения Моа площадью $2,5 \text{ км}^2$ с отметками поверхности 250—300 м абс. высоты характеризуется плоскостным смывом покровных (для рудной никелевой толщи) железорудных латеритов и срезанием никеленосной толщи бортами врезанных долин по краям блока (фиг. 10). В рудном поле этого блока 17% рудных никелевых латеритов сейчас выходят непосредственно на дневную поверхность. Это значит, что около 5 млн. т руды можно добывать без вскрышных работ. На остальной рудной площади блока коэффициент вскрыши равен 1:0,5. Средняя мощность руд на площади Южного блока равна 10—15 м, а отдельные «карманы» имеют мощность до 35 м.

Иная картина наблюдается на Центральном блоке месторождения Моа, с отметками поверхности 200—250 м абс. выс. и площадью, в 1,5—2 раза меньшей площади Южного блока. Этот блок расположен ближе к основному разлому, на бровке современной долины Моа. Он испытал шарнирное перемещение и его поверхность несколько наклонена на юг. По обрамляющим нарушениям развились молодые эрозионные долинки периодически действующих водотоков. Покров железорудных латеритов сохранился лишь отдельными пятнами; сильно размывы и никеленосные латериты. Рудная толща представлена остаточными площадями, имеет невыдержанную мощность и умеренное содержание металла. В основном рудная площадь этого блока характеризуется забалансовыми никелевыми рудами.

В отличие от этих двух небольших блоков, осложненных зонами тектонических нарушений, самый северный прибрежный блок рудного поля Моа, носящий название Пляя Ла Вака, имеет большую площадь около $10\text{--}12 \text{ км}^2$ и характеризуется относительно слабым проявлением внутривблоковых нарушений и сравнительно выровненной полого-холмистой поверхностью в пределах 20—140 м абс. высоты. На юге блока сохранился покров железистых латеритов, в северной его части полого наклоненной в сторону моря, на поверхности обнажаются никелевые латериты. Рудная толща имеет площадное распространение со средней мощностью около 4 м и редкими, небольшими «карманами». Содержание никеля в рудных продуктах выветривания на этом блоке невысокое, и несмотря на значительную площадь, запасы его по сравнению с другими блоками небольшие. В целом рудная толща этого блока имеет характерные черты уже площадной, а не линейной коры.

Некоторые геологи полагают, что поскольку блок Пляя Ла Вака незначительно приподнят над базисом эрозии (уровнем Атлантического океана), он должен относиться к области «зоны затрудненного водообмена», в которой не происходит активного корообразования и кора выветривания не имеет здесь большой мощности (Бугельский, Формель Кортин, 1968). Однако ранее, а именно в период основного формирования толщи никелевых руд, этот блок занимал более высокое, приподнятое

положение над поверхностью океана и уровень грунтовых вод там был иным. На площади блока Пляя Ла Вака наблюдается обводненность промышленных никелевых руд. В 7 скважинах сезонные колебания уровня грунтовых вод находятся в пределах первых метров. Грунтовые воды на этих участках постоянно затапливают нижнюю зону серпентинитовых и часть латеритных никелевых руд. Кроме того, в ряде пунктов на побережье, проходящем по северной «надводной» окраине блока, латериты уходят под уровень моря. По минеральному составу, строению и никеленосности затапленная кора выветривания относится к обычной латеритной коре, образовавшейся в зоне аэрации, т. е. очевидно, что в период формирования никеленосной толщи блок Пляя Ла Вака занимал более высокое гипсометрическое положение.

Затопление никеленосной коры выветривания морем на данном участке — не исключительное явление. В районе никеленосной площади рудного поля Пунта Горда, расположенного на северном побережье провинции Ориенте, к востоку от Моа, имеется 58 обводненных скважин и в них также наблюдаются кондиционные никелевые руды ниже уровня грунтовых вод. Вообще, как отмечалось ранее, на Кубе существуют целые районы, испытывающие с начала четвертичного периода постепенное погружение.

Заканчивая характеристику рудного поля Моа, следует отметить, что его южная часть разведана слабо, и в настоящее время нет достаточных геологических данных для ее оценки. Изучение южного фланга особенно необходимо для выяснения положения и сохранности рудных толщ в блоках, размещающихся выше по склону горст-антиклинального поднятия ультраосновного массива. В этих целях может быть рассмотрено распространение латеритов на участках: Революта де Лос Чинос (700—600 м абс. выс.) и Альта де Ла Калинга (1140 м) — Эль Тольдо (1189 м), расположенных к югу от района Моа — в присводовой и в собственно сводовой водораздельной части поднятия.

Здесь на сравнительно выровненных площадках в пределах серпентинитового массива с абсолютными отметками 600—700 м на поверхности нередко обнажаются выщелоченные серпентиниты, но между их выходами, как правило, залегают латеритные охры, сохраняющие структуру серпентинита. Обычно на площади распространения латеритных охр присутствуют суффозионные воронки диаметром до 12 м и глубиной до 7 м. В донной части воронок имеются поноры, которые на глубине переходят в зияющие, обычно сочлененные крутопадающие трещины в серпентинитах. Угол откоса таких воронок превышает угол естественного откоса охр, в них всегда наблюдаются свежие обнажения латеритных охр. Площади распространения таких воронок как бы оконтуривают остаточные поля рыхлых продуктов выветривания, как правило, приуроченных к ступенчато расположенным блоковым останцовым полям древней поверхности выравнивания. Следует заметить, что на разведочных площадях провинции Ориенте встречены никелевые продукты выветривания, залегающие на довольно высоких уровнях. Например, на участке Пилото с отметками 800—1000 м абс. высоты отдельными поисковыми скважинами вскрыты балансовые никелевые руды мощностью 6 и 8 м. На участках Монте Кристо с абсолютными высотами от 750 до 910 м, расположенных на южном более пологом склоне массива Моа Баракоа, вскрыт ряд залежей с мощностью рудной толщи около 4 м и содержанием никеля от 1,35 до 1,55%. Правда, часть рудоносной площади этого

участка относится не к латеритам по серпентинитам, а к рудным латеритам, сформированным на эоценовых известковистых осадках, содержащих обломки выветрелых серпентинитов.

Такие рудоносные участки, занимающие верхние уровни рельефа, встречаются редко. Для представления о степени сохранности никеленосной коры выветривания на приподнятых водораздельных пенепленизированных блоках массива Моа-Баракоа, кратко охарактеризуем блок Альта де Ла Калинга — Эль Тольдо. Этот блок имеет полого ложбинную поверхность с колебаниями абсолютных высот от 900 до 1200 м. На его поверхности обнажаются выщелоченные и слабоизмененные серпентиниты, слагающие также и крутые (35—45°), ограничивающие его со всех сторон, обрывы высотой 200—250 м. В ряде мест установлено, что плато и представляет собой выдвинутый вверх тектонический блок.

На поверхности плато устанавливается 5 крупных (более 1 км в диаметре) и большое количество мелких, бессточных воронок, приуроченных, как правило, к сочленению или пересечению крупных крутопадающих тектонических трещин. Уклон бортов таких воронок не превышает 40—45°. Глубина их достигает 50 м, а склоны сложены мелкими, часто остроугольными, пирамидальными выступами выщелоченных плотных серпентинитов. Характерно, что эти серпентинитовые глыбы не образуют россыпей и скоплений в воронках. Между ними сохраняются остатки охры по серпентинитам. Серпентинитовые выступы расположены так, что образуют систему, отвечающую простиранию крупных нарушений и общей трещиноватости пород в пределах контура воронки и прилегающей части плато (для Эль Тольдо простирания 30—40° и 160—170° с крутыми углами падения).

Плоско-котловинная поверхность блока, форма и ориентировка выхода коренных пород — выщелоченных и почти свежих серпентинитов, остатки охры в ложбинках и щелях между донными выступами серпентинитов и наличие одного или нескольких поноров, образованных сопряжением открытых трещин в серпентинитах на дне воронок, — свидетельствуют о том, что на поднятых блоках когда-то существовала кора выветривания. Однако в настоящее время, в связи с блоковыми движениями, приоткрытием дренажных тектонических каналов, залеченных в процессе выветривания и омоложением рельефа, эта кора выветривания нацело уничтожена размывом и суффозионным выносом мелкодисперсного рыхлого материала. В настоящее время на таких блоках за исключением небольших (вероятно, богатых никелем) останцов никеленосной коры выветривания наблюдается ее отпрепарированное ложе (Núñez Jiménez, Corín, Finko, Formell-Cortina, 1967; Корин, Финько, Нуньес Хименес, Формель Кортина, 1967).

Данные по распространению, мощности, структурным типам и сохранности никеленосной коры выветривания на блоках с поверхностями, расположенными на разных уровнях, приводят к трем существенным выводам.

1. Первичная никеленосная кора выветривания серпентинитового массива Маяри-Баракоа формировалась на общей единой площади, отдельные участки которой, возможно, еще в начале периода образования коры выветривания имели незначительную разницу в гипсометрическом положении (заложение блокового строения массива), особенно в его окраинных частях. В целом формирование никеленосной коры выветривания существенно не зависело от высоты пенеплена.

2. Интенсивность развития коры выветривания, возникновение площадной или линейной коры выветривания и тем более локализация в ней никеля, в первую очередь, были связаны с блоковым строением массива, с наличием участков пород с повышенной трещиноватостью и сближенных тектонических зон дробления, расланцевания и смятия в массивах серпентинитов.

3. Сохранность никеленосной коры выветривания и рудных тел существенно зависит от величины блоков с рудоносной толщей, от их современного высотного положения, от омоложения обрамляющих блоки разломов, от возобновления дренажных каналов по омоложенным нарушениям и, наконец, от интенсивности воздействия молодых послекоровых эрозионных факторов. Современные процессы выветривания, судя по почвам Кубы, по мощности коры и степени разложения пород, слагающих молодые террасы, не представляют существенного значения в формировании рудоносных кор выветривания. В то же время врезание современных долин в останцовые плато, селевые смывы и потоки из латеритных продуктов в периоды ливневых дождей весьма существенно сказываются на сохранности продуктов выветривания. Они приводят к быстрому (в геологическом смысле) разрушению выветрившихся на современную поверхность древних кор выветривания и связанных с ними рудных железных и никелевых месторождений.

Рудный никелевый район Никаро

Никелевый район Никаро расположен на севере провинции Ориенте, между плато Пинарес де Маяри и рудным полем Моа. Достаточно четкую характеристику рельефа никеленосных площадей этого района дает И. Я. Широкова (1967). «Рельеф сильно расчленен... вместе с тем вершины водораздельных участков и осевые части хребтов имеют сглаженные плоские формы. Ширина их от 300 до 500 м. Они являются реликтами древних поверхностей выравнивания, сохранившимися от эрозионной деятельности глубоковрезанной современной речной сети». К этой характеристике остается добавить, что на площади Никаро, за исключением небольшого тектонического блока — Лома де Менсура, выдвинутого до уровня 800 м абс. выс., все так называемые вершины и хребты представляют собой уже разобщенные эрозионные останцы поверхности выравнивания. В плане эти останцы имеют неправильные, лапчатые иногда вытянутые контуры и часто соединяются перемычками. Суммарная никеленосная площадь останцов составляет примерно 100 км².

Район Никаро, подобно плато Пинарес-де-Маяри, представляет также тектонический, но более крупный блок, обрамление которого пока выявлено лишь фрагментарно. Ограничивающие его нарушения хорошо видны на геологической карте масштаба 1:50 000, составленной А. Ф. Адамовичем и В. Д. Чеховичем и др. (1962). Блок расщечен субмеридиональной зоной крупных нарушений, по ней выработана глубоковрезанная долина р. Левисы. В результате развития эрозионной системы верховьев р. Левисы центральная часть плато расчленена на мелкие мезеты. До расчленения плато эрозией в его контурах были развиты отдельные зоны дробления, особенно отчетливо проявленные в его краевых частях. Возможно, что уже при их заложении здесь наметились мелкие тектонические блоки.

На большинстве мезет распространена маломощная никеленосная, площадная кора выветривания, по строению и составу продуктов выветривания аналогичная коре выветривания плато Пинарес-де-Маяри, но по площади и запасам, даже самых крупных мезет, она в сотни раз меньше последней.

Все главные месторождения Никаро приурочены к участкам развития серпентинитов с повышенной трещиноватостью, к зонам дробления и крупным нарушениям. Соответственно здесь представлены никелевые месторождения площадного, линейного и смешанного типов.

Главными рудными объектами района Никаро являются никелевые месторождения: Соль Либано, Окухаль, Рамона. Эти месторождения в значительной мере или нацело отработаны, а ознакомление с ними на месте и по геологоразведочным материалам не дало принципиально новых факторов и не позволило выявить каких-либо новых закономерностей.

Месторождение Соль Либано

Толща никеленосной коры выветривания этого месторождения отличается изменчивой мощностью от 0 до 55 м, в среднем она составляет около 10 м. Рудная площадь месторождения размещается на ступенчатых граничных блоках, образующих общий полого-ступенчатый блок с суммарной разницей высот от 100 до 250 м. На отработанной площади до ложа плотных выщелоченных серпентинитов по расположению сложных выступов и впадин четко улавливается ориентировка трещиноватости. Примечательно, что на смежных, выровненных площадках с различной абсолютной высотой система ориентировки зон нарушений и трещиноватости в серпентинитах оказалась смещенной на 10—12°. На одном блоке ориентировка выступов гребней и впадин ложа серпентинитов имела азимут 335°, а на соседнем блоке азимут 0° и второе дополнительное направление ориентировки крупных выступов в различных грядах с азимутом 250°. Эти наблюдения свидетельствуют о том, что рудная площадь месторождения имеет блоковое строение, ступенеобразное смещение блоков которого оформилось после заложения системы параллельных трещин и зон сближенной трещиноватости.

На месторождении Соль Либано имеется зона нонтронитизированных серпентинитов мощностью до 4 м. Часть этой зоны сохранилась в неободренном состоянии, под крупными (до 5 м в сечении) нуклеями плотных, выщелоченных лишь с поверхности серпентинитов, залегающих в толще структурных охр и латеритов.

Неотработанные выщелоченные серпентиниты, залегающие под никелевыми латеритами и ободренными нонтронитами, на ряде участков месторождения отличаются высоким содержанием никеля за счет налетов никелевых силикатов по стенкам тонких трещин и могут быть использованы в качестве руды.

Месторождение Окухаль

Это месторождение также располагается в окраинной части плато. Суммарная разница отметок поверхностей выравнивания отдельных блоков здесь составляет около 100 м (от 150 м до 250 м абс. высоты). По типу

оруденения это месторождение близко к месторождению Соль Либао, но отличается от последнего большей масштабностью тектонических нарушений и большим развитием индивидуализированных прожилков никелевых силикатов и никелевого керслита в нижней части рудной толщи. В настоящее время основная площадь месторождения отработана и установить истинную мощность никеленосной толщи невозможно. Судя по тому, что еще в 1939 г. в начале вскрышных работ на месторождении были обнаружены значительные прожилки никелевых силикатов, как правило, приуроченных лишь к нижним частям богатых, мощных рудных толщ, можно полагать, что толща железистых и никелевых латеритов на этом месторождении была значительно размыта. Такой вывод вполне согласуется с положением в современном рельефе приподнятого блока, к которому приурочено месторождение Окухаль.

Месторождение Рамона

Рудная площадь этого месторождения полностью отработана. Для него характерно развитие мощной прстяженной зоны скелетных, ячеистых силицифицированных серпентинитов, образовавшихся по крупной зоне тектонических нарушений, состоящей из системы крутопадающих сбlijженных трещин. По этой зоне образовалось кварц-халцедоновое крутопадающее, местами ветвящееся жилоподобное тело мощностью до 3—4 м. Ячейки халцедонового скелета этой жилы выполнены никеленосной охрой и в единичных случаях в них обнаруживается законсервированный зеленый нонтронит.

Эти факты свидетельствуют, что силицификация развивалась в коре выветривания и что в настоящее время на дневную поверхность выходят не верхние, а глубокие зоны коры выветривания серпентинитов. О значительном размыве коры выветривания свидетельствуют глыбовые развалы этой бирбиритовой жилы, образующей гряду на месте ее выхода на поверхность. По-видимому, если бы не было этой устойчивой жилы, то рыхлые рудные охры и нонтрониты не могли сохраниться от размыва. Вероятно, они были бы снесены плоскостным смывом в ливневые периоды. Бирбиритовый хребтик и кварц-халцедоновая жила проходят по бровке плато, предохраняя его от разрушения. Жила как бы нависает над обрывом, крупные глыбы и блоки бирбиритов, слагающих жилы, образуют свалы у его подножья.

Судя по размещению карьеров, основные разработки никелевых руд велись в непосредственной близости от жилы, т. е. в зоне охраны ею рыхлых продуктов от размыва.

Для полной характеристики никеленосности района Никаро следует отметить, что в ряде пунктов автострaды Никаро — Моа дорожная выемка вскрывает толщи серо-зеленых слоистых песчаников с мелкими обломками и гальками в глинистом цементе. Состав галек, мелких обломков и шламма в отдельных слоях состоит на 80—90% из серпентинита, выщелоченного серпентинита, реже магнезита. Несерпентинитовый материал (габбро, диабазы и др.) находится в подчиненном количестве. Цемент в значительной мере представлен нонтронитовым материалом. Толща этих пород маастрихтского возраста представляет собой типичные продукты переотложения коры выветривания серпентинита.

Химические анализы ряда штучных образцов этой породы показали высокое (около 1%) содержание никеля.

Учитывая выдержанность состава пород в разрезе, достигающем несколько десятков метров мощности, и распространение их на площадях, измеряемых многими десятками квадратных километров, представляется целесообразным провести предварительную разведку и оценку возможных перспективных запасов этих пород как резерва никелевого сырья Кубы.

Поисковые и разведочные площади рудного района Моа-Баракоа

Район охватывает около 100 км² территории ультрабазитового массива Маяри-Баракоа, лежащей к востоку от линии Моа — Гуантанамо в водораздельной части массива. Район мало заселен и слабо освоен. Он представляет собой плато: отметки его колеблются в пределах от 600 до 900 м абс. выс. Плато расчленено глубокими V-образными долинами, в верховьях которых сеть водосборных ручьев разработала склоны и придала им холмисто-овражистый рельеф.

Район пока не имеет кондиционной геологической карты, некоторые труднодоступные его участки обследованы лишь отдельными маршрутами. Более или менее изучена геология участков небольших хромитовых месторождений и латеритовых полей. Латеритовые поля окантурировались путем дешифрирования аэрофотоснимков. На крупных латеритовых полях проводились поиски никелевых руд шнековым бурением по сетке 400×400 м, местами со сгущением ее, но чаще лишь скважинами, пройденными вдоль дорог. В настоящее время ряд рудных никеленосных латеритных полей разведен редкой сетью неглубоких скважин и на их площади подсчитаны запасы.

Всего в пределах района известно 16 рудных участков. Они изучены и разведаны с разной степенью детальности и имеют различные запасы. По имеющимся у нас данным, на всех участках за исключением Монтеристо и Ла Кларита не выявляется каких-либо фактов, говорящих о принципиально иных закономерностях формирования никелевых рудных толщ по сравнению с описанными выше рудными районами. На этом основании в дальнейшем приводятся лишь краткие сведения об этих участках, характеризующие их особенности.

На севере района, непосредственно примыкая к рудному полю Моа, располагается группа рудных поисково-разведочных участков Моа. Площадь их развития занимает весь ступенчатый северо-восточный склон ультрабазитового массива, начиная от побережья до его водораздельной пологой части с отметками 800—1000 м абс. высоты. Здесь на площади от 4 до 12 км² расположены многочисленные участки развития железистых и никелевых латеритов различной промышленной ценности.

На самом побережье находится участок Пунта Горда. Здесь имеется три крупные рудные залежи, отделенные друг от друга врезанными речными долинами. Рудные залежи отличаются разной высотой положения единой поверхности выравнивания в пределах от 20 до 250 м абс. выс. По разведанным промышленным запасам суммарно трех залежей этот участок, вероятно, не уступает месторождению Моа. Его запасы характеризуются следующими основными показателями: средняя мощность рудной толщи 12 м, никелевых латеритных руд в нем насчи-

тывается около 120—140 млн. т, а никелевых руд серпентинитового типа — около 50 млн. т. Отличительной чертой месторождения является обводненность части рудной толщи. Залегание руд ниже уровня моря свидетельствует о том, что после их формирования произошло значительное опускание блоков серпентинитового массива, составляющих это месторождение.

Выше по склону на выровненной увалисто-холмистой поверхности с высотами, колеблющимися в пределах от 100—500 м до 300—700 м абс. выс., размещаются рудоносные участки Камариока Норте и Камариока Эсте общей площадью 6—7 км². Запасы руды первого участка, представленные никелевыми латеритами, оцениваются в 1,5 млн. т при средней мощности 4 м и среднем содержании металла в 1,3%. Серпентинитовые руды, мощностью около 2 м и среднем содержании 1,5% никеля, составляют 1,9 млн. т.

На участке Камариока Эсте встречены никелевые латериты, средней мощностью 4—5 м, при среднем содержании никеля в 1,2%, запасы руд оцениваются в 21 млн. т. Серпентинитовые никелевые руды, при средней мощности 2,7 м и содержании 1,35% никеля, составляют 7,4 млн. т. Оба эти участка весьма перспективны.

Интересно, что на этих участках в нормальном разрезе коры выветривания имеются значительные запасы железистых латеритов со средним содержанием никеля 0,5% при средней мощности 2 м. Это свидетельствует о том, что блоки, включающие оба участка, не испытали существенного размыва.

К востоку от описанной площади последовательно расположены участки: Ла Дельта — представляющий собой столовую возвышенность (поверхность выравнивания) в пределах 150—450 м абс. высоты. Кантарана — участок водораздельного плато (200—325 м абс. выс.) и участок Санта Тересита — расчлененное плато, расположенное на уровне 100—540 м абс. высоты. Расчлененные эрозией выровненные поверхности этих участков являются водоразделами верховьев рек, берущих начало на склонах гор Кучильяс де Тоа и текущих на север.

Запасы руд этих участков приведены в табл. 4.

Таблица 4

Запасы никелевых руд участков Ла Дельта, Кантарана и Санта Тересита

| Участок | Тип руды | Средняя мощность, м | Среднее содержание никеля, % | Запасы, млн. т |
|----------------|-----------------------|---------------------|------------------------------|----------------|
| Ла Дельта | Латериты никеленосные | 7,0 | 1,3 | 13,2 |
| | Серпентинитовые руды | 3,2 | 1,3 | 5,6 |
| Кантарана | Латериты никеленосные | 3,0—4,0 | 1,1 | 5,6 |
| | Серпентинитовые руды | 3,5 | 1,4 | 0,85 |
| Санта Тересита | Латериты никеленосные | 1,7 | 1,0 | 3,8 |

На юге никеленосного района Моа расположен участок Камариока Сур, представляющий собой участок плато в присводовой части поверхности ультрабазитового массива с абс. высотами от 400 до 900 м. Поверхность этого участка платообразная. По предварительным данным запасы руд в никелевых латеритах оцениваются примерно в 0,2 млн. т при средней мощности 3,4 м и среднем содержании металла в 1,3%, а запасы серпентинитовых руд равны окло 0,85 млн. т при средней мощности их в 2,4 м и среднем содержании металла в 1,4%. Интересно, что покров железистых латеритов имеет мощность всего 1,75 м, местами он размыт полностью и никелевые латериты выходят непосредственно на дневную поверхность.

Также в присводовой части массива на плато с отметками 800—1000 м абс. выс. расположен участок Пилото. На его поверхности почти повсеместно выходят выщелоченные плотные и окремненные серпентиниты, и лишь в отдельных местах встречены «карманы» глубиной 8—12 м, представленные богатыми никелевыми рудами. Таким образом, поверхность этого участка представляет собой ложе древней коры выветривания, очищенное от рыхлых продуктов выветривания.

Южная группа разведочных участков расположена на южном присводовом склоне серпентинитового массива Моа-Баракоа. Эта площадь водораздельного плато и его южного ступенчатого склона, сильно расчлененного по краям верховьями рек Тоа и Руто, с плоской поверхностью в пределах 500—800 м абс. высоты. На поверхности плато, сложенного серпентинитами, имеется много бессточных впадин, диаметром до 1 км² и глубиной до 50 м. По южному краю плато проходит крупный субширотный разлом. На плато находятся четыре разведочных участка: Купейаль, Лас Мунисьонес, Пинар-де-Сейба и Кайо Фортуна. По предварительным данным мощность рудных латеритов здесь не превышает 2,5 м, а среднее содержание металла (никеля) в них равно 1,2%. Содержание никеля в подстилающих латериты выщелоченных серпентинитах равно 1,53%. Суммарные запасы латеритных руд на этих участках составляют 2,5 млн. т, а серпентинитовых — 5,8 млн. т. Эти данные свидетельствуют о том, что рыхлые, вероятно, никеленосные продукты выветривания здесь были почти целиком смыты. Богатство выщелоченных серпентинитов указывает на то, что залегавшие выше смытые продукты выветривания были рудными.

Принципиально новыми для Кубы являются геология и никеленосность участка Монтекристо, расположенного уже на южном склоне ультрабазитового массива, на уровне 700—900 м абс. высоты. Строение поверхности этого участка сложнее. Плато здесь расчленено врезанными верховьями ручьев. Отдельные участки поверхности плато располагаются на разных уровнях. Между этими площадками наблюдаются бессточные впадины, обычно вытянутые в северо-восточном направлении. Наиболее протяженная впадина прослеживается на 300 м в виде бессточного узкого оврага.

По данным геологической карты масштаба 1 : 50 000, составленной А. Ф. Адамовичем и В. Д. Чеховичем и др. (1962), участок приурочен к тектоническому контакту серпентинитов с надвинутыми на них с запада верхнемеловыми (C₂^m) и палеогеновыми (P_{g1+2}) осадками. Контакт этот, вероятно, имеет сложное строение. Так, геологи Г. Костарев и Л. Сердюк (1965 г.), проводившие разведочное бурение на этом участке, отмечают, что латериты располагаются среди карбонатных пород, кото-

рые образуют иногда останцы размерами 100×200 м и высотой до 200 м. М. В. Огарков (1965 г.) указывает, что участок Монтекристо расположен в поле развития осадочных пород нижнего олигоцена. Что касается латеритов, то он пишет: «На участке Монтекристо кора выветривания имеет геохимический профиль, типичный для кор выветривания гипербазитов. Прямого подтверждения того, что латериты развиты по гипербазитам, получить не удалось, поскольку бурение велось шнеками и скважины не прошли до неизмененных пород основания».

По нашим наблюдениям часть латеритов данного участка сформировалась преимущественно на известковистых терригенных осадках олигоцена, в которых 60—80% состава породы представлено мелкими обломками светло-серых выщелоченных серпентинитов, с включениями более крупных обломков, большую часть которых составляют продукты выветривания серпентинитов. Содержание никеля в такой породе достаточно высокое (около 0,3%), а состав ее достаточно благоприятен для формирования на ней кондиционных латеритных никелевых руд.

По данным геологов Кубинского Института минеральных ресурсов производивших разведку латеритов на площади Монтекристо, здесь насчитывается 20,5 млн. т никелевых латеритов средней мощностью 4,35 м при содержании 1,35% никеля. Кроме того, 17,5 млн. т руд представлено мягкими серпентинитовыми рудами со средней мощностью 4,5 м при среднем содержании металла 1,47%. Твердые серпентинитовые руды составляют 7,2% млн. т при средней мощности 2,64 м и содержании никеля 1,55%.

До настоящего времени не обращалось внимания на возможную никеленосность красноземов и латеритоподобных образований, распространенных в районах развития осадочных пород. В свете данных, полученных по участку Монтекристо, представляется целесообразным опробовать на никель латериты и красноземы, сформированные на осадочных породах, в области возможного накопления в послемаастрихтских и третичных осадках продуктов размыва элювиальных образований, снесенных с площади серпентинитовых массивов. Вероятно, что послеолигоценные латериты, образованные в этих областях по таким осадочным верхнемеловым и третичным породам, окажутся никеленосными, а возможно и рудными. Среди этих образований несомненный интерес представляют красноцветные почвы провинций Матансас, Камагуэй и Ориенте.

Последней группой поисковых участков провинции Ориенте является группа Иберия, расположенная близ побережья Атлантического океана. Этот район представлен тремя платообразными возвышенностями с поверхностью выравнивания в диапазоне 200—550, 400—700 и 500—600 м абс. высоты. По материалам поисковых работ здесь распространены латериты с содержанием никеля, превышающим 1%. Более полных сведений о геолого-структурной обстановке и характеристике вещественного состава рудоносной толщи этих участков пока нет.

Заканчивая описание главных никеленосных рудных полей, месторождений и участков Кубы, в первую очередь необходимо отметить общую перспективность этого региона и учитывать возможное выявление новых резервов за счет пересотложенных никеленосных продуктов выветривания в маастрихтских и палеогеновых отложениях и латеритов по никеленосным осадочным породам. На Кубе также есть перспективы для обнаружения никелевого оруденения контактово-карстового

типа. Наиболее благоприятными для формирования месторождений этого типа, как известно, являются тектонические контакты серпентинитов и карбонатных пород — известняков и мраморов. Обычно выше никелевых руд этого типа залегают железные осадочные озерно-болотные руды, приуроченные к мелким депрессиям рельефа, образующимся за счет небольших карстовых просадок. Как правило, эти руды обнаруживаются бурением на глубине 15—20 м и более, в понижениях древнего рельефа, в приконтактных частях массивов. На Кубе пока не производилось выявления участков, благоприятных для обнаружения контактово-карстовых руд никеля, а обнаружение их случайными скважинами едва ли возможно, так как они всегда приурочены к участкам с совсем иной характеристикой, чем те участки, на которых развиты площадные и линейные коры выветривания по серпентинитам.

ВЫВОДЫ

1. Никелевые руды Кубы сформировались в процессе выветривания никельсодержащих серпентинитов. Небольшая часть руд возникла за счет выветривания терригенно-осадочных пород, в составе которых преобладает серпентинитовый материал. К резервам никелевого сырья могут быть отнесены толщи древних переотложенных никеленосных продуктов выветривания (маастрихтского и палеогенового возраста). Кроме того, на Кубе есть основания для обнаружения руд контактово-карстового типа.

2. По форме нахождения никеля, вещественному составу рудной толщи и условиям залегания в профиле коры выветривания, никелевые руды Кубы делятся на два типа: 1 — окисные латеритные высокожелезистые маломagneзиальные, залегающие в верхней части профиля коры выветривания и 2 — силикатные серпентинитовые маложелезистые магнезиальные, залегающие в нижней части профиля коры выветривания.

3. По структурно-морфологическому принципу на Кубе выделяются три типа промышленных никеленосных кор выветривания: 1 — площадные, 2 — линейные, 3 — смешанные. Первые имеют большое площадное распространение, сравнительно небольшую, но выдержанную мощность рудной толщи и умеренное содержание металла. Линейные коры обладают меньшей площадью распространения, значительно большей мощностью руд и высоким содержанием металла. Руды кор смешанного типа менее выдержаны по мощности, но более богаты, чем руды кор площадного типа.

4. Условия формирования никеленосных кор выветривания, их структурно-морфологические типы, степень развития и сохранность рудной толщи в корях выветривания серпентинитов на Кубе кардинально подчинены масштабам, форме и особенностям развития структуры гипербазитовых массивов.

Мелкие серпентинитовые массивы подчинялись структуре вмещающих осадочных толщ и перемещались согласно движению вмещающих масс, а пластовые тела серпентинитов участвовали в складкообразовании. При выходе на поверхность мелкие серпентинитовые массивы не оказывали существенного влияния на формирование рельефа, не создавали больших площадей, не обладали структурами, способными во-

влечь большие объемы никельсодержащих пород в процессы выветривания. Небольшое изменение тектонического режима вмещающих пород выводило их из устойчивого положения, вызывая изменение их структурной позиции и омоложение рельефа, сопровождавшиеся в континентальные эпохи полным или частичным размывом кор выветривания на них.

Положение крупных ультрабазитовых массивов, представляющих собой жесткие плитообразные тела в мобильной толще вмещающих пород, предопределяло развитие в них блокового строения с заложением крупных зон дробления, трещиноватости и смятия. Полого-купольное строение кровельной части массивов при их обнажении эрозией способствовало выработке поверхностей выравнивания с рельефом типа пенеплена. Этим обеспечивалось широкое развитие кор выветривания площадного типа. По зонам нарушений возникала линейная кора выветривания, вовлекавшая в процесс выветривания огромные объемы никельсодержащих серпентинитов. Таким образом, в домастрихтское время была сформирована первичная никеленосная кора нонтронитового профиля.

Верхнемеловое и нижнетретичное складкообразование осадочных толщ Кубы проявилось дифференциальными смещениями блоков в жестких телах крупных ультрабазитовых массивов. Массив Маяри-Баракоа оформился в типичную горст-антиклиналь с пологим сводом из относительно одноуровненно приподнятых блоков со ступенчатыми склонами мелкоблокового строения.

Пологая сводовая поверхность горст-антиклинали частично сохранилась при формировании современного рельефа. Наиболее сильно были размыты рыхлые, охристые и нонтронитовые продукты выветривания, особенно на отдельных наиболее приподнятых блоках. Толщи смытых никеленосных продуктов отлагались у подножия массива и вошли в состав терригенно-карбонатных отложений маастрихта-эоцена. Размывались также те линейные коры выветривания, которые сформировались по субмеридиональным тектоническим зонам на окраинах массива, благоприятных для врезания молодых долин в приподнятый древний пенеплен.

На омоложенном пенеплене с остатками древних никеленосных кор выветривания, с подновленными зонами тектонических нарушений в доплиоценовый период (в основном в олигоцене) происходил интенсивный процесс латеритного выветривания.

5. Наиболее мощные и богатые толщи никеленосных руд, приуроченные к коре выветривания линейного типа, сформировались за счет наложения латеритного выветривания на нижние, уже обогащенные никелем, зоны древней домастрихтской коры выветривания нонтронитового профиля. Таким образом, мощные богатые никелевые руды Кубы генетически относятся к сложнообразованной, многовозрастной коре выветривания по серпентинитам.

6. Проявление на территории Кубы воздыманий и погружений отдельных крупных блоков в плиоцен-четвертичное время вызвало поднятие блока горст-антиклинали серпентинитового массива Маяри-Баракоа. При этом наибольшее поднятие претерпели слагающие массив мелкие блоки в его центральной, т. е. сводовой, части. Это сопровождалось подновлением и частичным раскрытием межблоковых нарушений. Одновременно окраинные блоки испытали опускание с частичным погружением в отдельных из них, нижней части никеленосной коры выветривания под

уровень грунтовых вод и даже ниже уровня океана. На наиболее приподнятых блоках произошло омоложение древнего рельефа, в результате чего рыхлые никеленосные продукты площадной коры выветривания здесь смыты нацело. Во многих зонах дробления уничтожены рыхлые продукты линейной коры за счет суффозионных процессов, развившихся в связи с интенсивным поднятием ее над уровнем грунтовых вод и приоткрыванием подновленных разломов.

В настоящее время происходит интенсивное врезание омолаживающихся долин по зонам тектонических нарушений с размывом линейных кор. При этом образуются водопады у краев «подвешенных» верховьев речек на останках древнего пенеплена. Происходит срезание рудных толщ бортами современных долин. На поверхности останцов древнего пенеплена, слабо покрытых растительностью, размываются покровные железистые и частично никелевые латериты. Современное выветривание с постепенным перераспределением железа и никеля, вероятно, происходит только на пологих поверхностях с покровом тропических лесов. Однако такие площади весьма незначительны и с краев мизет они интенсивно разрушаются омолаживающимся рельефом врезанных долин.

В результате современных процессов выветривания, вероятно, происходит перераспределение железа в древней коре выветривания и идет образование железистых стяжений и плит близ уровня грунтовых вод. Существенного влияния на рудоносность древних кор выветривания процессы современного выветривания не оказывают.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамович А. Ф., Чехович В. Д. Геологическое строение и полезные ископаемые района Моа, провинции Ориенте. Гавана, 1963.
- Адамович А. Ф., Чехович В. Д. Основные черты геологического строения Восточной Кубы.— Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы, т. 68, отдел. геол., 1963, т. 38, вып. 6.
- Адамович А. Ф., Чехович В. Д. Основные черты геологического строения Восточной Кубы.— Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы, отдел. геол., 1964, т. 39, вып. 1.
- Адамович А. Ф., Чехович В. Д. К вопросу об условиях образования коры выветривания в геосинклинальных областях (на примере Восточной Кубы).— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 9.
- Адамович А. Ф., Чехович В. Д. Марганцевые отложения Кубы и перспективы их поисков. Серия геол. м-ний пол. ископ. и регион. геол., ВИЭМС, 1966, вып. 3.
- Бугельский Ю. Ю., Формель-Кортин Ф. Гидрохимия и проблемы генезиса никеленосных кор выветривания Кубы.— В кн. «Проблемы генезиса рудных месторождений Кубы». Гавана — Москва, 1968.
- Гинзбург И. И. Геохимия и геология древней коры выветривания на Урале.— Труды Ин-та геол. наук, вып. 81, серия Уральской компл. эксп. АН СССР (8), 1947.
- Книппер А. Л., Пунг-Рифа М. Тектоническое положение протрузий ультрабазитов в северо-западной части провинции Ориенте. В кн. «Геология и полезные ископаемые Кубы». Изд-во «Наука», 1967.
- Корин И. З., Финько В. И., Нуньес Хименес А., Формель-Кортин Ф. О псевдокарсте на серпентинитах Кубы.— В кн. «Геология и полезные ископаемые Кубы». Изд-во «Наука», 1967.
- Корин И. З., Финько В. И., Формель-Кортин Ф. Роль структуры первичных пород в формировании никеленосных кор выветривания Кубы.— В кн. «Геология и полезные ископаемые Кубы». Изд-во «Наука», 1967.
- Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. Изд-во «Недра», 1967.
- Пуцаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пунг-Рифа М. Тектоническая карта

- Кубы. М. 1:250 000.— В кн. «Геология и полезные ископаемые Кубы». Изд-во «Недра», 1967.
- Семенов Ю. П., Тихомиров И. Н., Сетурра-Сотто Р., Фурасола-Вермудес Г. Интрузивный магматизм и металлогения Кубы. Гавана, 1968.
- Финько В. И., Корин И. З., Формель-Кортина Ф. О возрасте древней коры выветривания и латеритов Кубы.— В кн. «Геология и полезные ископаемые Кубы», 1967.
- Худолей К. М. Геологическое строение Кубы и ее положение в структуре Карибского района. ВСЕГЕИ. Л., 1968.
- Худолей К. М. Палеогеография и геологическая история Карибской области Атлантического океана.— В кн. «Состояние и задачи советской литологии», III. М., изд-во «Наука», 1970.
- Adamovich A. F., Chejovich V. D. Principales características de la geología y de los minerales útiles de la región nordeste de la provincia de Oriente. La Habana.— Nuestra industria, revista tecnológica, 1964, v. 2, N 1.
- Adamovich A. F., Chejovich V. D. Sobre el relieve premaestrichtiano del Norte de Oriente y sus relaciones con la geomorfología contemporánea. La Habana.— Nuestra industria, revista tecnológica, 1965, v. 3, N 2.
- Baragwanath I. C., Chatelain J. B. Development and equipment of the Nicaro nickel project.— Mining and Met., 1945, v. 26, N 8.
- Casanovas E., Vegh S. Observaciones geoquímicas sobre las serpentitas y lateritas niquelíferas del area de Nicaro, provincia de Oriente, Cuba. La Habana.— Nuestra industria, revista tecnológica, 1966, v. 4, N 6.
- Corral J. I. Terrazas pleistocénicas cubanas. La Habana, Compañía Editora de libros y folletos O'Reilly, 1944, N 304.
- Cox I. S. Jr. The iron-ore deposits of the Mayari district, Oriente province, island of Cuba.— Amer. Inst. Mining Engineers, Trans., 1912, v. 42.
- Cumings W. L., Miller B. L. Characteristics and origin of the brown iron-ores of Camaguey and Moa, Cuba.— Amer. Inst. Mining Engineers, Trans., 1912, v. 42.
- Dake C. L. The formation and distribution of residual iron-ores.— Amer. Inst. Mining Engineers, Trans., 1916, v. 53 (1915).
- Fischer R. B., Dressel W. M. The Nicaro (Cuba) nickel ores. Basic studies, including differential thermal analysis in controlled atmospheres (V. S. Bureau of Mines. Department of the Interior. Report of investigations 5496). Washington, 1959.
- Furrazola-Bermúdez G., Yudoley C. M., Mijailóuskaya M. S., Miroliúbov V. S., Novojetsky I. P., Núñez Jiménez A., Solsona J. B. Geología de Cuba. La Habana, 1964.
- Guardiola R. Sobre el origen de los criaderos de Mayarí. La Habana.— Revista Minera, Metalúrgica y de Ingeniería, 1912, v. 66.
- Hayes C. W. The Mayari and Moa iron-deposits in Cuba.— Amer. Inst. Mining Engineers, Trans., 1912, v. 42.
- Kemp J. F. Iron-ore resources in the West Indies. The iron ore resources of the world. Stockholm, 1910, v. 2.
- Kudelásek V., Márxova J., Zamarsky V., La mineralogía de la corteza de intemperismo de las rocas ultrabásicas de la costa norte de la provincia de Oriente, Nicaro, Moa.— Revista de Geología. Academia de Ciencias de Cuba.— 1967, N 1.
- Kumpera O. Contribución a la Geología de la Sierra de Nipe. Universidad de Oriente, serie Tecnología y Ciencias, Santiago de Cuba, 1968, N 1.
- Leith C. K., Mead W. J. Origin of the iron-ores of central and northeastern Cuba.— Amer. Inst. Mining Engineers, Trans., 1912, v. 42.
- Leith C. K., Mead W. J. Additional data on origin of lateritic iron ores of eastern Cuba.— Amer. Inst. Mining Engineers, Trans., 1916, v. 53 (1915).
- Lewis G. E., Strachek J. A. Geology of South-Central Oriente.— U. S. Geol. Surv., Bull., 1955, N 975-D.
- Little Y. E. The Mayari iron-mines Oriente province, island of Cuba, as developed by the Spanish-American Iron C.— Amer. Inst. Mining Engineers, Trans., 1912, v. 42.
- McMillan W. D., Davis H. W. Nickel-cobalt resources of Cuba (U. S. Bureau of Mines. Department of Interior. Report of investigations № 5099). Washington, 1955.
- Núñez Jiménez A. Geografía de Cuba, La Habana, 1965.
- Núñez Jiménez A. Geografía de Cuba. Minería. Bohemia, 1970, N 6.
- Núñez Jiménez A., Korin I. Z., Finkó V. I., Formell Cortina F. Notas preliminares acerca del carso en periodotita. Sierra de Moa. Oriente, Cuba.— Revista de geología. Academia de Ciencias de Cuba, 1967, N 1.
- Pellitero V. Apuntes geológicos referentes al interario de Sagua de Tánamo al Santa Catalina de Guantánamo en la isla de Cuba. España, Com. Map. Geol., 1893, v. 20.
- Shiróková I., Linchenat A. Individual characteristics of the nickeliferous iron (laterites deposits) of the North-Eastern

- part of Cuba. (Pinares de Mayari, Nicaro and Moa) Report of the twenty-second session International Geological Congress. Vol. of abstracts, New Delhi, 1964.
- Spencer A. C.* Three deposits of iron-ore in Cuba.—U. S. Geol. Survey, Bull., 1908, N 340-E.
- Spencer A. C.* Occurrence, origin and character surficial iron-ores of Camaguey and Oriente provinces, Cuba.—Amer. Inst. Mining Engineers, Trans., 1912, v. 42.
- Strnad J.* Desarrollo del conocimiento geológico y del aprovechamiento de las menas residuales níquelíferas.—Nuestra industria. Revista Tecnológica, La Habana, 1968, v. 6, N 1—2.
- Thayer T. R., Guild P. V.* Thrust faults and related structures in Eearsten Cuba.—Amer. Geophys. Union, Trans., 1947, v. 28, N 6.
- Thayer T. R.* Chrome recources of Cuba.—U. S. Geol. Surv. Bull., 1942, N 935—A.
- Weld C. M.* The residual brown iron-ores of Cuba.—Amer. Inst. Mining Engineers, Trans., 1910, v. 40.
- Woodbridge D. E.*, Expioration of Cuban iron-ore deposits.—Amer. Inst. Mining Engineers, 1912, v. 42.
- Zamarský V., Kidělásek V.* Ložiska lateritických níkelnatých rud na ultrabazikách v provincii Oriente na Kube. Geol. Pruzkum, Praha, 1966, č. 9.

ВЛИЯНИЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОГО ФАКТОРА НА ФОРМИРОВАНИЕ И РАЗМЕЩЕНИЕ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ КУБЫ

Ю. Ю. Бугельский, Ф. Формель-Кортена

Изучение геохимии подземных вод представляет большой интерес для познания гипергенных процессов, приводящих к формированию коры выветривания. Среди факторов, обуславливающих эти процессы, подземные воды занимают ведущее место. Изучение химического состава природных вод и их динамики позволяет проследить и количественно оценивать миграцию химических элементов. Сравнение распределения химических элементов в свежих горных породах с содержаниями их в природных водах и в образовавшихся *in situ* продуктах выветривания дает возможность наблюдать полную картину гипергенного изменения горных пород и составить баланс вещества в процессах формирования коры выветривания.

Особый интерес представляют гидрогеохимические исследования для районов тропических областей. Климатические условия тропиков, обусловленные интенсивным притоком солнечной энергии, являются наиболее благоприятными для процессов корообразования. Радиационный баланс этих областей достигает 80—90 ккал/см² в год. Такого количества тепла достаточно для плавления 10-метрового слоя льда. Энергия солнечной радиации приводит в движение «повторяемые циклы миграций элементов» (Вернадский, 1927). Мощный приток тепловой энергии в экваториальных областях непосредственно воздействует на поверхность горных пород и насыщающие их природные воды. Увеличение температуры природных вод существенно влияет на кинетику протекающих в зоне гипергенеза химических реакций. Согласно эмпирическому правилу Оствальда скорость химических реакций возрастает вдвое при повышении температуры на 10°. Исходя из этого правила, скорость процессов химического выветривания в тропических областях должна быть в 3—5 раз выше по сравнению с районами распространения умеренного и арктического климатов. Помимо непосредственного воздействия на горные породы и содержащиеся в них растворы солнечная энергия лежит в основе биогеохимических процессов выветривания. Последние в свою очередь

теснейшим образом связаны с природными водами, которые обеспечивают жизнедеятельность растений и животных и после их отмирания и разложения обогащаются органическими веществами. Эти вещества, большей частью состоящие из простых и сложных органических кислот, в свою очередь, усиливают интенсивность воздействия природных вод на горные породы.

Величина поступающей солнечной энергии, выраженная в форме радиационного баланса, связана сложной параболической зависимостью с количеством выпадающих атмосферных осадков (Бугельский, 1961). В тропических областях значения обоих факторов находятся в прямой пропорциональной зависимости, что обуславливает интенсивное разрушение горных пород и вынос составляющих их компонентов.

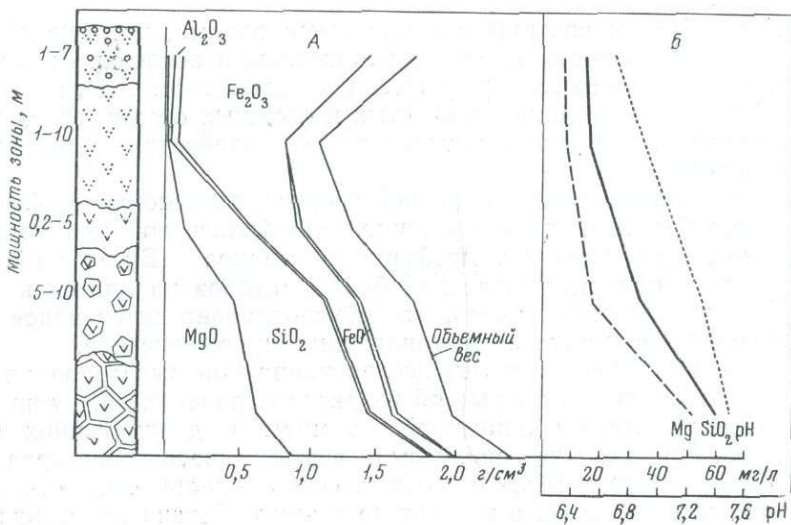
Проводя в течение ряда лет исследования кор выветривания Кубы, мы попытались связать данные об их распространенности, мощности и вещественном составе с динамикой и химизмом дренирующих их природных вод. При этом за основу были взяты теоретические представления И. И. Гинзбурга (1963) о геохимической зональности, которая возникает при выветривании в результате взаимодействия просачивающихся вод с горными породами. Была сделана попытка сопоставить существующую зональность профиля кор выветривания с гидрогеохимической зональностью, поскольку, как указывал А. М. Овчинников (1970), «...понимание гидрогеохимической зональности подземных вод позволяет хорошо представить ту природную обстановку, в которой протекают процессы в земной коре». С целью определения миграции химических элементов на всех этапах формирования коры выветривания были отобраны пробы воды, дренирующие ее различные зоны. Отбор проводился со строгим учетом гидрогеологических условий с тем, чтобы обеспечить достоверность опробования каждой зоны.

Для исследований были выбраны обособленные друг от друга гидрогеологические массивы, что позволило избежать смешения вод различных зон и дать характеристику их химического состава.

Параллельно с гидрогеохимическим опробованием отбирались образцы продуктов выветривания из различных зон. Анализы этих образцов, выполненные с учетом изменения объемного веса, сопоставлялись с данными анализов просачивающихся сквозь них вод. В ряде случаев непосредственно из образцов отжимались и анализировались поровые растворы.

Такое комплексное изучение геохимической зональности проводилось во всех районах наибольшего развития никеленосных кор выветривания — Пинарес-де-Маяри, Никаро, Моа — детально описанных А. Ф. Адамовичем и его соавторами (Адамович, Чехович и др., 1963, 1964). Сопоставление полученных результатов позволило составить по усредненным данным химических анализов сводный минералого-гидрогеохимический профиль для никеленосных кор Кубы и охарактеризовать геохимические особенности его образования (фиг. 1).

Формирование профиля коры выветривания Кубы, так же как и общей геохимической зональности (Никитин, Витовская, Бугельский, 1969), начинается с образования в приповерхностной части массивов ультраосновных пород зоны дезинтегрированных ультрабазитов. Выпадающие атмосферные осадки, количество которых на территории Кубы в современных условиях достигает нередко 2000—3000 мм/год, просачиваются по трещинам в ультраосновных породах от областей питания



Фиг. 1. Сводный минералого-геохимический профиль коры выветривания на ультрабазитах Восточной Кубы

А — распределение элементов по зонам коры выветривания; Б — то же в природных водах. Зоны коры выветривания (снизу вверх): 1 — зона слабоизмененных дезинтегрированных ультрабазитов; 2 — зона выщелоченных ультрабазитов; 3 — зона нонтронитизированных ультрабазитов и нонтронитов; 4 — зона структурных охр; 5 — зона бесструктурных охр с железистыми конкрециями

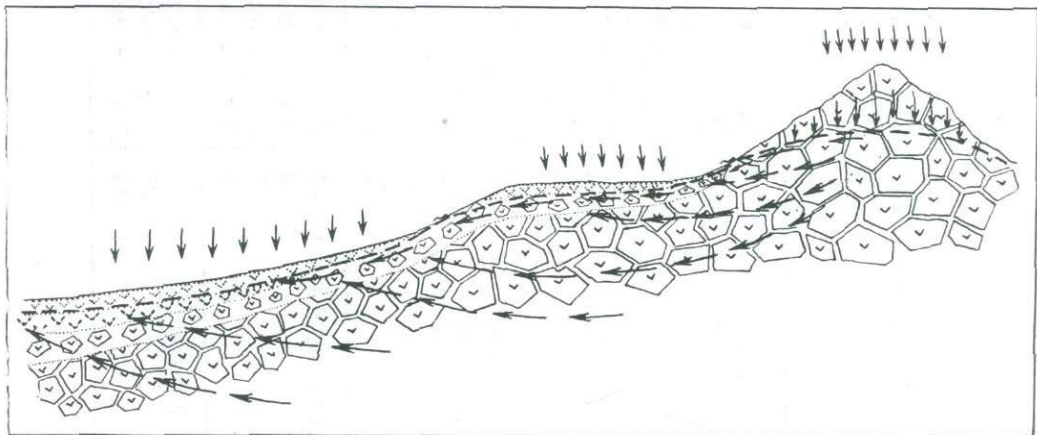
подземных вод к очагам их разгрузки. Вместе с ними в породы проникают активные агенты выветривания — растворенный кислород, углекислота и органические вещества, заимствованные из почвенного слоя. Под их воздействием по трещинам начинаются процессы гидратации и выщелачивания силикатов. В раствор переходят основные породообразующие компоненты — магний и кремнезем. Средние содержания их в современных подземных водах, отобранных из дезинтегрированных ультрабазитов, составляют 52 мг/л для магния и 60 мг/л для кремнезема. Максимальные же концентрации могут достигать соответственно 84—160 мг/л. Однако, поскольку вынос компонентов происходит по системам тонких трещин, изменение общего химического состава пород в процессе формирования зоны дезинтеграции невелико. Так, содержания MgO изменяются от 0,86 г/см³ в свежих до 0,64 г/см³ в дезинтегрированных ультрабазитах; содержание кремнезема сокращается соответственно с 1,0 до 0,78 г/см³. Содержание железа почти не изменяется. В целом переход ультрабазитов из свежего состояния в дезинтегрированное характеризуется общим выносом породообразующих компонентов, что подтверждается уменьшением объемного веса пород до 2,4 г/см³, а нередко до 1,9—2,0 г/см³ (табл. 1). Перешедшие в раствор компоненты мигрируют по трещинам вниз, к уровню грунтовых вод и выпадают вблизи него, образуя горизонты окремнения, керолитизации и карбонатизации. Такие горизонты наблюдаются в обнажениях дезинтегрированных ультрабазитов в виде прожилков керолита, опализованного керолита, опала. В нижней части зоны нередко встречаются скопления магнетитового «капустника». В целом же породы зоны дезинтеграции, выщелоченные по трещинам, остаются достаточно плотными и крепкими.

В процессе взаимодействия с породами агрессивные компоненты подземных вод нейтрализуются и рН устанавливается в среднем около 7,4—7,6, достигая нередко величин 8,2—8,4.

В то же время постоянное поступление новых количеств атмосферных осадков вновь приносит кислород и углекислоту. Воздействие инфильтрующихся слабокислых вод на дезинтегрированные породы приводит к дальнейшему их выщелачиванию. При этом взаимодействие вод с породами происходит уже не только по трещинам, но и по порам, образующимся во всей массе породы. Количественная характеристика ионно-солевого состава современных вод зоны дезинтеграции (табл. 2) по сути дела характеризует дальнейший процесс ее развития и перехода в следующую зону — выщелоченных ультрабазитов. Содержание магния в породах этой зоны снижается до 0,45—0,3 г/см³, а кремнезема—до 0,65—0,5 г/см³. Объемный вес сокращается до 1,78—1,35 г/см³. Выщелоченные ультрабазиты, сохраняя все структурно-текстурные особенности исходных пород, становятся настолько рыхлыми, что режутся ножом, легко разламываются и растираются в руках. При формировании этой зоны, в отличие от предыдущей, одновременно с выносом подвижных породообразующих элементов происходит увеличение содержания железа с 0,14 до 0,21 г/см³ и никеля с 0,01 до 0,02 г/см³. В весовых процентах последняя величина составляет 1,0—1,3% и является кондиционной при оценке запасов силикатно-никелевых руд.

Увеличение абсолютных количеств железа и никеля в зоне выщелоченных ультрабазитов можно объяснить не только вертикальной, но и горизонтальной миграцией их в грунтовых потоках к областям разгрузки (фиг. 2). Подтверждением этому служат относительно повышенные содержания железа (до 1,5 мг/л) и никеля (до 0,07 мг/л) в водах из зоны дезинтеграции. В процессе своего движения грунтовые воды не только продолжают выщелачивать и выносить подвижные компоненты, но и перерабатывают перешедшие на какое-то время в раствор менее подвижные компоненты.

Анализ вод, отобранных из выщелоченных ультрабазитов, показывает, что вынос компонентов из этой зоны продолжается, хотя и не в та-



Фиг. 2. Схема циркуляции подземных вод в районе развития никеленосных кор выветривания на ультрабазитах Восточной Кубы
Условные обозначения см. фиг. 1

Таблица 1

Химические анализы продуктов выветривания из различных зон коры на ультрабазитах Восточной Кубы (вес. %)

| Зона | № обр. | Место взятия образца | Объемный вес | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO |
|---|--------|-----------------------------------|--------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|------|
| Охры бесструктурные с железистыми конкрециями | 37 | Пинарес-де-Маяри | 1,72 | 3,47 | — | 3,01 | 75,37 | — | 0,32 | 0,7 | — |
| | 3 | Никаро, месторождение Соль Либано | 1,57 | 6,96 | 0,21 | 8,84 | 66,65 | — | 0,9 | 0,87 | 0,17 |
| | 318 | Моа, участок Купей | 2,60 | 5,00 | Не опр. | 19,39 | 61,71 | — | 0,20 | 0,28 | 0,30 |
| | 312 | Моа, участок Плайя ла Вака | Не опр. | 7,71 | 0,23 | 12,49 | 61,60 | — | 1,60 | 1,69 | — |
| Охры структурные | 36 | Пинарес-де-Маяри | 1,05 | 2,67 | — | 5,51 | 70,44 | — | 1,26 | 1,00 | 0,28 |
| | 4 | Никаро, месторождение Соль Либано | 1,30 | 1,97 | 0,07 | 5,68 | 70,33 | — | 0,47 | 0,43 | 0,15 |
| | 317 | Моа, участок Купей | 1,61 | 11,2 | Не опр. | 17,31 | 56,57 | — | 0,07 | 0,88 | 0,42 |
| | 311 | Моа, участок Плайя ла Вака | 1,55 | 17,84 | 0,12 | 12,56 | 46,23 | 0,33 | 0,77 | 2,64 | — |
| Нонтрониты, нонтронитизированные ультрабазиты | 35 | Пинарес-де-Маяри | 1,28 | 35,71 | — | 0,96 | 26,09 | 0,69 | 0,83 | 10,3 | — |
| | 5 | Никаро, месторождение Соль Либано | 1,09 | 41,39 | Следы | 2,96 | 25,65 | — | 0,11 | 6,99 | 0,27 |
| | 315 | Моа, участок Купей | 1,37 | 32,79 | 0,04 | 4,38 | 31,62 | — | 0,56 | 5,84 | — |
| | 314 | Моа, участок Купей | 1,49 | 40,06 | Не опр. | 4,5 | 24,66 | — | 0,33 | 6,87 | 0,56 |
| Выщелоченные ультрабазиты | 34 | Пинарес-де-Маяри | 1,70 | 36,97 | — | 1,16 | 12,35 | 1,71 | 0,47 | 28,2 | — |
| | 6 | Никаро, месторождение Соль Либано | 1,27 | 39,71 | — | 2,80 | 16,91 | 0,69 | 0,18 | 14,76 | — |
| | 313 | Моа, участок Купей | 1,35 | 38,19 | Не опр. | 3,39 | 13,62 | — | 0,11 | 25,77 | — |
| | 309 | Моа, участок Плайя ла Вака | 1,78 | 40,62 | 0,017 | 2,26 | 9,15 | — | 0,13 | 28,55 | — |
| Дезинтегрированные ультрабазиты | 33 | Пинарес-де-Маяри | 1,97 | 39,25 | — | 0,91 | 7,14 | 1,63 | 0,28 | 32,44 | — |
| | 25 | Пинарес-де-Маяри | 2,41 | 39,83 | 0,007 | 0,2 | 7,25 | — | 0,24 | 35,96 | 0,14 |
| | 319 | Моа, участок Купей | 1,89 | 38,95 | Не опр. | 0,94 | 8,97 | — | 0,11 | 35,17 | 0,28 |

| Зона | № обр. | Место взятия образца | Объемный вес | №10 | CoO | Na ₂ O | K ₂ O | Cr ₂ O ₄ | CO ₂ | H ₂ O ⁻ | H ₂ O ⁺ | С у м м а |
|---|--------|-----------------------------------|--------------|------|---------|-------------------|------------------|--------------------------------|-----------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------|
| Охры бесструктурные с железистыми конкрециями | 37 | Пинарес-де-Маяри | 1,72 | 0,74 | Не опр. | 0,04 | 0,04 | 3,1 | — | 2,56 | 10,5 | 99,88 |
| | 3 | Никаро, месторождение Соль Либано | 1,57 | 0,81 | » » | 0,02 | 0,12 | 3,04 | Не опр. | 3,47 | 8,12 | 100,18 |
| | 318 | Моа, участок Купей | 2,60 | 1,03 | 0,19 | 0,07 | 0,03 | 1,40 | — | 1,96 | 7,88 | 99,44 |
| | 312 | Моа, участок Плайя ла Вака | Не опр. | 0,71 | 0,12 | 0,35 | 0,09 | 2,68 | — | 2,51 | 7,71 | 99,50 |
| Охры структурные | 36 | Пинарес-де-Маяри | 1,05 | 1,55 | Не опр. | 0,05 | 0,03 | 3,1 | — | 2,80 | 10,92 | 99,61 |
| | 4 | Никаро, месторождение Соль Либано | 1,30 | 0,4 | » » | — | — | 7,12 | Не опр. | 2,87 | 10,69 | 100,18 |
| | 317 | Моа, участок Купей | 1,61 | 1,12 | 0,12 | 0,06 | 0,09 | 1,37 | — | 2,27 | 8,11 | 99,59 |
| | 311 | Моа, участок Плайя ла Вака | 1,55 | 0,56 | 0,05 | 0,76 | 0,46 | 2,98 | — | 5,44 | 9,84 | 100,57 |
| Нонтрониты, нонтронитизированные ультрабазиты | 35 | Пинарес-де-Маяри | 1,28 | 1,57 | Не опр. | 0,06 | 0,02 | 2,15 | — | 11,33 | 9,03 | 99,50 |
| | 5 | Никаро, месторождение Соль Либано | 1,09 | 1,66 | » » | — | — | 1,86 | — | 13,05 | 7,06 | 100,58 |
| | 315 | Моа, участок Купей | 1,37 | 2,44 | 0,07 | 0,13 | 0,065 | 1,39 | — | 12,57 | 8,08 | 99,96 |
| | 314 | Моа, участок Купей | 1,49 | 1,14 | 0,063 | 0,04 | 0,016 | 0,96 | — | 14,54 | 6,60 | 100,33 |
| Выщелоченные ультрабазиты | 34 | Пинарес-де-Маяри | 1,70 | 1,37 | Не опр. | 0,03 | 0,03 | 1,48 | — | 3,73 | 12,12 | 99,62 |
| | 6 | Никаро, месторождение Соль Либано | 1,27 | 1,0 | » » | 0,03 | 0,01 | 1,25 | — | 13,01 | 9,23 | 99,58 |
| | 313 | Моа, участок Купей | 1,35 | 1,37 | 0,022 | 0,027 | 0,005 | 0,02 | — | 7,60 | 10,58 | 100,69 |
| | 309 | Моа, участок Плайя ла Вака | 1,78 | 0,20 | — | 1,73 | 0,65 | 0,49 | — | 5,54 | 10,49 | 100,54 |
| Дезинтегрированные ультрабазиты | 33 | Пинарес-де-Маяри | 1,97 | 1,55 | Не опр. | 0,03 | 0,02 | 0,92 | 0,41 | 4,41 | 10,92 | 99,91 |
| | 25 | Пинарес-де-Маяри | 2,41 | 0,42 | 0,01 | 0,03 | 0,007 | 0,30 | 0,25 | 2,18 | 12,51 | 99,35 |
| | 319 | Моа, участок Купей | 1,89 | 0,25 | 0,0170 | 0,013 | 0,009 | 0,37 | — | 2,56 | 12,78 | 100,40 |

Аналитики: В. В. Кухарчик, В. В. Лупанова, Л. А. Твердзва, Л. С. Цимлянская.

Таблица 2

Анализы вод, отобранных из различных зон коры выветривания на массивах ультраосновных пород Восточной Кубы

| Зоны коры выветривания | № пробы | Место взятия пробы | pH | FeII | FeIII | Ni | Al | SiO ₂ | Mg ²⁺ | Ca ²⁺ | HCO ₃ ⁻ | CO ₃ ²⁻ | SO ₄ ²⁻ | Cl ⁻ | Бихроматная окисляемость |
|---------------------------------|---------|--|-----|------|-------|-------|---------|------------------|------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|--------------------------|
| Охры бесструктурные | 37 | Пинарес-де-Маяри, верховье Рио Наранха | 6,5 | — | 0,05 | — | — | 8 | 1,4 | — | 24,4 | — | 2,0 | 4,2 | — |
| | 48 | То же верховье Рио Секо | 6,6 | — | — | — | 0,01 | 14 | 8,8 | 0,5 | 39,7 | — | 2,0 | 5,3 | — |
| | 217 | » озеро в верховьях Рио Секо | 7,1 | — | 0,3 | — | Не опр. | 8 | 6,3 | 4,0 | 48,8 | — | 3,0 | Не опр. | Не опр. |
| | 223 | Моа, дорога Реуэльта-де-Чина Альта Дела Калинга | 6,7 | — | 0,15 | 0,015 | » » | 10 | 9 | 1,2 | 48,8 | — | 1,0 | — | » » |
| Охры структурные | 216 | Пинарес-де-Маяри, у подножья Лома де-Менсура | 6,7 | — | 0,6 | — | Не опр. | 25 | 14,7 | 3,2 | 61,0 | — | 2,0 | — | » » |
| | 18 | Лос Мулос | 6,9 | — | Следы | 0,02 | » » | 20 | 10,5 | 0,8 | 73,2 | — | 6,0 | — | » » |
| | 224 | Моа, ручей к западу от г. Эль-Тольдо | 7,0 | — | 0,15 | 0,03 | » » | 24 | 10,2 | 2,0 | 61,0 | — | 0,0 | — | » » |
| | 27 | Никаро, месторождение Окухаль | 7,1 | — | — | 0,005 | 0,05 | 28 | Не опр. | — | 85,7 | — | 4,0 | Не опр. | Не опр. |
| Ультрабазиты выщелоченные | 214 | Пинарес-де-Маяри, Лома-де-Менсура | 7,4 | — | 0,05 | — | Не опр. | 40 | 29,8 | 2,8 | 109,8 | — | 2,0 | » » | » » |
| | 233 | Моа, участок Купей | 7,3 | 0,1 | 1,5 | 0,02 | » » | 34 | 13,0 | 2,0 | 73,2 | — | 3,0 | » » | » » |
| | 14 | Никаро, месторождение Соль Либано | 7,5 | — | 0,6 | 0,07 | 0,1 | 48 | 27,4 | — | 244,0 | 12 | — | 16,6 | 0,84 |
| | 25 | Никаро, месторождение Окухаль | 7,2 | — | 0,05 | 0,015 | 0,01 | 52 | 24,0 | 1,2 | 122,0 | — | 6,0 | 8,5 | 1,2 |
| Ультрабазиты дезинтегрированные | 212 | Пинарес-де-Маяри, южная периферия | 7,6 | — | 0,4 | 0,005 | Не опр. | 56 | 32,6 | 2,8 | 195,6 | — | 4,0 | Не опр. | Не опр. |
| | 79 | Никаро, дорога Маяри Никаро, у поворота на Окухаль | 8,4 | — | 0,05 | 0,04 | 0,03 | 70 | 73,0 | 30,0 | 490,4 | 12 | 25 | » » | » » |
| | 21 | Никаро, месторождение Окухаль | 7,5 | — | 0,05 | 0,01 | 0,07 | 72 | 42,4 | 3,2 | 219,6 | — | 6 | — | » » |
| | 285 | Никаро, карьер около поворота на месторождение Окухаль | 7,3 | — | — | — | Не опр. | 160 | 84,2 | 6,8 | 414,8 | — | 10 | — | » » |
| | 231 | Раичо-Ягуа, штольня Махаяра | 7,4 | — | 0,5 | 0,04 | Не опр. | 130 | 66,0 | 6,0 | 366,0 | — | 4,0 | — | » » |

кой степени, как из зоны дезинтегрированных ультрабазитов (см. фиг. 1). Содержание кремнезема в воде сокращается в среднем до 35 мг/л, магния до 18 мг/л. Величина рН вод обычно имеет значение около 7,3, а нередко и ниже. Содержания отдельных компонентов, общая минерализация и величины рН указывают на недосыщенность солевого состава этих вод и, следовательно, на их агрессивность.

Дальнейшее развитие коры выветривания приводит к нонтронитизации выщелоченных ультрабазитов и формированию следующей зоны коры выветривания — зоны нонтронитов. Образование ее происходит с относительно меньшим выносом компонентов, чем формирование предыдущих зон. Объемный вес породы из зоны нонтронитов уменьшается по сравнению с выщелоченными ультрабазитами всего на 0,2—0,3 г/см³ и колеблется для изученных кор выветривания Кубы в пределах 1,1—1,5 г/см³. Содержания кремнезема снижаются незначительно (до 0,4—0,5 г/см³). В несколько больших количествах выносятся магний, содержание которого в зоне нонтронитов уменьшается до 0,08—0,12 г/см³. Вынос подвижных компонентов компенсируется боковым привносом грунтовыми водами железа. Содержание его в породе зоны нонтронитов возрастает до 0,33 г/см³. Боковому привносу способствует то, что зона нонтронитов развивается обычно на пологих склонах, в местах их выполаживания и на участках, где пологие склоны осложнены контруклонами. Средняя интенсивность водообмена на таких участках способствует более полному химическому взаимодействию фильтрующихся вод с водовмещающими породами. Главную роль при этом приобретают процессы гидролиза, которые приводят к разрушению гипогенных и гипергенных силикатных минералов и замещению их нонтронитами. При особо благоприятном сочетании геоморфологических условий, как, например, в районе Никаро, мощность зоны нонтронитов может достигать 10—13 м. На более крутых склонах, а также на приподнятых до 500—800 м платообразных поверхностях типа Лос-Мунос, Пинарес-де-Маяри, где движение грунтовых вод более интенсивно, зона нонтронитов сокращается до 0,1—0,2 м, либо совсем исчезает из профиля коры выветривания. Изменчивость мощности и не повсеместность распространения этой зоны не дают возможности с достоверностью выделить и проанализировать фильтрующиеся сквозь нее подземные воды. Тем не менее анализ единичных проб поровых растворов, отжатых из нонтронитов (табл. 3), показывает, что процессы миграции и выноса породообразующих компонентов в этой зоне продолжают.

Интенсивный гидролиз силикатов усиливает эти процессы, в результате чего по нонтронитам начинает развиваться обохривание, приводящее к формированию следующей зоны профиля — зоны структурных охр. Одновременно с этим происходит нонтронитизация нижележащей зоны выщелоченных ультрабазитов. В условиях интенсивного водообмена процесс обохривания нонтронитов может опережать процесс нонтронитизации выщелоченных ультрабазитов. Примером могут служить высокоподнятые платообразные поверхности типа Лос-Мунос, Эль-Прадо, Купейаль, Пилото, где зона структурных охр непосредственно залегает на обохренных слабо нонтронитизированных выщелоченных серпентинитах. Интенсивный вынос породообразующих компонентов при формировании зоны охр приводит к тому, что содержания магния в последней снижаются до 0,01—0,005 г/см³, а кремнезема — до 0,025 г/см³. Объемный вес продуктов выветривания из зоны структурных охр Кубы нередко сос-

Таблица 3

Анализы поровых растворов, вытесненных из продуктов выветривания различных зон никеленосных кор выветривания Кубы (в мг/л)

| Зоны коры выветривания | № обр. | Место взятия образца | pH | SiO ₂ | Mg ²⁺ | Ca ²⁺ | HCO ₃ ¹⁻ | CO ₃ ²⁻ |
|---------------------------|--------|-----------------------------------|-----|------------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------------------------------|
| Бесструктурные | 3 | Никаро, месторождение Соль Либано | 5,1 | 3,0 | 19,46 | — | — | — |
| Структурные охры | 4 | Никаро, месторождение Соль Либано | 6,2 | 4,0 | 9,7 | — | — | — |
| | 36a | Пинарес-де-Маяри | 6,5 | — | 2,4 | — | 12,2 | — |
| Нонтрониты | 5 | Никаро, месторождение Соль Либано | 7,0 | 48 | 12,1 | — | 24,4 | — |
| | 6 | То же | 7,0 | 28 | 21,8 | — | — | — |
| Выщелоченные ультрабазиты | 35 | Пинарес-де-Маяри | 7,0 | 30 | 15,8 | — | 24,4 | — |
| | 9 | Никаро, месторождение Окухаль | 7,3 | 80 | 26,7 | — | 61,0 | — |
| | 10 | То же | 7,4 | 80 | 36,5 | — | 85,4 | — |

Аналитик Л. С. Цимлянская.

тавляет всего 1,05 г/см³. В то же время эти продукты сохраняют текстурно-структурные особенности исходных пород. Абсолютное количество железа в зоне охр возрастает до 0,7—0,9 г/см³, что выражается в замещении первичных минералов окислами и гидроокислами железа.

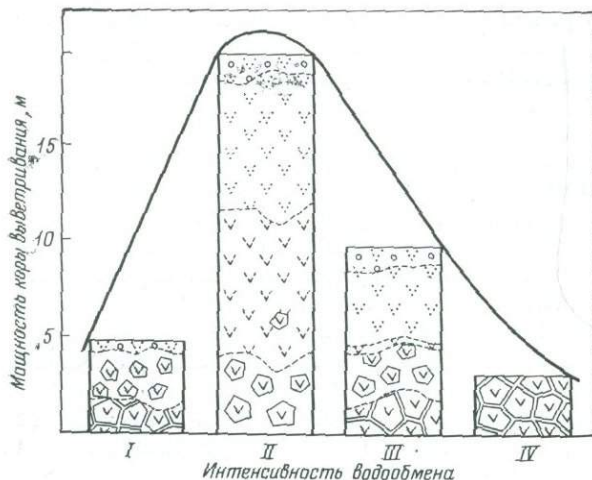
Одновременно с этим наблюдается некоторое накопление алюминия, содержания которого возрастают с 0,02—0,03 г/см³ в зоне нонтронитов до 0,07 г/см³ в зоне охр. В ряде случаев в шлифах отмечается наличие незначительных количеств гиббсита. Миграция элементов в водах, фильтрующихся сквозь зону охр, сокращается до минимума. Содержания магния в них обычно не превышают 10—14 мг/л, а кремнезема 25 мг/л, что объясняется, промытостью продуктов выветривания, низкой концентрацией этих компонентов в породах охр и устойчивостью слагающих их минералов в термодинамических условиях верхних горизонтов зоны гипергенеза. В результате атмосферные воды, взаимодействуя с продуктами выветривания зоны охр, не теряют свою агрессивность, о чем свидетельствуют значения pH, не превышающие обычно величин 6,8—7,0 и, фильтруясь в нижние зоны коры выветривания, они продолжают формировать геохимическую зональность профиля.

В верхней части зоны структурных охр почти повсеместно наблюдается образование пизолитовых конкреций. Размеры конкреций меняются от 1—2 мм до 1—2 см. Количество, размеры и твердость их увеличиваются снизу вверх по разрезу зоны охр. В приповерхностной части разреза конкреций становится так много, что они образуют сплошной пизолитовый горизонт бесструктурных вишнево-красных охр. Отдельные конкреции в этом горизонте цементируются гетитом в желваки размером 10—20 см и «караваи» величиной в 1,5—2 м. Образование пизолитового горизонта тесно связано с растительным покровом, развитым на поверхности коры выветривания. Чем глубже проникает в породы корневая система, тем больше мощность пизолитового горизонта. Сопоставление

большого числа обнажений в различных районах Кубы показывает, что наибольшие мощности пизолитового горизонта (до 5—7 м) приурочены к ареалам распространения сосновых лесов. В районах распространения кустарниковой растительности мощность его значительно меньше. При травяном покрове мощность горизонта с конкрециями не превышает 10—20 см. Эта зависимость, по всей вероятности, связана с количеством органических кислот, выделяемых корневой системой растений в поровые растворы. Величина рН последних нередко достигает 5,1 (см. табл. 3). Поровые растворы, обогащенные органическими кислотами, выщелачивают некоторые количества железа; при этом их агрессивные свойства быстро снижаются вследствие нейтрализации органических кислот. Величины рН грунтовых вод, дренирующих охры, повышаются до 6,5—6,7. В результате этого железо мигрирует в поровых растворах на очень короткое расстояние и перераспределяется в зоне структурных охр с образованием железистых конкреций. С поверхности этот процесс протекает более эффективно, и структурные охры превращаются в сплошной бесструктурный пизолитовый горизонт.

Описанная гидрогеохимическая зональность профиля коры выветривания развита на ультраосновных породах Кубы далеко не повсеместно. Формирование ее возможно лишь при полном сочетании благоприятных структурно-тектонических, геоморфологических и гидрогеохимических факторов. Неблагоприятное изменение того или иного фактора вносит свои коррективы в процесс формирования коры выветривания и отражается на ее мощности, вещественном составе и зональности. Роль структуры первичных пород в формировании никеленосных кор выветривания Кубы детально освещена в работе И. З. Корина, В. И. Финько и Ф. Формель-Кортина (1967). Особенно велика роль структурных факторов в усилении водопроницаемых свойств горных пород и подготовке водопроводящих путей. Развитие процессов химического выветривания зависит от того, какое количество воды поступает в подготовленные водовмещающие структуры и насколько интенсивным в них будет водообмен. При самых благоприятных структурно-тектонических условиях, но недостаточном поступлении воды, коры выветривания не будут развиваться или развитие их будет протекать крайне медленно. Сопоставление зональности профиля в районах с различным гидродинамическим режимом позволяет оценить значение гидрогеохимического фактора для формирования коры выветривания.

Как было показано нами в предыдущих работах (Бугельский, Формель-Кортина, 1968, 1970), полный профиль коры выветривания со всеми четко выраженными зонами наблюдается в районах со средней интенсивностью водообмена, таких, как район Никаро. Средняя интенсивность водообмена обусловлена поступлением в ландшафт достаточно высокого (до ~1500 мм/год) количества атмосферных осадков и сильной расчлененностью низкогорного рельефа с абсолютными отметками от 400 до 100 м. Выполненные увалыстые водоразделы, пологие склоны, осложненные контруклонами, способствуют сохранению образующихся продуктов выветривания. Предварительная структурно-тектоническая подготовка пород обуславливает неровность нижней границы коры выветривания и возрастание ее мощности до 20—30 м вдоль ослабленных зон. Благоприятное сочетание всех факторов корообразования приводит к тому, что в районе Никаро никеленосные коры почти повсеместно плащеобразно покрывают поверхность ультраосновных пород и имеют полную зо-



Фиг. 3. Диаграмма зависимости мощности кор выветривания от интенсивности водообмена

Условные обозначения см. фиг. 1

- I — затрудненный водообмен (слабо всхолмленные равнины в провинциях Камагуэй и Лас Вильяс);
- II — среднентенсивный водообмен (низкогорный район Никаро);
- III — интенсивный водообмен (платообразные поднятия Лос Мулос, Эль-Прадо, Пинарес-де-Маяри, Пилото, Купейяль);
- IV — очень интенсивный водообмен (вершины Эль-Тольдо, Пико Кристал, Лома-де-Менсура)

нальность. К этому району приурочен ряд крупных силикатно-никелевых месторождений, таких, как Соль Либадо, Окухаль, Марти и др.

В районах с более высокими абсолютными отметками рельефа (до 500—800 м), таких, как Пинарес-де-Маяри, Лос-Мулос, Эль-Прадо, Атлантик, интенсивность водообмена в водовмещающих породах увеличивается. Это увеличение связано, с одной стороны, с возрастанием количества выпадающих атмосферных осадков согласно существующей на Кубе физико-географической зональности (Davitaja, Trusov, 1965). С другой стороны, большая рассеченность рельефа способствует более активному дренированию горных пород. Большая интенсивность водообмена способствует более активному выносу породообразующих компонентов и ускоряет процесс формирования коры. В результате образование зоны охр, как было указано выше, опережает формирование зоны понтронитов. Последняя сокращается нередко до полного исчезновения, и в таких районах развивается охристый профиль выветривания.

Дальнейшее возрастание интенсивности водообмена, наблюдаемое в районах наиболее высоких горных вершин северного Ориенте, таких, как Эль-Тольдо, Пико-дель-Кристал, Лома-де-Менсура, в сочетании с неблагоприятными геоморфологическими условиями (крутые склоны, островерхние водоразделы) приводят к формированию коры выветривания с неполным профилем, представленным зоной дезинтегрированных слабо выщелоченных ультрабазитов.

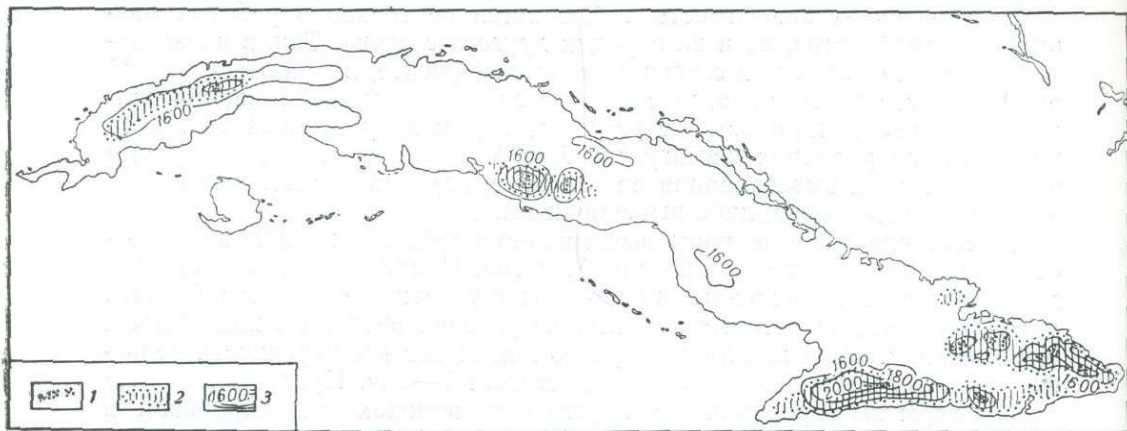
Замедленный водообмен также не благоприятствует развитию коры выветривания, так как при нем невозможен активный вынос переходящих в раствор главных породообразующих компонентов. Поэтому в районах с затрудненным водообменом, таких, как слабо всхолмленные равнины провинций Камагуэй и Лас-Вильяс, коры выветривания также представлены начальными зонами дезинтегрированных или слабо выщелоченных ультрабазитов. На приведенной диаграмме (фиг. 3) показано, что мощность коры выветривания и интенсивность водообмена связаны параболической зависимостью. По мере возрастания интенсивности водообмена мощность коры выветривания и сложность ее геохимической зональности вначале увеличиваются, достигая максимума в зоне средней интенсивности водообмена, а затем сокращаются.

Установленная зависимость наблюдается не только в районах развития ультрабазитов, но и на породах другого состава. Так, в низкогорных районах северного и северо-восточного Ориенте, в условиях средней интенсивности водообмена, на массивах габбро коры выветривания полного профиля по мощности не уступают корам на ультрабазитах. В то же время на равнинах Камагуэя и Лас-Вильяса, где водообмен более затруднен, коры выветривания на основных породах представлены либо зонами дезинтеграции, либо выщелачивания.

Достаточно мощные коры выветривания развиты на вулканогенно-осадочных породах в горах Сьерра-Маэстра. Наибольшей мощности они достигают на выположенных приподнятых участках центральной части антиклинория, для которых характерны условия активного водообмена. Кора выветривания там плащеобразно покрывает все неровности рельефа. Видимая мощность ее нередко достигает 7—8 м. Представительный разрез коры выветривания на туфогенных породах был опробован в 1,5 км севернее горы Гран-Пьедра. Там, в неглубоком карьере сверху вниз обнажаются: 1. Сильно выветрелые выщелоченные и обохрненные туфогенные породы среднего состава розовато-красного цвета, мягкие растирающиеся в руках. Породы сильно каолинизированы. Глинистые минералы развиты в виде рассеянной вкрапленности, а также в виде тонких прожилков. Видимая мощность зоны 2 м. 2. Охры землистые, суглинистые от ярко- до светло-желтого цвета, сохраняющие структурно-текстурные особенности исходных пород. Мощность зоны 1—1,5 м. 3. В верхней части охры постепенно осветляются и переходят в почвы светло-серого цвета. Мощность почвенного покрова 10—20 см.

Аналогичные разрезы наблюдаются в ряде других обнажений в районе горы Гран-Пьедра. Сходные с ними коры выветривания наблюдаются на вулканогенных породах, слагающих обширное плато в центральной части гор Сьерра-Маэстра в районе поселков Филе и Сан-Лоренсо. Район представляет собой приподнятую обширную поверхность с абсолютными отметками около 600 м, расчлененную многочисленными водотоками. Рассеченность рельефа и большое количество атмосферных осадков обуславливают интенсивный водообмен. В местах, где условия интенсивного водообмена совпадают с благоприятными геоморфологическими условиями (выполженные водоразделы, пологие склоны), развиты мощные коры выветривания. В то же время на аналогичных поверхностях, расположенных в северных и южных предгорьях гор Сьерра-Маэстра, где количество атмосферных осадков снижается до 1000 и даже до 600 мм/год, значительно ухудшаются условия водообмена, коры выветривания развиты слабо и представлены зонами дезинтегрированных или слабо выщелоченных вулканогенных пород. Аналогичные закономерности формирования и размещения выявлены и для кор выветривания, развитых на метаморфических сланцах гор Эскамбрай. Так же, как и в других горных районах Кубы, наиболее мощные разрезы кор отмечаются в центральной платообразной части горной системы с абсолютными отметками 600—800 м и гумидными микроклиматическими условиями. Видимая мощность кор выветривания колеблется от 2 до 10 м.

Наиболее типичный разрез вскрыт придорожной выработкой между селениями Куманаягуа и Ничо. Там снизу вверх обнажаются: 1. Сланцы мусковито-кварцевые местами графитизированные, серицитизированные, карбонатизированные. Цвет их от черного до темно-коричневого и темно-



Фиг. 4. Схема размещения кор выветривания на территории Кубы

1 — районы развития кор выветривания с охристым и охристо-глинистым профилями; 2 — области горного рельефа; 3 — изолинии количества выпадающих атмосферных осадков в мм/см²/год

красного. Сланцы сильно выщелочены, мягкие, в руках ломаются и растрескиваются. Видимая мощность этой зоны 10 м. 2. В верхней части сланцы более выветрелы, каолинизированы и обохрены настолько, что теряют первичную текстуру. Во влажном состоянии довольно пластичны. Мощность зоны 2—3 м. 3. Выше расположена зона охры ярко-красного цвета, почти без реликтов текстурно-структурных особенностей исходных пород. Мощность зоны 1 м. 4. Еще выше у контакта с почвой охры приобретают более желтый оттенок. Мощность этой зоны 0,3 м. 5. Почвенный горизонт красновато-коричневого цвета мощностью 0,2—0,3 м.

Аналогичные разрезы имеются во многих дорожных выработках на центральной приподнятой части гор Эскамбрай. В то же время на низких полого всхолмленных участках периферической части горного массива, где атмосферных осадков выпадает почти вдвое меньше, чем в центральной части, и, следовательно, интенсивность водообмена затруднена, кора выветривания представлена плотными выщелоченными сланцами, а зоны глинистых минералов и охры отсутствуют. Приведенные примеры показывают, что в пределах любого горного массива Кубы, независимо от того, какими породами он сложен, в благоприятных геоморфологических условиях распространены мощные коры выветривания. Формирование их тесным образом связано с условиями дренирования горных пород и с интенсивностью водообмена в них, т. е. всецело подчиняется гидрогеохимическому фактору. В свою очередь интенсивность водообмена, как известно, зависит от количества выпадающих атмосферных осадков и степени расчлененности рельефа. Сопоставление и нанесение на карту этих климатических и геоморфологических данных позволяет выделить и очертить на территории Кубы районы с наиболее интенсивным водообменом. Такими районами, как видно на приведенной схеме (фиг. 4), являются северное побережье Ориенте, Сьерра-Маэстра, Эскамбрай и небольшие участки северного побережья Пинар-де-Рио. Все эти районы отличаются сочетанием приподнятого сильно расчлененного рельефа с высоким (до 2000 мм/год и выше) количеством атмосферных осадков. Как было показано ранее выше, к этим же районам приурочены наиболее мощные коры выветривания с достаточно полной геохимической зональностью (фиг. 4). За пределами этих районов коры выветривания

развиты значительно слабее и представлены, как правило, зонами дезинтеграции или начального выщелачивания. Приуроченность наиболее мощных кор выветривания к районам с интенсивным водообменом, очевидно, не может быть случайной, а является подтверждением влияния гидрогеохимического фактора на их формирование и размещение.

Приведенный в статье фактический материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Формирование кор выветривания Кубы происходит при непосредственном воздействии фильтрующихся атмосферных осадков, о чем свидетельствует тесная взаимосвязь распределения содержания породобразующих элементов в подземных водах и продуктах выветривания.

2. Длительное взаимодействие природных вод и водовмещающих пород при благоприятных геоморфологических и структурно-тектонических условиях формирует зональность коры выветривания. Наиболее активно этот процесс протекает в гидродинамических условиях зон интенсивного и средне интенсивного водообмена. На массивах ультраосновных пород Восточной Кубы в таких гидродинамических зонах сформированы мощные коры охристого и контронитово-охристого профиля и связанные с ними месторождения силикатного никеля.

3. Размещение кор выветривания на территории Кубы находится в тесной зависимости от гидрогеохимических условий. Наиболее мощные коры выветривания распространены в районах с интенсивным водообменом, обусловленным большим количеством атмосферных осадков и приподнятым, достаточно расчлененным рельефом. Нанесение на карту коры выветривания геоморфологических и климатических данных показывает, что сочетание приподнятого платообразного рельефа с большим количеством атмосферных осадков всегда совпадает с областями развития мощных кор выветривания охристого либо охристо-глинистого профиля. В районах, где такое сочетание отсутствует, интенсивность водообмена резко снижена, а коры выветривания развиты слабо и представлены начальными зонами дезинтегрированными, либо слабо выщелоченных пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамович А. Ф., Чехович В. Д. К вопросу об условиях образования коры выветривания в геосинклинальных областях (на примере Восточной Кубы).— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 9.
- Бугельский Ю. Ю. Гипергенная миграция рудных компонентов в различных климатических районах.— В сб. «Кора выветривания», вып. 4, 1961.
- Бугельский Ю. Ю., Формель-Кортин Ф. Гидрогеохимия и вопросы генезиса никеленосных кор выветривания Кубы.— В кн. «Проблемы генезиса рудных месторождений Кубы». Доклады кубинских и советских геологов к XXIII сессии Межд. геол. конгресса, 1968.
- Бугельский Ю. Ю., Формель-Кортин Ф., Некоторые особенности гидрогеохимии никеленосных кор выветривания Кубы.— В сб. «Кора выветривания», вып. 11, изд-во «Наука», 1970.
- Вернадский В. И. О рассеянии химических элементов.— В кн. «Отчет о деятельности Академии наук за 1926 г., общий отчет». Л., 1927.
- Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация.— В сб. «Кора выветривания», вып. 6, 1963.
- Корин И. З., Финько В. И., Формель-Кортин Ф. Роль структуры первичных пород в формировании никеленосных кор выветривания Кубы.— В кн. «Геология и полезные ископаемые Кубы». Изд-во «Наука», 1967.
- Никитин К. К., Витовская И. В., Бугельский Ю. Ю. Геолого-геохимические закономерности формирования и особенности минерального состава никеленосных кор выветривания.— В кн. «Проблема геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии», т. 1, изд-во «Наука», 1969.
- Овчинников А. М. Гидрогеохимия. Изд-во «Недра», 1970.
- Davitaya F. F., Trusov I. I. Los recursos climaticos de Cuba, Habana, 1965.

ОБЗОР НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ КУБЫ

В. И. Финько, В. П. Петров, Д. П. Коутин

ВВЕДЕНИЕ

Первых испанских конкистадоров в Америке интересовали главным образом металлические полезные ископаемые, прежде всего золото и серебро, а также драгоценные камни. Этим объясняется, что первыми крупными открытиями на Кубе были медные месторождения (Эль Кобре). Неметаллическое сырье тогда не привлекало внимания. Теплый климат Кубы не требовал постройки капитальных зданий. Испанцы использовали лишь местный камень, чаще всего известняк, для постройки соборов в Гаване, Тринидаде, Ольгине, Сантьяго де Куба и других городах. Потребности в более специальных видах неметаллического сырья в те годы почти не возникало.

Позже, в период испанского владычества и во времена диктатуры Куба рассматривалась главным образом как поставщик сельскохозяйственного сырья. Лишь кое-где возникали кустарные предприятия, изготовлявшие гончарные изделия. Таковы керамические заводы, работавшие в провинции Камагуэй. Продукция их — крупные декоративные кувшины — сохранилась до сих пор почти по всей Кубе. В предреволюционные годы это производство резко сократилось.

Только перед самой Революцией неметаллические ресурсы Кубы привлекли к себе некоторое внимание предпринимателей, главным образом, из США. В эти годы началась небольшая добыча мрамора и организация эксплуатации наиболее перспективных месторождений каолина на о-ве Пинос. Был составлен проект каолинового завода, заказано для него и частично завезено оборудование.

Революция на Кубе коренным образом изменила положение. Появилась необходимость обеспечить развивающуюся промышленность страны всеми видами необходимого сырья, которое ранее ввозилось сюда главным образом из США. В результате интенсивных работ, проведенных геологическими организациями Кубы, частично с помощью специалистов из социалистических стран, более или менее выявились сырьевые возможности Кубы и намечены первоочередные задачи дальнейших ис-

следований, необходимых для полного освоения месторождений неметаллического сырья, имеющих на ее территории.

В результате этих геологических работ на Кубе были выявлены крупные месторождения неметаллических полезных ископаемых. По запасам и качеству сырья они могут полностью удовлетворить потребности страны, а в некоторых случаях дать материал и для экспорта. К таким полезным ископаемым, в первую очередь, относится мрамор, который уже и сейчас дает валютные поступления в народное хозяйство страны. По-видимому, важное значение будет иметь также магнезит месторождения Реденсион, которое пока не эксплуатируется. Хорошее качество сырья и значительные масштабы месторождения позволяют предполагать широкие возможности экспорта этого ценного сырья. Кроме того, на территории Кубы выявлен целый ряд месторождений небольших масштабов, а также месторождений, дающих сырье не очень высокого качества, не способное конкурировать на внешнем рынке, но вполне пригодное для изготовления изделий, обеспечивающих потребности внутреннего рынка.

Материал данной статьи разделяется на две части. В первой части дан общий обзор всех ресурсов неметаллического сырья на Кубе и намечены направления дальнейших исследовательских и поисковых работ на различные виды перспективного сырья. Во второй части приведены краткие характеристики месторождений важнейших видов неметаллических полезных ископаемых. Описание ресурсов мраморов Кубы — облицовочного материала, имеющего большое народнохозяйственное значение, дано в специальной статье.

ОБЩИЙ ОБЗОР РЕСУРСОВ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ КУБЫ

Среди неметаллических полезных ископаемых Кубы в наибольших количествах используются вяжущие материалы, из числа которых важнейшим является цемент. На Кубе существует развитая цементная промышленность, базирующаяся главным образом на третичных мергелистых известняках.

Цементная промышленность Кубы может быть сконцентрирована в некоторых особо благоприятных районах. Вообще говоря, цементное сырье, в той или иной мере пригодное для промышленного использования, имеется во многих районах страны. Чистые известняки известны во многих свитах, слагающих геологический разрез Кубы; в качестве глинистой добавки к ним могут служить глинистые породы третичной коры выветривания, широко распространенной на выходах почти всех пород Кубы.

Но перед геологической службой постоянно возникает необходимость увеличения запасов отдельных месторождений и проблема наиболее экономически выгодного размещения новых предприятий, обеспеченных достаточной сырьевой базой.

Для народного хозяйства Кубы и особенно для сельского строительства не меньшее значение, чем цемент, как вяжущий материал имеет гипс. Напомним, что камышитовые дома (дома из гипсовых плит, армированных камышом) позволили после первой мировой войны быстро восстановить жилой фонд на разрушенном юге Франции. На Кубе возможно получение сухой штукатурки и гипсовых плит, армированных

местными волокнистыми растительными материалами типа камышитовых или гипсово-стружечных. Из таких плит можно сооружать очень дешевые сельские постройки, к тому же значительно более комфортабельные, чем строящиеся ныне.

Месторождения гипса имеются в ряде пунктов среди молодых верхнетретичных — нижнечетвертичных отложений в районе (Сан-Антонио-дель-Сур на юге провинции Ориенте). Но, видимо, самые перспективные месторождения этого полезного ископаемого располагаются вдоль северной береговой полосы Кубы, где известен ряд соляных куполов с гипсовыми внешними зонами.

Куба весьма богата каменными строительными материалами, которыми могут служить как магматические, так и осадочные породы. Места для закладки карьеров с целью получения щебня и бута имеются во многих районах Кубы. Особенно перспективны в этом отношении известковые породы провинции Пинар-дель-Рио, порфириды третичных вулканогенных толщ, широко распространенные в провинции Ориенте, а также гранитоиды провинций Ориенте и Камагуэй.

Известняки ряда районов широко используют как облицовочный камень — «мрамор». Следует учитывать, что при расширении разработок известковых пород, для использования их в качестве дорожного и строительного щебня, бугового камня и т. д. в зону щебеночных карьеров могут попадать районы распространения мраморов. Поскольку добыча строительного камня ведется с применением взрывчатых веществ, в горной массе таких карьеров создается дополнительная система трещин, которая исключает возможность последующей эксплуатации месторождения на штучный камень. Соответственно район расположения карьеров бугового камня и щебня становится совершенно непригодным для получения мраморного сырья.

Куба располагает рядом месторождений твердых облицовочных камней, которые в настоящее время не разрабатываются, но имеют большие перспективы. На первое место здесь должны быть поставлены различные гранитоиды, имеющие приятный светло-серый цвет и красивый рисунок. Твердый камень может служить не только для внутренней облицовки, как это принято на Кубе, но и для внешней отделки зданий, а также для настилки полов в общественных зданиях и в жилых домах.

Наиболее целесообразно использовать месторождения гранодиорита и диорита в районе г. Сантьяго-де-Куба, в окрестностях г. Виктория-делас Тунас, между г. Камагуэй и Санта-Клара по Каратере Централь и в ряде других мест. В большинстве случаев на земной поверхности обнажаются породы, подвергшиеся древнему выветриванию до состояния дресвы, поэтому первое время промышленность должна разрабатывать крупные глыбы — останцы в коре выветривания (фиг. 1). Такие глыбы, как правило, лишены скрытых трещин, наиболее опасных для облицовочного материала.

Есть перспективы для поисков крупных слоев мелкообломочных порфиритовых туфов, среди отдельных, лишенных трещиноватости слоев порфирита в вулканогенных толщах. Эти породы также могут быть использованы в качестве облицовочного материала. Однако поиски таких слоев могут проводиться только при возникновении потребности в подобном материале.

На Кубе пока неизвестны крупные месторождения химического сырья, но перспективы их нахождения весьма велики. Химическое сырье,



Фиг. 1. Монолитные глыбы гранита — останцы размытой коры выветривания (центральная часть провинции Камагуэй)

связанное обычно с соляными толщами, следует искать в районах развития соляных куполов, пока еще детально не изученных.

Продолжение поисков фосфоритов, начатых несколько лет назад, на Кубе весьма целесообразно и имеет большие перспективы. Уже обнаруженные проявления их могут рассматриваться как сырье для получения известково-фосфоритовой муки.

Как перспективное агротехническое сырье должны рассматриваться коралловые пески, ресурсы которых на многих кубинских пляжах весьма велики (например, пляжи юга острова Пинос, района города Тринидада, мыса Майси и т. д.). Ряд почв Кубы требует обильного известкования. В настоящее время сырьем для известкования служат главным образом плотные известняки. Перед внесением в почву они должны быть мелко размолоты, что требует значительных затрат и специальных дробильных установок.

Коралловые пески являются природно дробленным карбонатным материалом. Добыча их может проводиться без дополнительного сложного оборудования. Правда, вследствие большой крупности зерен коралловых песков, эффект их воздействия непосредственно после внесения в почву будет меньшим, чем при использовании дробленого известняка, но влияние их может быть более длительным. Для проверки высказанных предположений необходимо проведение специальных исследований.

Огнеупорно-керамическая промышленность Кубы располагает крупными сырьевыми ресурсами. Сюда прежде всего относятся месторождения первичного каолина в коре выветривания острова Пинос, описанные ниже: они служат сырьевой базой сооруженной здесь весьма совершенной обогатительной фабрики. Кроме того, должны быть упомянуты

связанные с корой выветривания месторождения глины в окрестностях г. Камагуэй (см. ниже), обеспечивающие сырьем керамический завод этого города.

Среди объектов неметаллических полезных ископаемых Кубы особенно ценным является месторождение магнезита Реденсион, расположенное в провинции Камагуэй. Это месторождение, вместе с хромитом хромитовых месторождений провинции Ориенте может обеспечить сырьем крупное производство основных магнезитовых и хром-магнезитовых огнеупоров. Учитывая резкий дефицит магнезита на американском континенте, можно предполагать возможность успешного экспорта как магнезитов, так и магнезитовых огнеупоров.

На Кубе имеются месторождения весьма чистых кварцевых песков, пригодных для стекольного производства и даже для получения оптического стекла.

В Америке стекольные пески исключительная редкость и поэтому наличие их на Кубе интересно не только в практическом, но и в теоретическом отношении. Описание этих месторождений песка приводится ниже.

Кроме песка, других высококачественных кварцевых материалов на Кубе пока не обнаружено. В ее пределах имеется несколько участков развития кварцитов, однако до сих пор не удалось найти достаточно крупных месторождений материалов, пригодных для производства кварцевых огнеупоров. Известные здесь кварциты (в основном в провинции Пинар-дель-Рио) не удовлетворяют высоким требованиям к качеству, которые предъявляются к этому виду сырья.

Из других менее важных видов неметаллического сырья можно отметить такие месторождения, которые на Кубе пока неизвестны, но могут быть обнаружены. К ним следует отнести: а) природные пигменты, б) сепиолитовые глины и в) драгоценные и поделочные камни. Целесообразно также провести детальное обследование пегматитовых жил, весьма перспективных на ряд полезных ископаемых.

Природные пигменты — охры, мумии и железные сурики (желтые, красно-фиолетовые и красные окисно-железные мелкозернистые породы) встречаются в довольно больших количествах среди коры выветривания ультрабазитов. Судя по аналогии с подобными же образованиями СССР, эти породы могут быть широко использованы на Кубе как минеральный пигмент в водных, клеевых, силикатных и масляных красителях и нитро-красках. Весьма ценными могут оказаться также пигменты, получаемые дроблением «панциря» — плотной железистой породы, возникающей на поверхности коры выветривания серпентинитов при цементации железистым материалом «пердигонсовых» стяжений. За счет такого «панциря» возможно получение желтых (за счет панциря на плато Сан-Филиппе, близ г. Камагуэя) или красных, а также красно-фиолетовых (панцирь плато Пинарес-де-Маяри) окисно-железистых пигментов.

При наличии потребности в подобных пигментах испытание этих материалов (охр и панциря) будет весьма целесообразно.

Охры и бурожелезняковые накопления «железных шляп», известные в районах развития кор выветривания на сульфидных рудных месторождениях (провинция Пинар-дель-Рио, Ориенте), для получения пигментов менее перспективны, поскольку получаемый из них материал может быть весьма не стандартным по тону. Железные шляпы могут рассматриваться только как местное пигментное сырье.

Поиски сепиолитовых и сапонитовых глин. Сепиолит в минералогических образцах был выявлен В. И. Финько, И. З. Кориным и Ф. Формель-Кортиной (1967; Finko, Korin, Formell-Cortina, 1969) на магнезитовом месторождении Реденсион, а также в корях выветривания серпентинитов провинции Ориенте и в перекрывающих их третичных отложениях. Однако распространение здесь сепиолитовых глин, качество и масштабы их проявлений пока не выяснены.

Потребность в сепиолитовых глинах может возникнуть на Кубе при проходке нефтяными скважинами соляных пластов и промывке их морской водой в процессе разбуривания шельфа Кубинского архипелага.

Драгоценные и поделочные камни. Имеются определенные данные о наличии на Кубе месторождений ряда ценных поделочных камней — сырья для изготовления художественных изделий для внутреннего и внешнего рынка.

Из мягких камней наиболее интересны различные мраморы, среди которых могут быть выявлены специальные поделочные разновидности. Весьма вероятно нахождение просвечивающих волскнистых и аморфных серпентинитов, в той или иной мере оталькованных или керолитизированных. Не исключена возможность получения поделочного алебастра из гипсово-ангидритовых накоплений в пределах развития соляных куполов севера провинции Камагуэй и других районов.

Очень интересны некоторые разновидности кальцита. Кальцит красивых расцветок, типа мраморного оникса выполняет древние карстовые полости и трещины в мраморах. Он известен в ряде карьеров о-ва Пинос (карьеры около здания бывшей тюрьмы Модело и в карьере Эль Абра). Высококачественный поделочный мраморный оникс встречается также в известняках северной части провинции Гавана и в других районах Кубы.

Твердые поделочные камни на Кубе представлены разновидностями кремнезема. Это — опалы и цветные халцедоны: хризопраз (халцедон, окрашенный соединениями никеля в зеленый цвет), прозрачные халцедоны серовато-голубого и белого цвета, агаты.

Белые халцедоны (кахолонги), образовавшиеся за счет окварцевания жил магнезита в древней коре выветривания серпентинитов, распространены в районе г. Сан Мигель де Лос Баньос в провинции Матансас; здесь они использовались при отделке сооружений водолечебницы и минеральных источников. Встреченные нами жилы окремнелого магнезита имеют мощность до 4 м и протяженность в десятки метров. Аналогичные халцедоны и опалы белого цвета в изобилии встречаются на холме Баятабо близ магнезитового месторождения Реденсион в провинции Камагуэй.

Хризопраз можно встретить в окрестностях столовой возвышенности Сан Филиппе в северной части провинции Ориенте и в районе Сан Мигель де Лос Баньос. В этих районах, а также в районе магнезитового месторождения Реденсион можно искать зеленые опалы очень интересной тональности.

Для поисков халцедонов голубовато-серого цвета перспективна зона Ла Куабита в районе Паленке и Ятерас в провинции Ориенте, где нами наблюдались глыбы халцедона размером 60×30 см. Находки эти были сделаны среди аллювия небольших речек, размывающих третичные вулканогенно-осадочные породы.

Халцедоны натечной формы очень интересной окраски встречаются в районе Мадруга в провинции Матансас и в ряде мест провинции Гавана, где они погружены к коре выветривания серпентинитов.

В россыпях галечников рек, берущих начало в областях развития вулканогенных пород мелового и третичного возрастов, иногда встречаются агаты очень эффектной окраски (например, в галечниках р. Дос Риос в районе г. Сан Германн в провинции Ориенте попадаетея галька агата и оникса).

В некоторых меловых отложениях провинции Камагуэй встречается окаменелое дерево, которое также может служить прекрасным поделочным материалом.

В ряде марганцевых месторождений провинции Ориенте (особенно в районе г. Чарко Редондо) имеются натечные формы марганцевых минералов. При полировке они могут дать эффектные, модные в настоящее время, блестящие поделки черного цвета.

Наконец, в ряде хромитовых месторождений Кубы встречаются проявления хромового граната — уваровита. Ярко-зеленый уваровит образует выделения в трещинах среди хромовых руд. Этот минерал может быть использован для изготовления эффектных изделий.

Изучение пегматитовых жил. Пегматитовые жилы являются интереснейшим объектом для изучения многих сторон их генезиса. Условия и место их образования, глубинность, типизация и связь с крупными магматическими телами до сих пор остаются неясными и широко обсуждаются в литературе. Вместе с тем пегматитовые жилы в ряде рудных провинций являются источником целого ряда редких элементов. Из пегматитовых жил добывается также значительная часть полевых шпатов, вся слюда, а также большое количество цветных камней и пьезокварца.

На Кубе пегматитовые жилы известны в восточной части гор Эскамбрай, где находится разрабатываемое месторождение полевого шпата — Пико Туэрто. Здесь же отмечены выходы слюдоносных пегматитов. Отдельные образцы слюды из этого района, находящиеся в коллекциях г. Гаваны и г. Санта Клара, позволяют предполагать, что здесь возможны находки практически ценных слюдяных месторождений. Необходимо также отметить, что из делювия этого района был извлечен наиболее крупный и достаточно чистый кристалл кварца, находящийся сейчас в коллекции Капитолия. По своему типу кварц этот, видимо, происходит из пегматитовых жил.

Пегматиты Эскамбрая могут рассматриваться как представители малоглубинных слабо дифференцированных жил, промежуточных между настоящими глубинными пегматитами и гранитными жилами. Изучение их позволит выявить многие особенности формирования таких редко встречающихся жил, а вместе с тем выяснить генезис занорышей в пегматитах вообще.

НАИБОЛЕЕ ПЕРСПЕКТИВНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ КУБЫ

Месторождения каолина

На Кубе известно довольно много проявлений каолинов. Большинство из них находится в западной части страны — в провинции Пинар-дель-Рио и на о-ве Пинос. Кроме того, проявления каолинов отмечены в провинциях Ориенте и Камагуэй.

В настоящее время на Кубе разведано пять месторождений каолинов. месторождения Рио-дель-Кайехон, Километр-13 и Маккинлей на о-ве Пинос, месторождение Думаньекос в северо-западной части провинции Ориенте и месторождение Понтесуэло в провинции Камагуэй.

Все известные на Кубе проявления и месторождения каолинов относятся к типу первичных и генетически связаны с древней корой выветривания домастрихтского или олигоценового возраста, остатки которой сохранились на большей части территории Кубы.

Месторождения и проявления первичных каолинов на Кубе приурочены к областям развития двух основных типов пород: одна из этих областей сложена терригенными глинисто-сланцевыми и песчаниковыми породами свиты Сан Каэтано юрского возраста (либо их метаморфическими производными — различными сланцами, чередующимися с мусковитовыми кварцитами и пиритизированными мраморами). Другая область характеризуется распространением эффузивных пород кислого и среднего состава нижнемелового — нижнетретичного возраста.

К образованиям коры выветривания, развитой на породах свиты Сан Каэтано и ее метаморфических производных, приурочены все месторождения и проявления каолина о-ва Пинос и провинции Пинар-дель-Рио, а месторождения и проявления каолинов провинций Камагуэй и Ориенте связаны с корой выветривания меловых и нижнетретичных эффузивных пород среднего и кислого состава — реже с корой выветривания интрузивных пород основного состава (габбро) нижнемелового возраста.

Месторождения о-ва Пинос и провинции Пинар-дель-Рио

Наиболее крупные месторождения каолина расположены на о-ве Пинос. Здесь построена прекрасно оборудованная по последнему слову техники обогатительная фабрика, выпускающая каолин для бумажной керамической и парфюмерной промышленности. Первоначально фабрика базировалась на каолинах месторождения Километр-13, расположенного в непосредственной близости к обогатительной фабрике. Однако из-за низкого качества сырья этого месторождения добыча здесь была прекращена и в настоящее время фабрика снабжается каолином из карьеров крупнейшего на Кубе месторождения Рио-дель-Кайехон (Санта Барбара), расположенного юго-западнее г. Новая Герона, в 8 км от сел. Санта Барбара (фиг. 2).

Месторождение Рио-дель-Кайехон приурочено к древней выровненной поверхности, выработанной на метаморфизованных породах свиты Сан Каэтано, с сохранившейся на ней корой выветривания площадного типа. Коренные породы месторождения представлены переслаивающимися серицитовыми, кварцево-слюдистыми, графитовыми и слюдисто-графитовыми сланцами, содержащими прослойки мусковитовых кварцитов и пиритизированных мраморов мощностью до 5—15 м (фиг. 3). Эти породы в пределах разведанной части месторождения площадью 5 км² залегают моноклиально с углами падения от 5—20° до 50—70° (Покрышкин, 1968).

Мощность коры выветривания в пределах месторождения колеблется от нескольких метров до 75 м (см. фиг. 3). Максимальной мощности



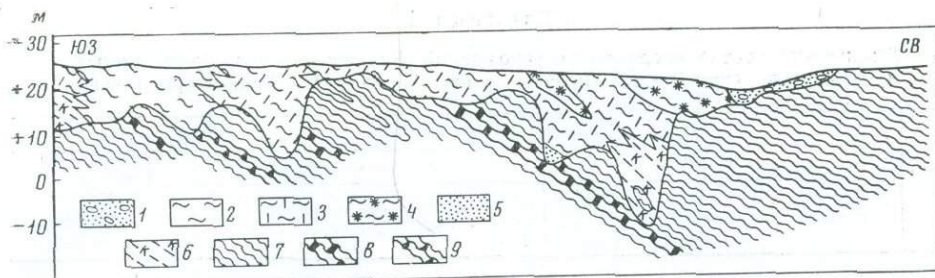
Фиг. 2. Общий вид Южного карьера каолинового месторождения Рио дель Кайехон (Санта Барбара) на о-ве Пинос

выветрелые породы достигают в зонах дробления и трещиноватости, а также вдоль контактов сланцев с кварцитами и мраморами.

В верхней части залежи развиты преимущественно цветные каолины (желтые, красные, фиолетовые, красновато-желтые), переходящие книзу в белые и серые разности, образующие промышленную залежь мощностью до 25 м. Ниже располагаются слабо выветрелые породы, содержащие значительное количество промежуточных продуктов выветривания исходных пород (хлорита, вермикулита, серицита), и не представляющие промышленного интереса. В толще первичных каолинов иногда наблюдаются очень глубокие древние промоины, не уходящие целиком во вскрышу. Такие промоины выполнены тонкослойными осадками — глинистыми песками, вторичными каолинами, галечниками; имеются также слои торфа.

Качество первичного каолина в значительной степени определяется составом исходных пород. Лучшие каолины белого и серого цветов образовались по кварцево-серицитовым, серицитовым и мусковитовым сланцам. По графитовым и серицит-графитовым сланцам возникли каолины черного, серого и темно-серого цветов с большим содержанием графита. Цветные каолины приурочены к перечисленным выше породам, содержащим то или иное количество пирита. При выветривании прослоев песчаника или кварц-мусковитовых кварцитов образовались кварцевые пески и маршаллит.

Изучение вещественного состава руд химическим, термическим и рентгеновским методами показало, что в их составе преобладает каолинит с примесью гидрослюда и содержится довольно значительное количество тонкодисперсного кварца (до 50—70%). В незначительных количествах присутствуют также реликтовые минералы исходных пород: ди-



Фиг. 3. Схематический геологический разрез месторождения первичного каолина Рио-дель-Кайехон (Санта Барбара) на о-ве Пинос (по В. И. Покрышкину, 1968, с некоторыми изменениями)

1 — песок и галечники плиоценового и четвертичного возрастов; первичные каолины: 2 — белый, 3 — серый, 4 — черный графитизированный; 5 — кварцит выветрелый до состояния кварцевого песка; 6 — метаморфические сланцы, выветрелые до состояния глины; 7 — метаморфические сланцы; 8 — мраморы; 9 — кварциты

стен, рутил, турмалин, ставролит, силлиманит, циркон, ильменит, пирит, полевые шпаты.

Химический состав первичных каолинов и продуктов их обогащения приведен в табл. 1. Из этой таблицы следует, что первичные каолины месторождения Рио-дель-Кайехон отличаются низким содержанием окислов железа (обычно ниже 1%), относительно высоким содержанием окиси калия (от 1 до 2%), обусловленным наличием в каолине значительного количества гидрослюд, и высоким содержанием кремнезема, что связано с наличием в исходных породах большого количества тонкодисперсного кварца. Содержание глинозема в исходных каолинах невелико и обычно оно колеблется в среднем в пределах от 15 до 23%.

Объемный вес каолина-сырца равен $2,00 \text{ т/м}^3$. Выход отмученного каолина составляет 45—53%. Гранулометрический состав отмученного каолина варьирует в следующих пределах:

| Размер фракций, мм | Содержание, % | Размер фракций, мм | Содержание, % |
|--------------------|---------------|--------------------|---------------|
| Больше 4,7 | 0,4—2,7 | 0,21—0,05 | 6,9—28,1 |
| 4,7—2,4 | 0,2—4,2 | 0,05—0,02 | 2,4—16,9 |
| 2,4—0,21 | 1,5—24,6 | Меньше 0,02 | 39,1—73,2 |

Суммарный остаток на ситах с размером отверстий 0,02—0,002 мм в обогащенных каолинах составляет от 2,1 до 52,9%. Отмученный каолин имеет хорошую пластичность и сравнительно невысокую огнеупорность (от 1580° до 1770°), что связано с присутствием значительных количеств гидрослюды и тонкодисперсного кварца даже в продуктах обогащения. Температура спекания каолина находится в пределах 900—1350°С. После обжига при 1260° и 1410°С каолин дает серый, желтый и белый черепок. Белизна обогащенного каолина для белых разновидностей составляет в среднем около 80% с колебаниями от 61,5 до 91,3%.

После отмучивания белые и серые каолины пригодны для получения технического и посудно-хозяйственного фарфора, санитарно-строительного фаянса, облицовочных плиток, полукислых огнеупоров, а также как наполнитель бумаги.

Таблица 1

Химический состав каолинов месторождений Рио-дель-Кайехон (о-ва Пинос) и Думаньекос (провинция Ориенте) в вес. % по В. И. Покрышкину (1968)

| Компоненты | Рио-дель-Кайехон | | | | | | Думаньекос каолин-сырец |
|--------------------------------|------------------|-------------|----------------------|-----------------------------|----------------------------|--------------------|----------------------------|
| | каолин-сырец | | | каолин отмученный | | | |
| | белый | серый | темно-серый и черный | белый для керамики и бумаги | светло-серый, для керамики | серый для керамики | |
| SiO ₂ | 65,24—76,86 | 62,19—65,20 | 62,25 | 47,01—49,19 | 45,25—53,37 | 46,50— —53,51 | 47,34—69,93 |
| TiO ₂ | 0,71—0,84 | 0,71—0,83 | 0,85 | 0,49—1,50 | 1,05—1,38 | 1,05— —1,56 | 0,05—1,16 |
| Al ₂ O ₃ | 14,93—23,30 | 23,07—24,81 | 22,43 | 32,88—34,66 | 29,00—34,16 | 28,56— —33,24 | 23,40—33,69 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,26—0,66 | 0,36—0,82 | 1,46 | 0,59—1,23 | 0,58—1,13 | 0,63— —1,71 | 0,98—3,85 |
| CaO | 0,67—0,84 | 0,71—0,80 | 0,71 | 0,87—2,08 | 1,02—1,28 | 0,30— —1,69 | 0,04—0,72 |
| MgO | 0,17—0,29 | 0,07—0,29 | 0,29 | 0,13—0,35 | 0,33—1,13 | 0,20— —1,00 | 0,22 |
| K ₂ O | 0,92—2,07 | 0,59—1,94 | 1,18 | 1,17—2,13 | 1,77—3,27 | 0,66— —2,94 | 0,73—1,23 |
| Na ₂ O | Следы—0,05 | Следы—0,15 | 0,05 | 0,16—0,90 | 0,12—0,84 | 0,11— —0,80 | 0,05—0,19 |
| SO ₃ | Следы—0,03 | 0,02—0,73 | 0,74 | — | — | — | — |
| P ₂ O ₅ | 0,04—0,05 | 0,06—0,14 | 0,08 | — | — | — | — |
| П.п.п. | 4,90—7,74 | 7,55—9,23 | 10,12 | 11,14—12,49 | 10,00—12,43 | 9,18— 14,11 | 8,76—13,48 |

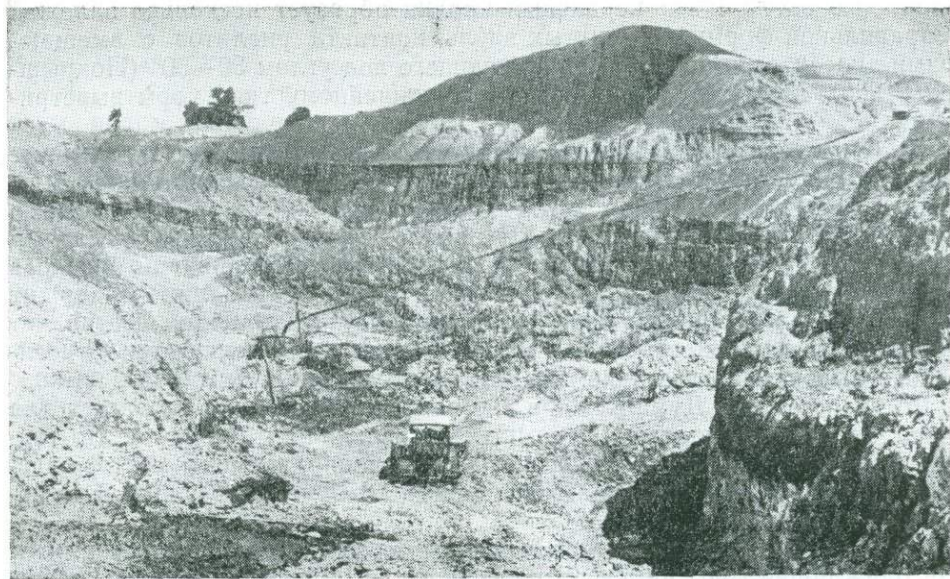
Цветные каолины, содержащие значительное количество окислов железа и имеющие низкую огнеупорность, не используются в промышленности. Без обогащения первичный каолин месторождения также не может быть использован ни в одной из отраслей промышленности из-за высокого содержания тонкодисперсного кварца. При подсчете запасов залежи были выделены два сорта каолинов: керамические и бумажные. Мощность пластов керамических каолинов достигает 15—20 м, а каолинов, пригодных для использования в бумажной промышленности, от 1 до 12,7 м. Мощность вскрышных пород, представленных осадочными четвертичными отложениями (песками, торфом), не превышает 1—2,5 м.

Общие разведанные запасы каолина на месторождении Рио-дель-Кайехон составляют 15 млн. т, в том числе каолина, пригодного для производства бумаги, — 0,1 млн. т.

В настоящее время месторождение разрабатывается двумя карьерами: Южным, дающим относительно светлый каолин, и Северным, в котором добывается серый каолин, содержащий графит.

Месторождение Километр-13, расположенное южнее г. Новая Герона, генетически аналогично месторождению Рио-дель-Кайехон и также связано с древней корой выветривания площадного типа, сформированной в олигоценовое или домаастритское время на метаморфизованных юрских породах свиты Сан Каэтано.

Первичные каолины месторождения Километр-13 образуют залежь



Фиг. 4. Карьер месторождения первичных каолинов Думаньекос в северной части провинции Камагуэй, образовавшихся за счет выветривания риолитов нижнемелового возраста

мощностью в 16—20 м, протягивающуюся в меридиональном направлении, приуроченную к полосе развития слюдисто-графитовых сланцев, падающих довольно круто на запад. По качеству первичного каолина и по размерам это месторождение значительно уступает месторождению Рио-дель-Кайехон и в настоящее время не эксплуатируется.

Все остальные проявления и месторождения каолина о-ва Пинос аналогичны описанным выше и также приурочены к коре выветривания метаморфизованных пород свиты Сан Каэтано.

Наличие на о-ве Пинос мощной обогатительной фабрики с современным оборудованием вызывает необходимость продолжения поисков высококачественных каолинов для бумажной и тонкокерамической промышленности. Перспективы обнаружения новых месторождений каолинов на о-ве Пинос весьма значительны.

Месторождения и проявления каолина в провинции Пипар-дель-Рио представляют собой небольшие проявления первичных каолинов, приуроченные к области развития глинистых сланцев и полевошпатовых песчаников свиты Сан Каэтано с остатками древней коры выветривания. Здесь имеются благоприятные перспективы для поисков промышленных месторождений первичных каолинов.

Месторождения провинций Ориенте и Камагуэй

Месторождение Думаньекос, расположенное в северо-западной части провинции Ориенте близ города Манати, приурочено к древней коре выветривания кислых эффузивов риолитового состава, вероятно, нижнемелового возраста (фиг. 4). На разведанном участке месторождения

площадью около 1 км² первичный каолин образует несколько залежей неправильной формы, вытянутых вдоль контакта риолитов с вмещающими андезитами и их туфами, падающего под углом 30—50° (Покрышкин, 1968). Месторождение относится к линейному типу коры выветривания.

Промышленное значение на месторождении имеют две каолиновые залежи. Мощность их колеблется от 10 до 30 м при протяженности до 300—500 м. Они сложены слоями (мощностью 1—5 м) серого, белого, реже темно-серого и цветного каолина с чередующимися прослоями глин коры выветривания, образовавшимися при выветривании прослоев более основных эффузивных пород. Первичный каолин содержит 50—60% тонкозернистого кварца. Белизна сухого каолина составляет 60—80%, огнеупорность 1530—1690°. Каолин характеризуется относительно высоким содержанием железа и окиси калия (см. табл. 1).

Месторождение Думаньекос в настоящее время разрабатывается для нужд завода огнеупорных и керамических изделий в г. Камагуэе. По данным предварительного технологического изучения, каолины месторождения пригодны для производства керамики, бумаги, резины и огнеупорных изделий.

Запасы месторождения ограничены и составляют около 1 млн. т. На ближайшие годы намечена разведка для прироста запасов месторождения. Перспективы нахождения новых залежей каолина в районе месторождения имеются.

Месторождение Понтесуэло, находящееся в центральной части провинции Камагуэй, в 25 км севернее г. Камагуэя, служит основной базой расположенного в провинциальном центре керамического завода. Геологическое строение этого месторождения аналогично месторождению Думаньекос. Оно также приурочено к линейной зоне выветривания, развитой в вулканогенной нижнемеловой толще, и содержит как железистые каолиновые глины, образовавшиеся за счет богатых железом вулканических пород и габброидов, так и более светлые слабо железистые разновидности, возникшие за счет порфиритов, бедных железом. Первичные породы сильно дислоцированы и местами поставлены почти вертикально. В целом степень выветрелости пород невысокая. Маложелезистые разновидности пород коры выветривания этого месторождения используются совместно с первичным каолином месторождения Думаньекос для получения на заводе г. Камагуэй полукислотого шамота, а железистые разновидности и глины вскрыши — для производства керамических труб.

Масштабы месторождения Понтесуэло довольно значительны, однако добыча маложелезистых глин, отвечающих требованиям керамического и огнеупорного производства, весьма затруднительна.

Запасы каолинового сырья в провинциях Камагуэй и Ориенте незначительны, и поэтому поиски новых каолиновых месторождений здесь необходимы, особенно месторождений высококачественных каолинов, которые могли бы компенсировать ограниченные запасы месторождения Думаньекос. Однако перспективы обнаружения здесь крупных месторождений каолинов высокого качества значительно ниже, чем в западной части Кубы, и особенно на о-ве Пинос, который представляет собой район, наиболее перспективный для поисков каолиновых месторождений.

Кварцевые пески

Куба обладает рядом месторождений высококачественных кварцевых песков, что нехарактерно для стран Американского континента, бедного этим видом минерального сырья. На Кубе существует стекольная, мраморная и строительная промышленность, использующая кварцевые пески. Кварцевые пески разрабатываются почти на всей территории Кубы, но наиболее крупные месторождения высококачественного сырья находятся в провинции Пинар-дель-Рио и на о-ве Пинос. Остальная часть территории Кубы располагает только месторождениями низкокачественных песков полимиктового состава, не пригодных для стекольной и мраморной промышленности. Содержание кварца в составе этих песков не превышает, как правило, 50—60%. Общим недостатком кубинских кварцевых песков и, в первую очередь, самых высококачественных, является их мелкозернистость.

Месторождения провинции Пинар-дель-Рио

Кварцевые пески в провинции Пинар-дель-Рио приурочены к современным и древнечетвертичным пляжным отложениям юго-западного побережья Карибского моря. Особенно широко они развиты в районах пляжа Пляя-де-Байлен и лагуны в устье р. Кюягуатехе, впадающей в бухту Кортес. К северу от этой лагуны располагается месторождение Санта Тереса, где развиты чисто кварцевые белые тонкозернистые пески, а к югу — кварцевые желтые пески месторождения Санта Барбара.

Месторождение Санта Тереса расположено на крайнем юго-западе Кубы, на прибрежной равнине Карибского побережья, сложенной песчаными пляжными отложениями современного и четвертичного возрастов. Эта равнина возвышается над уровнем моря на несколько метров и заросла мелким кустарником и пальмами.

Пески месторождения Санта Тереса отличаются исключительной белизной, но очень мелкозернисты. Верхний пласт песка мощностью около метра (или 60—70 см) снимается бульдозером и стаскивается в кучи (фиг. 5), из которых экскаватором грузится в самосвалы, которые везут добытый песок на промывочную установку. Месторождение песка, по-видимому, подстилается торфяником, поскольку на дне карьера на месте добытого песка выступают бурые торфяные воды. В самом песке довольно много растительных остатков. Площадь, на которой ведется разработка песка, имеет в поперечнике около 10 км, но старые выработки охватывают участок более полукилометра, растянутый вдоль дороги.

Образование кварцевых песков месторождения явно связано с перемывом выветрелых терригенных пород (песчаников, алевролитов, кварцитов) свиты Сан Каэтано юрского возраста в области пляжа, а их исключительная белизна вызвана видимо вторичным осветлением песка под действием торфяных вод. Масштабы месторождения Санта Тереса в связи с малой мощностью пласта песка, видимо, не очень велики, но по качеству сырья оно уникально. В настоящее время песок используется в стекольной и мраморной промышленности, но пригоден и для получения оптического стекла.



Фиг. 5. Месторождение кварцевых песков Санта Тереса в юго-западной части провинции Пинардель-Рио

На переднем плане — залитые торфяными водами отработанные участки карьера, на заднем — добытый кварцевый песок

Месторождение Санта Барбара находится в южной части той же лагуны, что и месторождение Санта Тереса и также представляет собой пляжные образования. Оно расположено гипсометрически несколько выше месторождения Санта Тереса и на его площади отсутствуют торфяники, с чем, вероятно, и связано отсутствие здесь вторичного осветления кварцевых песков и их желтоватый цвет. Поле развития однородных желтых песков достаточно велико: на протяжении свыше одного километра видны их непрерывные выходы из-под почвенного покрова. Поперечник действующего карьера превышает 100 м, а глубина разработки гораздо больше, чем на месторождении Санта Тереса и превышает пять метров. Запасы желтого песка на месторождении весьма значительны.

В стенке карьера хорошо видно, что верхние 0,7 м песков светлее, чем нижележащая толща. Ожелезнение явно вторичное, бурожелезняковые пятна и жилки бурого железняка распространены по всей мощности слоя песка и слабо его цементируют. Оно связано с окислением на месте железистых минералов, внесенных в песок при его перемыве и отложении в пляжной зоне. Как и белые пески месторождения Санта Тереса, пески месторождения Санта Барбара своим происхождением обязаны перемыву и переотложению материала древней коры выветривания терригенных пород формации Сан Каэтано. Это доказывается размером кварцевых зерен, а также общим обликом иногда встречающихся в песке обломков и крупных зерен кварцита. Выходы песчаников и кварцитов свиты Сан Каэтано с сохранившимися на них остатками

древней коры выветривания располагаются непосредственно к северу от границы распространения кварцевых песков, а месторождения отстоят от них всего на несколько километров.

Месторождения о-ва Пинос

Целый ряд проявлений и месторождений кварцевых песков известен на о-ве Пинос, в строении которого основную роль играют метаморфизованные породы свиты Сан Каэтано. Они представлены кварцитами, метапесчаниками и графитово-сланцевыми сланцами. Среди метаморфических пород широко распространены кварцевые (часто с пиритом) жилы. На породах формации Сан Каэтано хорошо сохранились остатки древней коры выветривания, к которой приурочены многочисленные проявления и месторождения первичных каолинов.

Все месторождения кварцевых песков о-ва Пинос связаны с перемывом в третичное и четвертичное время древней коры выветривания, развитой на терригенных метаморфизованных отложениях свиты Сан Каэтано.

Месторождение пляжа Сигуанеа расположено на западном побережье о-ва Пинос в одноименном заливе. Современный пляж сложен в значительной мере коралловыми песками и битой ракушкой. Кварцевые пески обнажаются на прибрежной заболоченной равнине примерно в километре от современной береговой линии. Белый кварцевый песок добывался здесь спорадически из небольших карьеров, вскрывавших толщу песка на глубину 1,5 м.

Песок — белый, мелкозернистый, поверхность выходов песка усеяна многочисленными полупрозрачными часто монокристаллическими гальками кварца, образовавшимися при разрушении кварцевых жил.

Подобно пескам провинции Пинар-дель-Рио пески месторождения Сигуанеа представляют собой продукт четвертичного пляжного перемыва и сортировки разрушенных выветриванием метаморфизованных пород свиты Сан Каэтано.

Месторождение Санта Фе расположено южнее одноименного городка в районе поселка Лас Педрас. Пески этого месторождения по общему облику весьма близки к пескам месторождения Сигуанеа, но сильно загрязнены материалом почвы и растительными остатками. На этих песках располагаются культурные земли. Пески этого месторождения также представляют собой древние (вероятно, верхнетретичные или четвертичные) пляжевые отложения. До образования кораллового рифа, слагающего южную часть острова, и подъема его над уровнем моря, южная граница о-ва Пинос проходила по линии современных болот и лагун, соединяющей пляж Сигуанеа с районом Лас Педрас. В то время здесь, вероятно, существовал песчаный пляж и шло накопление песка, сносимого с коренного берега, сложенного выветрелыми песчаниками и кварцитами свиты Сан Каэтано.

Месторождение пляжа Бибихагуа (Кантера-дель-Мармоль) расположено в северной части о-ва Пинос к северо-востоку от г. Новая Герона. Оно представлено черными песками, образующими современные пляжные накопления небольшой мощности. Пески этого месторождения принципиально отличны от песков месторождения Сигуанеа и Санта Фе

не только цветом и размером зерен, но также составом и происхождением.

Пески эти крупнозернистые, с преобладанием частиц крупнее миллиметра. Они содержат довольно много удлиненных галек кварца размером до двух и более сантиметров по длинной оси. Как галечки, так и кварцевые песчинки преимущественно монокристалльны и, очевидно, они образованы за счет перемыва жильного кварца. Иногда галечки полупрозрачного кварца содержат включения рутила. Общее содержание кварца в песке не превышает 85%, а остальное — преимущественно обломки графитового сланца. В тяжелой фракции песка много рутила, граната и турмалина.

Пляж Бибихауга с черным песком располагается на берегу небольшой бухточки, вдающейся в систему холмов (отрогов хр. Сьерра-де-Кабайос), сложенных черными мраморами, чередующимися с графитовыми сланцами. С обеих сторон бухты глубоко в море вдаются два мыса. Они сложены мраморами, содержащими сильно деформированные пропластки графитового сланца с жилками белого кальцита. В местах утолщения жилок в них присутствуют кварцевые обособления, местами с пустотками, крустифицированными кристаллами. При размыве мраморов в песке концентрируются кварц, образующий крупную фракцию, и графитовый сланец, попадающий в основном в мелкую фракцию.

Запасы песка относительно невелики. Учитывая генезис месторождения на быстрое естественное восстановление его запасов рассчитывать не приходится.

На остальной территории Кубы месторождения чисто кварцевых песков отсутствуют. Отдельные месторождения, известные в провинциях Ориенте и Камагуэй, содержат не более 70% кварца (месторождение Лас Аренас близ г. Виктория-де-Лас Тунас в провинции Камагуэй) или еще ниже (пески р. Дос Риос близ г. Сан Германн в провинции Ориенте). Еще меньше кварца в песках побережья Карибского моря в районах Сантьяго-де-Куба и Гуантанамо. В полном соответствии с геологическим строением этих районов здесь в песках преобладают обломки свежих вулканических пород. Перспективы нахождения в этих районах Кубы кварцевых песков весьма неблагоприятны.

В связи с ограниченностью запасов чистых высококачественных кварцевых песков на Кубе необходимо их рациональное использование только для наиболее ответственных производств (стекольной и керамической промышленности). Применение их в мраморной промышленности следует ограничить. Для распиловки мрамора могут быть использованы менее ценные ожелезненные кварцевые пески.

Полевошпатовое сырье

Куба бедна месторождениями полевошпатового сырья. В настоящее время оно добывается в двух районах: из пегматитовых жил, залегающих среди метаморфизованных юрских пород гор Эскамбрай в провинции Лас Вильяс, и из слабо выветрелых липаритов предположительно мелового возраста в западной части провинции Ориенте.

Месторождение керамических пегматитов Пико Туэрто расположено в восточной части горного массива Эскамбрай. Пегматитовая жила мощностью порядка 15 м и видимой протяженностью до 40 м залегает



Фиг. 6. Карьер полевошпатового месторождения Сабоней-де-Пурнео в провинции Ориенте, разрабатывающий слабо каолинизированные риолиты нижнемелового возраста

в амфиболитах и имеет почти вертикальное падение. Зальбанды жилы очень резкие, около контакта она более мелкозернистая, чем в центре, где отдельные кристаллы полевого шпата (ортоклаза и плагиоклаза) достигают 10—15 см в поперечнике. Макроскопически различить эти два минерала трудно, но в целом жила довольно богата ортоклазом. Кроме полевых шпатов и обильного кварца пегматит содержит много биотита и мусковита. Иногда в нем встречаются хорошо образованные пластинки мусковита, видимо связанные с развитием замещающего кварц-мусковитового комплекса. Размеры таких пластинок достигают 3—4 см² по спайной поверхности. Реже в породе встречается гранат.

Изменения минерального состава жилы по мощности, простиранию и восстанию не отмечается, крупных выделений кварца в ней также нет. В жиле часто встречаются ксенолиты амфиболитов. Они, как и амфиболиты около зальбандов жил, сильно биотитизированы.

При отработке жилы ни слюда, ни гранат не отделяются от полевошпатово-кварцевой части. В продукцию поступает весь добытый материал за исключением призальбандовых частей, обогащенных биотитом.

Кроме разрабатываемой жилы в районе известно довольно большое число более мелких пегматитовых жил. По-видимому, среди них имеются и дифференцированные жилы. На это указывают находки в речном аллювии и в делювии неоднородных по составу пегматитов и глыб кварца, напоминающих материал кварцевых ядер пегматитовых жил.

Полевошпатовое месторождение Сабоней-де-Пурнео расположено в 19 км западнее г. Ольгин близ селения Пурнео. Полевошпатовым сырьем здесь являются натриевые слабо выветрелые липаритовые породы нижнемелового возраста, местами сохранившие макроскопически различимые участки стекла. Степень выветривания породы заметно убывает

с глубиной. Однако не исключено, что липариты каолинизированы здесь в результате гидротермальных процессов, а выветривание наложилось на уже каолинизированные породы.

Измененные породы добываются крупным карьером изометрической формы диаметром около 50 м и глубиной 10—15 м (фиг. 6). Вскрыша — мощностью 0,5—1,0 м представлена той же рыхлой сильно каолинизированной породой, что и обнажающаяся в карьере, но она загрязнена материалом почвенного слоя и растительными продуктами.

Высокая белизна липаритов, их однородность и большие размеры залежи позволяют считать это месторождение очень перспективным.

Месторождения асбеста

На Кубе известны проявления как хризотилового, так и амфиболового асбеста. Оба типа проявлений этого полезного ископаемого генетически связаны с массивами ультраосновных пород.

Месторождения хризотил-асбеста находятся в провинции Ориенте, они приурочены к поясу ультраосновных и габбровых пород северной части провинции. Наиболее известны проявления хризотил-асбеста в районе хромитового месторождения Кайо Гуан, расположенного на северном побережье Кубы близ г. Моа в провинции Ориенте.

В последнее время к югу от г. Сагуа-де-Таномо на северном побережье провинции Ориенте разведаны асбестовые месторождения Ранчо Яри и Маха Яри.

Месторождения Ранчо Яри и Маха Яри относятся к лабинскому типу хризотил-асбестовых месторождений. Хризотил-асбест здесь генетически связан и пространственно приурочен к жилам габбро, пересекающим массивы серпентинитов. В участках контактового прогрева серпентинитов в зальбандах жил, вдоль зон дорудного дробления имела место контактная серпентинизация ультрабазитов с частичным выносом серпентинитового вещества. При последующем охлаждении контактных зон в серпентинитах возникали контракционные трещины и в них кристаллизовался хризотил-асбест. Местами среди асбеста сохранились небольшие блоки (20—30 см в поперечнике) неразложенного, не затронутого серпентинизацией ультрабазита (ультрабазитовые «сопки» или «ядра»).

Наличие «ультрабазитовых ядер» в некоторых участках месторождений Маха Яри и Ранчо Яри сближает их с некоторыми участками Баженовского месторождения. Однако следует учитывать, что ультрабазитовые «сопки» и «ядра» проявлены здесь в микромасштабе. Общее количество волокон в обоих месторождениях сравнительно невелико, что вообще характерно для лабинского типа месторождений хризотил-асбеста. Асбестизация распространяется на немногие метры от контакта с жилами габбро, в редких случаях она протягивается на 8—10 м в каждую сторону от них. Насыщенность асбестом жил хорошая, качество волокон и его распушаемость нормальные.

Месторождения Маха Яри и Ранчо Яри сильно осложнены послерудной тектоникой. Асбестонесные жилы вместе с жилами габбро раздроблены и смещены на значительные расстояния.

В районах развития пояса ультраосновных пород, как правило, сопровождаемого габбровым комплексом, существуют благоприятные перспективы дальнейших поисков месторождений хризотил-асбеста.

Подобные описанным выше проявления хризотил-асбеста известны на хромитовом месторождении Кайо Гуам, расположенном близ г. Моа в провинции Ориенте.

На Кубе известны также отдельные проявления амфиболового асбеста (в районе горы Эль Тольдо близ г. Моа), и в провинции Лас Вильяс (в горном массиве Эскамбрай). Однако они еще не изучены и их генетическая природа не ясна.

Месторождения магнезита

Проявления и месторождения магнезита известны почти на всей территории Кубы; большая их часть находится в провинциях Камагуэй и Лас Вильяс.

Месторождения магнезита представлены двумя генетическими типами: 1) инфильтрационными месторождениями аморфного магнезита в коре выветривания ультраосновных пород и 2) осадочными месторождениями в третичных терригенных отложениях.

В отличие от обычных осадочных месторождений магнезита, представленных кристаллическим магнезитом в толщах карбонатных осадочных пород, месторождения магнезита Кубы залегают в терригенных породах и представлены аморфным магнезитом. Такой тип месторождений магнезита до настоящего времени не был известен и заслуживает выделения его в качестве особого типа магнезитовых осадочных месторождений в терригенных отложениях. Как было показано ранее (Финько, Корин, Формель-Кортина, 1967; Finkó, Korin, Formell-Cortina, 1968) образование месторождений магнезита этого типа связано с перетотложением инфильтрационного магнезита из коры выветривания серпентинитовых массивов.

Инфильтрационные месторождения магнезита в коре выветривания серпентинитов

Наиболее многочисленные и крупные из известных месторождений магнезита этого типа располагаются в провинциях Камагуэй (месторождения Олая, Син Репосо и др.) и Лас Вильяс (месторождения Полемо, Ягрумо, Мельгоро и др.). Как правило — это мелкие месторождения с запасами, не превышающими нескольких десятков тысяч тонн.

Многие мелкие месторождения и проявления магнезита этого типа раньше разрабатывались старательским способом для нужд огнеупорной и сахарной промышленности. Часть добычи в виде обожженного магнезита экспортировалась в США. После революции периодически эксплуатировались лишь два инфильтрационных месторождения — Олая и Син Репосо, они изучены лучше других. В настоящее время добыча магнезита из инфильтрационных месторождений прекращена в связи с освоением крупного осадочного месторождения Реденсион.

Месторождение Олая расположено в 18—20 км к северу от г. Камагуэй близ края плато Сан Филиппе, представляющего собой поднятый участок древней поверхности выравнивания, выработанной на серпенти-

нитовом субстрате. Поверхность плато, возвышающегося над окружающей равниной на 50—70 м, покрыта покровом железистых латеритов.

Жилы и гнезда аморфного магнезита неправильной формы, а также небольшие штокверки размером от 0,3—0,7 м до 3,0 в поперечнике на месторождении располагаются в слабо выветрелых серпентинитах прямо под маломощным почвенным слоем и прослежены выработками до глубины 3 м. Магнезит — белый, фарфоровидный отличается высоким содержанием окиси магния (44—46%) и низким — окиси кальция (1—2%). За время эксплуатации месторождения из карьера глубиной 1,3—2,5 м и площадью 30 тыс. м² добыто примерно 1400 т плотного фарфоровидного и 600 т рыхлого магнезита. Запасы месторождения оцениваются приблизительно в 30 тыс. т.

Месторождение Син Репосо находится в северной части провинции Камагуэй в 9 км северо-восточнее сахарного завода Сенадо на плоской равнине, сложенной серпентинитами.

Как и на месторождении Олая, магнезит образует здесь неправильные и жилообразные скопления в слабо выветрелых серпентинитах, располагающиеся сразу же под почвенным слоем. Кроме снежно-белого плотного фарфоровидного магнезита здесь широко развита пористая рыхлая разновидность кремового цвета, образовавшаяся при выветривании плотного магнезита. Магнезит этого месторождения невысокого качества. Среднее содержание компонентов колеблется в следующих пределах (в вес. %): MgO — 35,15—42,41; CaO — 0,79—1,47; SiO₂ — 7,94—19,05; Al₂O₃ — 0,44—2,09; Fe₂O₃ — 1,16—3,33. Запасы месторождения до глубины 1 м составляют 28,5 тыс. т, из которых только около 11 тыс. т плотного фарфоровидного магнезита.

Несмотря на широкое распространение магнезитовых месторождений инфильтрационного типа, на Кубе они не имеют большого промышленного значения, так как обладают небольшими запасами.

Осадочные месторождения магнезита в терригенных отложениях

Этот тип магнезитовых месторождений является уникальным и представлен единственным крупным месторождением аморфного магнезита Реденсион, образовавшимся в результате переотложения инфильтрационного магнезита из коры выветривания серпентинитов в третичные терригенные отложения.

Месторождение Реденсион расположено в восточной части провинции Камагуэй в 30 км к востоку от г. Камагуэй и в 7 км к юго-востоку от пос. Минас, на плоской заболоченной равнине (фиг. 7).

Месторождение приурочено к северо-западной части грабенообразной депрессии, вытянутой в субширотном направлении на 25—30 км и имеющей ширину около 10 км. С юга и севера эта депрессия ограничена крупными субширотными разломами от вулканогенно-осадочных сильно дислоцированных отложений апт-сантонского возраста и прорывающих их массивов ультраосновных и основных пород верхнемелового возраста (фиг. 8).

Выполняющая грабенообразную впадину толща терригенных пород средне-верхнеэоценового возраста залегает практически горизонтально

и имеет мощность свыше 450 м. В составе терригенных пород, выполняющих депрессию, преобладают зеленовато-серые глины монтмориллонит-зеполит-нонтронитового состава, составляющие около 70—90% объема всей толщи. Реже встречаются более грубообломочные породы — песчаники, гравеллиты и конгломераты. Эти грубообломочные породы и песчаники состоят в основном из выветрелых в различной степени обломков серпентинитов — от слабо выщелоченных и окремнелых до обохренных. Грубообломочные породы развиты преимущественно близ границ депрессии с массивами ультрабазитов.

В песчано-глинистой толще встречаются многочисленные рассеянные прослои и обломки аморфного магнезита, приуроченные преимущественно к верхней части разреза. Ниже глубины 200 м магнезитовые прослои не встречаются. Самый нижний магнезитовый прослой был встречен на глубине 211,0—215,0 м (скв. 288). Напротив, начиная с глубины 200—220 м, в разрезе начинают появляться и местами преобладать прослои красно-бурых и охристых глин, совершенно не типичных для верхней части разреза.

Как было сказано ранее (Финько, Корин, Фэрмель-Кортина, 1967; Finkó, Korin, Formell-Cortina, 1967), месторождение Реденсион было образовано за счет переотложения магнезита из коры выветривания ультрабазитовых массивов, а его разрез по-существу представляет собой перевёрнутый нормальный разрез коры выветривания.

Большая часть магнезитовых прослоев и линз сосредоточена на участке длиной около 7 км и шириной около 3 км, расположенном в северо-западной части депрессии, т. е. в районах, прилегающих к ультраосновному массиву. В незначительном количестве магнезиты встречаются северо-западнее, севернее и северо-восточнее этого участка.

В пределах участка депрессии, прилежащего к выходам ультраосновных массивов, магнезитовые тела составляют около 15—20% объема разреза. Они представлены линзовидными или пластообразными залежами протяженностью не более 100 м и мощностью в несколько метров, залегающими горизонтально. Распределение залежей по площади и по разрезу весьма неравномерное. Наиболее крупными являются Основная, Нижняя и Западная залежи.

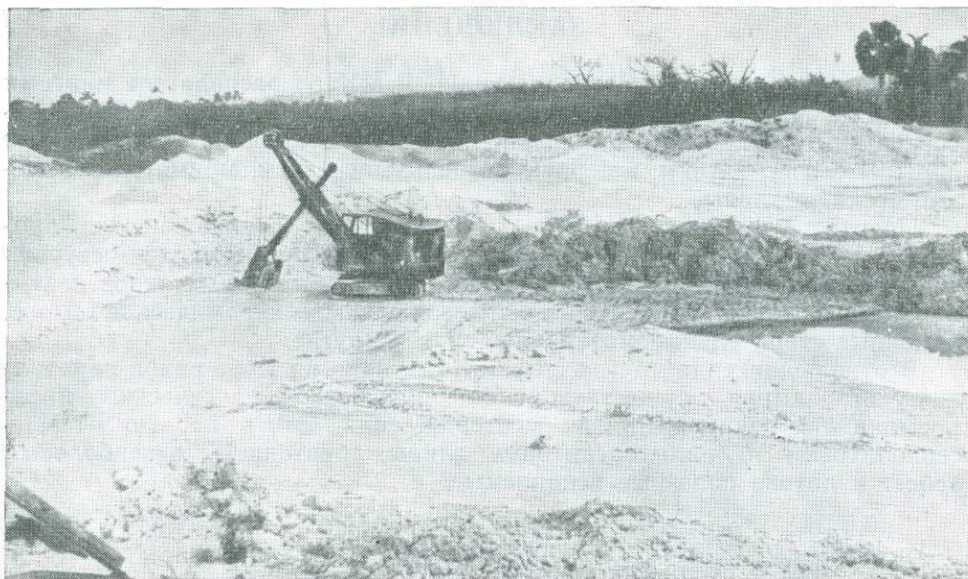
Магнезиты месторождения Реденсион представляют собой белые или серовато-белые породы, состоящие из остроугольных или округлых обломков аморфного магнезита размером от нескольких миллиметров до 3—5 см в поперечнике, сцементированных тонкообломочным магнезитом с примесью глинистого материала. Иногда встречаются прослои, сложенные целыми округлыми стяжениями магнезита-«капустника» — типичного для выделений инфильтрационного магнезита в корях выветривания, размером до 3—5 см. Как в цементе, так и среди грубообломочной части магнезитовых прослоев попадают обломки выветрелых серпентинитов.

Основная магнезитовая залежь располагается на глубине от 36,1 до 73,2 м (глубина кровли), имеет протяженность около 4 км, максимальную ширину 2,5 км и мощность от 0,6 до 26,0 м.

Нижняя залежь имеет длину 1000 м, ширину 700 м и мощность от 0,2 до 8,7 м. Залегаем она на глубине 143,2—156,6 м.

Западная залежь длиной около 800 м, шириной 500 м и мощностью от 3,5 до 6,7 м, располагается на глубине 59,2—66,4 м.

Площади распространения залежей частично перекрываются. Ниж-



Фиг. 9. Карьер магнетитового месторождения Реденсион, разрабатывающий приповерхностную залежь переотложенного магнетита

няя залежь кулисообразно заходит под Основную с северо-востока, Западная — с запада.

Наиболее крупной приповерхностной залежью является так называемая Прикарьерная залежь действующего карьера (фиг. 9). Она имеет протяженность около 400 м, ширину 250 м и мощность от 0,3 до 9,1 м.

Запасы магнетита трех основных залежей составляют 15,8 млн. т причем на долю Основной залежи приходится 13,2 млн. т. Среднее содержание MgO по Основной залежи составляет 40,83%, CaO—3,42%; SiO₂—5,95%; Fe₂O₃—0,85%; Al₂O₃—0,60%. В пределах этой залежи выделяется горизонт повышенного качества с запасами 1,8 млн. т, при содержании MgO—42,9%; CaO—2,15% и SiO₂—4,22%; Fe₂O₃—0,61%; Al₂O₃—0,45%.

Запасы Прикарьерной залежи составляют 172,2 тыс. т.

Кроме этих залежей огромные запасы магнетита сосредоточены в небольших магнетитовых телах, рассеянных в разрезе терригенной толщи. Запасы магнетита, подсчитанные до глубины 10 м на площади максимального развития этих тел (5,7 км²), составляют 39,9 млн. т при среднем содержании MgO в магнетите 25—30%. Коэффициент магнетитоносности разреза в этом случае составляет 0,3.

Магнетиты богатого горизонта Основной залежи месторождения без обогащения могут быть использованы для производства металлургического порошка и огнеупорных изделий, но для получения изделий высоких марок нуждаются в обогащении. Магнетиты остальных залежей без обогащения не могут быть использованы.

Месторождение Реденсион является самым крупным и перспективным месторождением магнетитов на Кубе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из приведенного выше материала видно, что Куба располагает многими видами ценного нерудного сырья, которые могут не только обеспечить собственные потребности страны, но давать продукцию на экспорт. Сюда должны быть отнесены, в первую очередь, магнезиты, мраморы, кварцевые пески, каолины.

Потребности во многих ценных видах сырья развивающейся промышленности Кубы могут быть обеспечены за счет имеющихся ресурсов уже известных месторождений. Такими, кроме отмеченных видов нерудного сырья, могут быть асбест, полевошпатовое керамическое сырье, каменные строительные материалы, гипс и другие.

В отношении ряда других, дефицитных пока на Кубе видов неметаллического сырья, существуют благоприятные геологические предпосылки для обнаружения их месторождений. Это в первую очередь сепиолитовые и палыгорскитовые глины, бентониты, амфиболовый асбест и другие полезные ископаемые.

ЛИТЕРАТУРА

- Покрышкин В. И. Месторождения каолина в республике Куба.— Разведка и охрана недр, 1968, № 4.
- Сомин М. Л., Мильян Г. Метаморфические толщи Пиноса, Эскамбрия и Ориенте на Кубе и их возраст.— Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 5.
- Финько В. И., Корин И. З., Формель-Кортин Ф. О возрасте древней коры выветривания и латеритов Кубы.— В сб. «Геология и полезные ископаемые Кубы». Изд-во «Наука», 1967.
- Финько В. И., Корин И. З., Формель-Кортин Ф. Об обнаружении на Кубе минералов группы сепиолита — палыгорскита.— В сб. «Геология и полезные ископаемые Кубы». Изд-во «Наука», 1967.
- Chalcedony at Madruga.— Rocks and minerals, 1941, v. 16, N 9.
- Finkó V. I., Korin I. Z., Formell-Cortina F. Sobre la edad de la corteza de intemperismo y las lateritas de Cuba.— Revista geológica. Academia de Ciencias de Cuba, 1967, N 1.
- Finkó V. I., Korin I. Z., Formell-Cortina F. Acerca del hallazgo en Cuba de minerales del grupo de la sepiolita — paligorskita. Serie Geológica. Academia de Ciencias de Cuba. La Habana, 1969, N 5.

МРАМОРЫ КУБЫ

*В. П. Петров, В. И. Финько, Б. П. Беликов,
Д. П. Коутин, К. Гарсия*

Среди минеральных богатств Кубы важное место занимают различные декоративные и облицовочные камни, которые в значительных количествах добываются в настоящее время как для нужд внутреннего рынка, так и на экспорт. Все относящиеся сюда горные породы объединяются единым торговым термином «мрамор», хотя сюда кроме собственно мраморов входят также известняки и даже одна разновидность серпентинита.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О РАЗРАБОТКЕ МРАМОРОВ НА КУБЕ

Промышленная добыча мрамора на Кубе началась в двадцатых годах текущего столетия в горах Сьерра Кабайос и Сьерра Колумбус на о-ве Пинос, где находятся крупные месторождения этого полезного ископаемого и где была возможность использовать принудительный труд заключенных каторжной тюрьмы. Позднее были организованы небольшие промышленные механизированные предприятия по разработке мраморных месторождений в горах Сьерра де-Лас Касас на том же о-ве Пинос.

В сороковые годы возникло объединение итальянских эмигрантов — знатоков техники добычи мрамора и кубинских предпринимателей для разработки мраморного месторождения Сигуа в провинции Ориенте; здесь были смонтированы установки для распилки мрамора и мастерские по его полировке. В дальнейшем эта группа предпринимателей перенесла свои предприятия в г. Санта Рита, где разместила современное оборудование для разработки известняков толщи Чарко Редондо, забросив разработку в зоне Сигуа.

Мраморы, добытые в этот период, были использованы для строительства ряда зданий в Гаване. К наиболее известным из них относятся здания Национальной Библиотеки, Театра Чаплина, отеля Гавана Либре, Министерства строительства, Министерства связи, Дворца Рево-

люции, Вертолетной станции, памятник Хосе Марти на площади Революции и т. д.

До революции разрабатывались главным образом следующие разновидности мрамора: Перла Карибе и Грис Сибоней на о. Пинос; Негро Кабаньос, Ботисино Абана и Маррон Варадеро в провинции Пинар-дель-Рио; Аманесер Энсеньяда, Терракота Юмури и Корал Бельямар в провинции Лас Вильяс; Роса де-Ориенте, Травертино Яра, Крема Баямо и Оркидея Сьерра в районе Санта Рита, Бреча, Грис и Грис Вердосо в районе Сигуа, Бланко и Негро в районе Севилья провинции Ориенте.

Некоторые из этих разновидностей мраморов добывались в очень ограниченных количествах, иногда их добыча ограничивалась лишь несколькими блоками.

После Революции 1959 г. продолжалась эксплуатация ряда из упомянутых выше, а также и вновь открытых разновидностей мраморов: Грис Мендоса и Негро Сан Филиппе в провинции Пинар-дель-Рио, Боукет Кампинья и Верде Серрано в провинции Лас Вильяс и Ботисино в провинции Ориенте.

В настоящее время мраморы нашли широкое применение в строительстве поликлиник, госпиталей, туристских центров, столовых и т. д. Представление о современном использовании мраморов Кубы дает табл. 1. В это время были созданы условия для экспорта кубинских мраморов, который в последние годы поглощает основной объем производства.

В 1962 г. были национализированы мраморные карьеры и мастерские по обработке мраморов. Они были объединены в крупное предприятие «Эмпреса де мармолес», основной задачей которого является развитие и руководство добычей мраморов на Кубе. Это позволило планомерно вести эксплуатацию месторождений мрамора и более рационально использовать имеющееся оборудование.

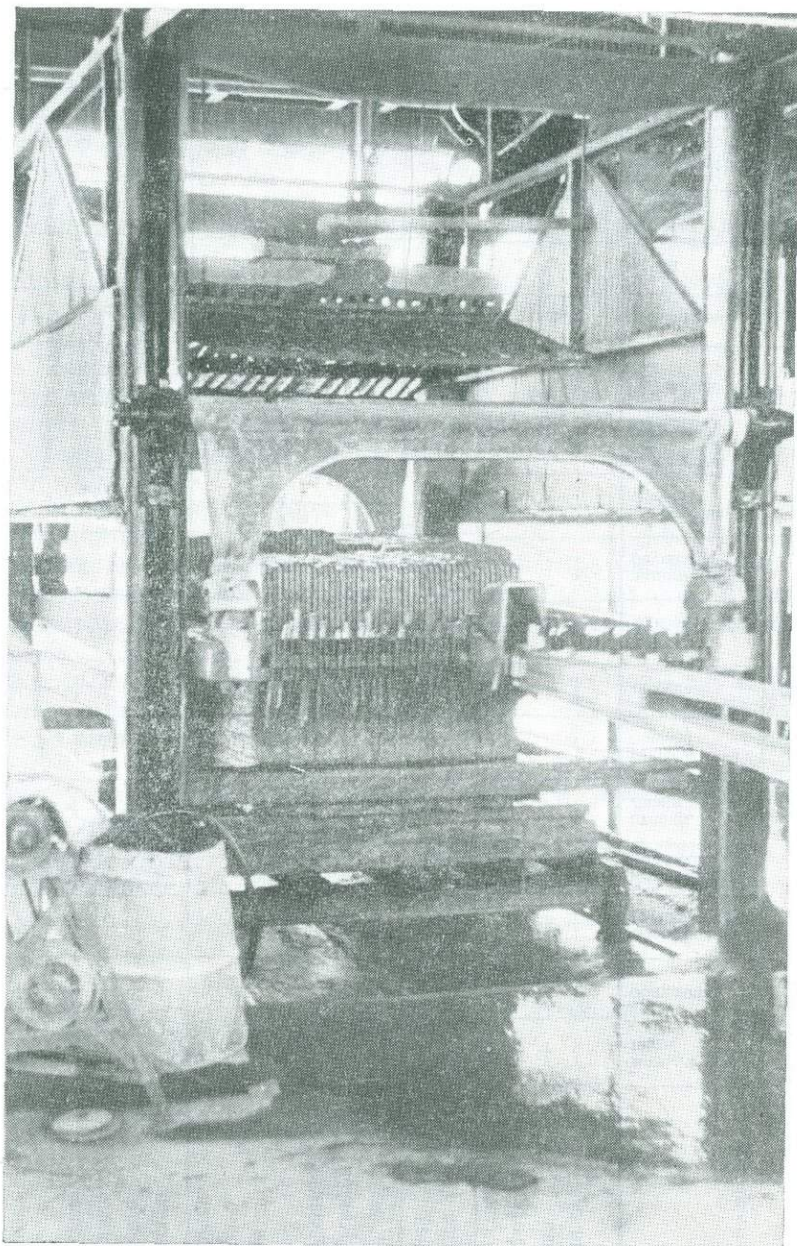
В настоящее время «Эмпреса де мармолес» разрабатывает пять карьеров, из которых добывается семь разновидностей мрамора.

| Провинция | Разновидность мрамора | Карьер |
|----------------|--|---------------------------------------|
| О-в Пинос | 1. Грис Сибоней | Сьерра де-Лас Касас |
| Пинар-дель-Рио | 2. Арена Пинар (разновидность Ботисино Абана) | Лагунильяс |
| | 3. Маррон Пинар (разновидность Маррон Варадеро) | То же |
| Лас Вильяс | 4. Верде Серрано | Пело Мало |
| Ориенте | 5. Марфиль Ваямо (разновидность Ботисино Бланко) | Ботисино в районе г. Санта Рита |
| | 6. Крема Ориенте (разновидность Ботисино Амарильо) | То же |
| | 7. Оркидея Сьерра | Оркидея Сьерра в районе г. Санта Рита |

Таблица 1 Области современного применения мраморов Кубы

| Место добычи | Разновидность мрамора | Архитектура | | | | | | Строительство | Прочее | | | | | Другие виды применения | | | | | |
|-----------------|-----------------------|-----------------|-----------|----------------------------|-------------------|------------------|-----------------|---------------|-------------------|------------------------------|-----------------|----------|--------------------|------------------------|------|----------------------|------------------|--------|------------|
| | | Интерьер | | | | | Внешняя отделка | | получение извести | в качестве карбоната кальция | полы для террас | Кладбища | | | | декоративные изделия | доски для столов | | |
| | | полы и лестницы | облицовка | оборудование ванных комнат | мраморные колонны | стойки, прилавки | полы и лестницы | облицовка | | | | дороги | заполнители бетона | пантеоны | урны | | | садики | скульптура |
| Пинардель-Рио | Негро Кабаньос | — | + | + | + | + | — | — | + | + | + | + | — | 0 | — | 0 | 0 | + | — |
| | Арена Пинар | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | 0 | 0 | 0 | 0 | + | + |
| | Маррон Варадеро | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | — | — | — | 0 | + | + | |
| | Ботисино Абана | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | 0 | 0 | 0 | 0 | + | + |
| О-в Пинос | Перла Карибе | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | — | + | + | + | + | + | + |
| | Грис Сибоней | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | — | + | + | + | + | + | + |
| Лас Вильяс | Рохо Кампинья | 0 | + | + | + | + | — | — | + | + | + | + | + | — | — | — | 0 | + | + |
| | Терракота Юмури | 0 | + | + | + | + | — | — | + | + | + | + | + | — | — | — | 0 | + | + |
| | Аманесер Энсеньяда | + | + | + | + | 0 | 0 | 0 | + | + | + | + | + | — | — | — | 0 | + | + |
| | Роса Пуча | — | + | + | + | + | — | — | + | + | + | + | 0 | — | — | — | 0 | + | + |
| | Корал Бельямар | — | + | + | + | + | 0 | + | + | + | + | + | + | — | — | — | 0 | + | + |
| | Верде Серрано | 0 | + | + | + | + | 0 | + | + | + | + | — | + | — | — | — | 0 | + | + |
| Мулата Кампинья | — | + | + | + | + | — | — | + | + | + | + | 0 | — | — | — | 0 | + | + | |
| Ориенте | Оркидеа Сьерра | — | + | + | + | + | — | — | + | + | + | + | — | — | — | 0 | 0 | + | + |
| | Крема Ориенте | — | + | + | + | + | — | — | + | + | + | + | + | 0 | 0 | 0 | 0 | + | + |
| | Ботисино Баямо | — | + | + | + | + | — | — | + | + | + | + | + | 0 | 0 | 0 | 0 | + | + |
| | Марфиль Баямо | — | + | + | + | + | — | — | + | + | + | + | + | 0 | 0 | 0 | 0 | + | + |
| | Траверттино | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | 0 | — | — | — | 0 | + | + |
| | Роса де-Ориенте | — | + | + | + | + | 0 | + | + | + | + | + | + | — | — | — | 0 | + | + |
| Крема Баямо | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | — | — | 0 | 0 | + | + | |

Примечания: В строительстве и в прочих областях применения используются отходы карьеров. Плюс — используются успешно. Кружок — возможно использование, но не желательное, минус — использование невозможно.



Фиг. 1. Распиловка мраморных блоков на доски на предприятиях «Эмпресы де мармолес» в г. Санта Рита

Эти разновидности мрамора обрабатываются в пяти мастерских «Эмпресы де мармолес», из которых три расположены в пригородах Гаваны в местечках Ла Сейба, Гуанабакоа и Капдевила, одна на о-ве Пинос в г. Новая Герона и одна — в г. Санта Рита в провинции Ориенте (фиг. 1).

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ МРАМОРОВ

Известные месторождения мраморов располагаются на о-ве Пинос, в провинции Пинар-дель-Рио, в центральной и южной частях провинции Лас Вильяс и на юге провинции Ориенте. По возрасту эти месторождения можно подразделить на три большие группы, занимающие обособленное положение: месторождения мраморов верхнеюрского, верхне-мелового и среднеэоценового возрастов.

Верхнеюрский возраст имеют мраморы месторождения районов Порталеса (разновидность мрамора Негро Кабаньос) и Виньялеса (разновидность Негро Сан Филиппе) в провинции Пинар-дель-Рио, а также месторождения гор Сьерра де-Лас Касас и Сьерра де-Кабайос (разновидности мрамора Грис Сибоней и Перла Карибе) на о-ве Пинос.

К верхнемеловому возрасту относятся серпентиниты месторождения Пело Мало (разновидность «мрамора» Верде Серрано) в провинции Санта Клара, мраморы района Лагунильяс (разновидности мрамора Арена Пинар и Маррон Пинар) в провинции Пинар-дель-Рио и мраморы района Реал Кампинья (разновидности мрамора Рохо Кампинья, Аманесер Энсеньяда и Мулата Кампинья) в провинции Лас Вильяс.

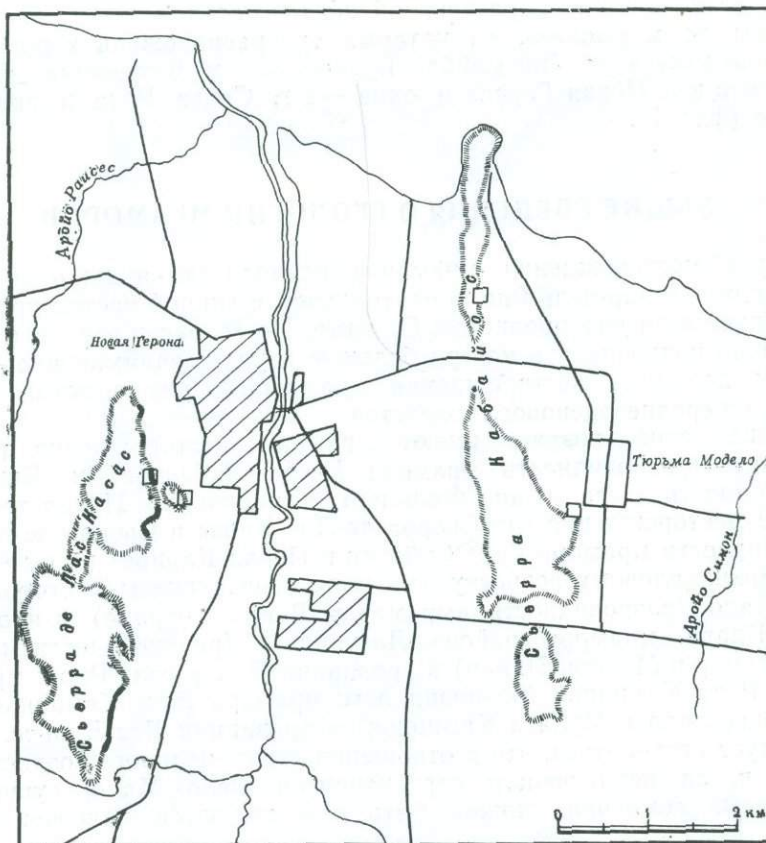
Следует оговориться, что в отношении верхнемелового возраста этих мраморов, за исключением серпентинитов Пело Мало, существуют достаточные сомнения; может быть они являются палеоцен-эоценовыми.

К группе месторождений мраморов среднеэоценового возраста относятся все разновидности этих пород, которые добываются или известны в окрестностях г. Санта Рита в провинции Ориенте (Крема Ориенте, Травертино Яра, Крема Баямо, Оркидеа Сьерра, Марфиль Баямо). Все они относятся к формации Чарко Редондо.

Месторождения верхнеюрского возраста

Эти месторождения образуют две группы: 1) собственно мраморы о-ва Пинос и 2) известняки провинции Пинар-дель-Рио (формации Виньялес и Артемиса?).

Месторождения о-ва Пинос образуют группу так называемых мраморов Героны (фиг. 2), возраст которых по аналогии с карбонатными отложениями формации Сан Каэтано провинции Пинар-дель-Рио считается верхнеюрским. Эти мраморы играют главную роль в стратиграфическом разрезе о-ва Пинос. Они залегают на мощной толще кварцитовых сланцев, с которой они связаны постепенными переходами и в восточной части о-ва Пинос перекрываются графитовыми сланцами. Суммарная мощность пачки мраморов по одним оценкам составляет около 450 м (Куман, Gavilán, 1965), по другим (Сомин, Мильян, 1972) — 200—250 м.



Фиг. 2. Схема расположения мраморных карьеров в районе г. Новая Герона на о-ве Пинос. Квадратами на схеме отмечены действующие карьеры, жирной линией показаны места прежних разработок

Мраморная толща имеет меридиональное простирание и падает на восток под углами $30-45^\circ$.

Мраморы о-ва Пинос представлены грубозернистыми разностями светло-серого и чистого серовато-белого цвета, часто с заметной слоистостью. Размер их зерен меняется в довольно широких пределах. К западу от г. Новая Герона развиты крупнозернистые мраморы, а к востоку они становятся значительно более мелкозернистыми. Вероятно, это связано с контактным воздействием массива гранитоидов, обнажающихся в северо-западной части острова.

В горах Сьерра Кабайос и Сьерра де-Лас Касас, где в настоящее время ведется добыча мраморов, преобладают крупнозернистые разности. В некоторых местах мраморы обладают массивной текстурой, обычно же они имеют слабовозаметную слоистость. В целом мраморы слагают слабо трещиноватые и не дробленные крупные массивы, позволяющие получать в карьерах огромные блоки (фиг. 3). Так, например, в 1969 г. был добыт блок размером $25 \times 8 \times 6$ м, который затем был распилен на стандартные блоки $2,2 \times 1,3 \times 0,9$ и $1,8 \times 1,3 \times 1,0$ м.



Фиг. 3. Выемка гигантского моноблока мраморов разновидности Грис Сибоней в карьере Сьерра де-Лас Касас на о-ве Пинос

Мраморы на о-ве Пинос в зависимости от цвета и текстуры получили собственные наименования: Грис Сибоней и Перла Карибе. Первая разновидность включает сероватые слоистые, а последняя — белые и кремовые сахаровидные породы с неясно выраженной слоистостью. Обе разновидности имеют крупнокристаллическое сложение и состоят на 90% и более из кальцита (табл. 2). Встречаются в них также кварц, плагиоклазы, слюда, волластонит, гематит, пирит, турмалин и графит.

Таблица 2
Химический состав мраморов Кубы

| № образца | Разновидность мрамора | CaO | MgO | CO ₂ | RO и R ₂ O ₃ | Сумма |
|---|-----------------------|-------|------|-----------------|------------------------------------|--------|
| <i>Провинция Ориенте, средний эоцен</i> | | | | | | |
| 12 632 | Роса Ориенте | 55,41 | 0,20 | 43,36 | 0,57 | 99,54 |
| 11 987 | » | 55,72 | 0,12 | 43,65 | 0,26 | 99,75 |
| 12 631 | Марфиль Баямо | 55,20 | 0,29 | 43,30 | 1,28 | 100,07 |
| 11 991 | » | 55,81 | сл. | 43,66 | 0,40 | 99,89 |
| 12 628 | Крема Ориенте | 55,25 | 0,22 | 43,39 | 0,86 | 99,72 |
| 11 989 | » | 55,80 | 0,12 | 43,74 | 0,28 | 99,94 |
| 12 627 | Травегино Яра | 54,92 | 0,37 | 43,30 | 1,06 | 99,65 |
| 11 985 | Оркидеа Сьерра | 55,70 | 0,25 | 43,66 | 0,58 | 100,19 |
| <i>Провинция Лас Вильяс, палеоцен—эоцен или верхний мел</i> | | | | | | |
| 11 981 | Рохо Кампинья | 55,40 | 0,12 | 43,15 | 1,85 | 100,22 |
| 11 988 | Мулата Кампинья | 47,82 | 5,90 | 43,85 | 2,25 | 99,82 |
| 11 992 | Аманесер Эсеньяда | 55,51 | 0,15 | 43,65 | 0,59 | 99,90 |
| <i>Провинция Пинар-дель-Рио, верхний мел или палеоцен—эоцен</i> | | | | | | |
| 12 625 | Арена Пинар | 54,05 | 0,59 | 43,00 | 1,81 | 100,45 |
| 11 984 | » | 55,00 | 0,30 | 43,13 | 1,17 | 99,60 |
| 12 626 | Маррон Варадеро | 52,81 | 0,77 | 42,23 | 4,00 | 99,81 |
| 11 986 | Маррон Пинар | 52,51 | 0,75 | 41,86 | 4,76 | 99,88 |
| <i>Провинция Пинар-дель-Рио, верхняя юра</i> | | | | | | |
| 11 983 | Негро Пинар | 55,80 | 0,22 | 43,72 | 0,34 | 100,18 |
| 12 624 | Негро Сигуа | 55,46 | 0,37 | 43,62 | 1,06 | 100,51 |
| <i>Остров Пинос, верхняя юра (?)</i> | | | | | | |
| 11 990 | Грис Сибоней | 54,40 | 0,80 | 43,60 | 1,03 | 99,83 |
| 12 629 | » | 54,71 | 0,61 | 43,25 | 0,98 | 99,55 |

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории отдела неметаллических полезных ископаемых, ИГЕМ АН СССР аналитик М. Г. Замуруева.

Мраморы разновидности Перла дель Карибе распространены на западном склоне гор Сьерра де-Лас Касас и в настоящее время не добываются, а разновидность мраморов Грис Сибоней развита на восточном склоне тех же гор и в настоящее время широко эксплуатируется.

Верхнеюрские известняки провинции Пинар-дель-Рио представлены твердыми плотными породами серого, темно-серого и черного цветов, очень тонкозернистыми и часто пересечены жилками белого кальцита.

Обычно эти породы отчетливо слоисты, мощность отдельных слоев варьирует от нескольких сантиметров до двух метров.

Возможности использования известняков провинции Пинар-дель-Рио сильно ограничиваются неоднородностью окраски, небольшой мощностью слоев и часто интенсивным развитием карстовых процессов. Здесь добывались следующие разновидности мраморов: Негро Кабаньос, Негро Сан Филиппе и Грис Мендоса. В настоящее время карьеры, где добывались эти разновидности, не эксплуатируются из-за плохих условий разработки и отсутствия подготовленных запасов.

Месторождения верхнемелового возраста

Мраморы месторождения Лагунильяс (фиг. 4) в районе Сан Хуан и Мартинес (провинция Пинар-дель-Рио) и месторождения зоны Реал Кампинья в районе Агуа де Лос Пасахерос (юго-восточная часть провинции Лас Вильяс) (фиг. 5) считаются верхнемеловыми, однако несмотря на ряд данных, свидетельствующих о таком возрасте, они могут оказаться в действительности палеоцен-эоценовыми. Этот вопрос может быть выяснен только после выполнения детальных палеонтологических исследований.

Из карьеров Лагунильяс добываются две разновидности известняков: Арена Пинар и Маррон Пинар.

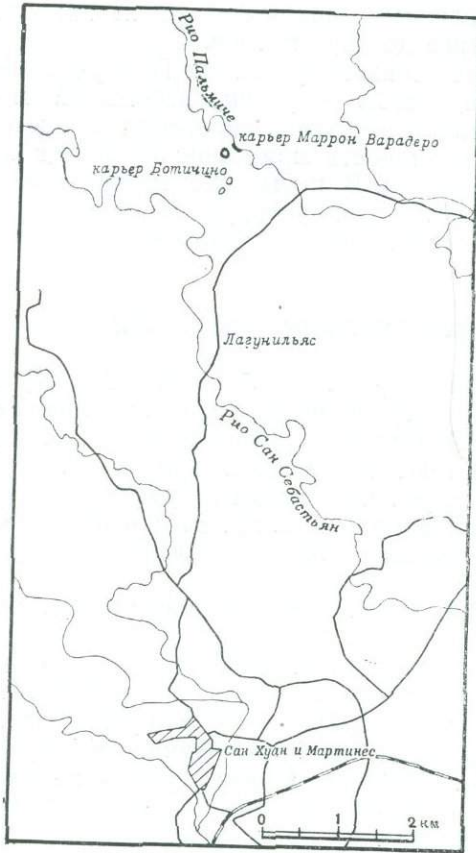
Это — плотные органогенные тонкозернистые довольно массивные известняки со стилолитами, сильно закарстованные и трещиноватые; видимая мощность их около пяти метров. Цвет их варьирует от светлого-кремового, характерного для разновидности Арена Пинар, до коричневого — свойственного разновидности Маррон Пинар, причем на месторождении последние преобладают. Распределение окраски в горной массе очень неправильное (табл. 2, 3).

Неравномерность окраски при ограниченных запасах сужает перспективы этого месторождения.

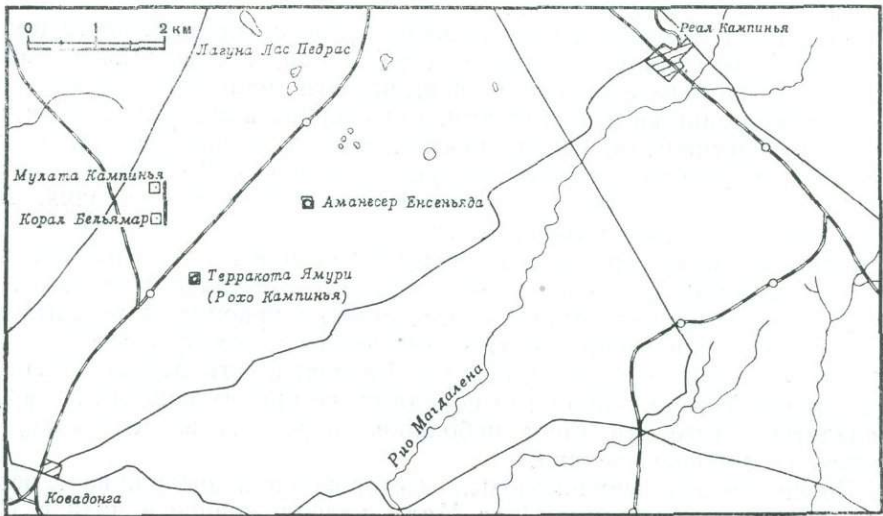
Зона Реал Кампинья, расположенная в юго-западной части провинции Лас Вильяс, включает ряд месторождений, сходных по геологическим особенностям с описанными выше. Эти месторождения представлены органогенными известняками, тонкозернистыми, обычно плотными, довольно массивными. Они обнажаются либо в виде несколько округленных скал, либо образуют гладкую поверхность. В обоих случаях эти естественные обнажения соответствуют кровле месторождения. Мощность этих известняков трудно оценить.

Наиболее ценными разновидностями мраморов этого района являются Рохо Кампинья, Амансер Энсеньяда и Мулата Кампинья. Две первые разновидности имеют соответственно красный и розовый цвет. На торговом рынке они достаточно известны и пользуются спросом, но обладают ограниченными запасами. Разновидность Мулата Кампинья представлена очень пористыми породами, не принимающими полировки. Вследствие этого она имеет небольшие перспективы на рынке, хотя запасы ее довольно велики.

Среди группы верхнемеловых месторождений заслуживает особого внимания месторождение Пело Мало, расположенное вблизи г. Санта Клара. Это месторождение представлено особым типом антигоритового серпентинита спутанно-волокнистого строения (табл. 4), который сла-



Фиг. 4. Схема расположения карьеров на мраморном месторождении Лагунильяс в провинции Пинар-дель-Рио



Фиг. 5. Схема расположения мраморных карьеров в районе Реал Кампинья в провинции Лас Вильяс

Т а б л и ц а
Химический состав мраморов Кубы, вес. %

| Компоненты | Провинция Ориенте, средний эоцен | Провинция Пинар-дель-Рио, верхний мел или палеоцен-эоцен | | | Провинция Лас Вильяс, верхний мел или палеоцен-эоцен | Провинция Пинар-дель-Рио, верхняя юра |
|--------------------------------|----------------------------------|--|------------------------------|--------------------------|--|---------------------------------------|
| | Марфиль Баямо, обр. 12637 | Арена Пинар, обр. 12625 | Маррон Варандеро, обр. 12626 | Маррон Пинар, обр. 41986 | Мулата Кампинья, обр. 11988 | Негро Пинар, обр. 11983 |
| SiO ₂ | 0,18 | 0,61 | 2,01 | 1,87 | 1,32 | 0,48 |
| TiO ₂ | 0,02 | Следы | 0,03 | 0,04 | 0,01 | 0,02 |
| Al ₂ O ₃ | Не обн. | 0,55 | Следы | 1,40 | 0,15 | 0,15 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,48 | 0,40 | 0,76 | 1,13 | 0,45 | 0,32 |
| FeO | 0,11 | Не обн. | 0,40 | Следы | Не обн. | Не обн. |
| MnO | Следы | » » | Следы | Не обн. | » » | » » |
| MgO | 0,18 | 0,55 | 0,27 | 0,98 | 6,00 | 0,32 |
| CaO | 55,29 | 54,86 | 54,00 | 52,34 | 47,91 | 55,24 |
| CO ₂ | 43,48 | 43,45 | 42,56 | 41,86 | 43,85 | 43,72 |
| Na ₂ O | 0,10 | 0,06 | 0,11 | 0,08 | 0,09 | Не опр. |
| K ₂ O | 0,09 | 0,07 | 0,10 | 0,12 | 0,14 | » » |
| Сумма | 99,93 | 100,55 | 100,24 | 99,82 | 99,92 | 100,25 |

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории отдела неметаллических полезных ископаемых ИГЕМ АН СССР, аналитик М. Г. Замуруева.

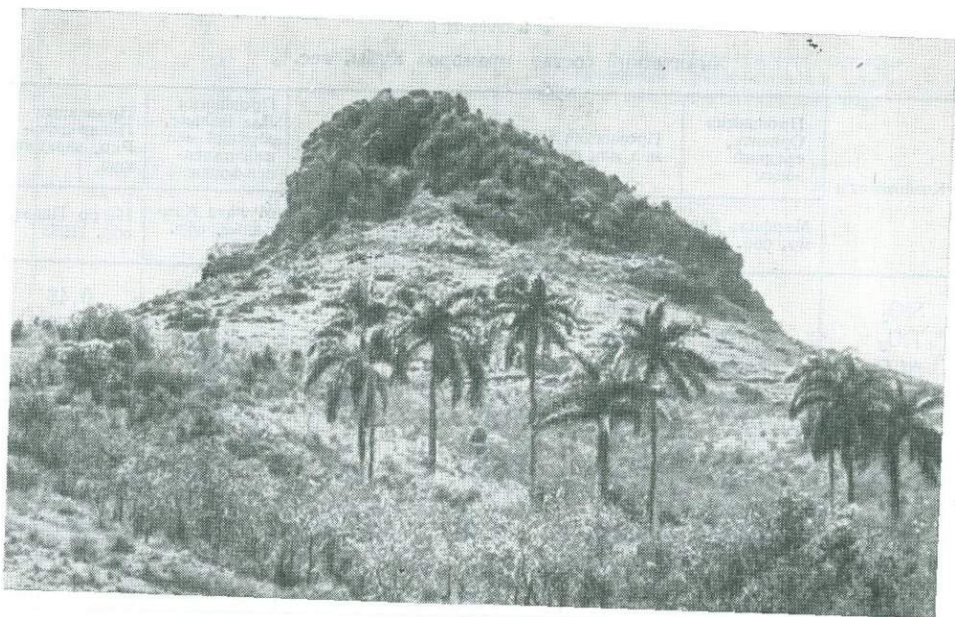
гает изолированную возвышенность с относительной высотой около 100 м (фиг. 6).

Серпентиниты имеют плотное сложение и очень приятный зеленый цвет, из них возможно получение блоков правильной формы. В промышленности эти серпентиниты получили наименование «мрамора» разновидности Верде Серрано. До 1962 г. здесь эксплуатировались огромные глыбы, которые в виде монолитных блоков располагались на склонах

Т а б л и ц а 4
Химический состав серпентинитов месторождения Пело Мало (разновидность «мрамора» Верде Серрано), вес. %

| Компоненты | Обр. 11982 | Компоненты | Обр. 11982 | Компоненты | Обр. 11982 |
|--------------------------------|------------|-------------------|------------|-------------------------------|------------|
| SiO ₂ | 39,78 | MgO | 39,97 | CO ₂ | 0,55 |
| TiO ₂ | 0,05 | CaO | Не обн. | H ₂ O ⁺ | 11,97 |
| Al ₂ O ₃ | 1,41 | NiO | 0,31 | H ₂ O ⁻ | 0,00 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,14 | CoO | Не обн. | | |
| Fe ₂ O ₃ | 2,79 | Na ₂ O | 0,05 | | |
| FeO | 2,99 | K ₂ O | 0,02 | | |
| | | | | Сумма | 99,76 |

Аналитик М. Г. Замуруева. Химическая лаборатория отдела неметаллических полезных ископаемых ИГЕМ АН СССР.



Фиг. 6. Общий вид холма Пело Мало, сложенного перекристаллизованными антигоровыми серпентинитами



Фиг. 7. Блоки серпентинита, добытые из свалов огромных глыб на склонах холма Пело Мало

возвышенности (фиг. 7). Сама возвышенность Пело Мало сложена более трещиноватыми серпентинитами, что приведет к заметно меньшему выходу блоков, когда будут эксплуатироваться собственно коренные породы. Благодаря очень эффективному зеленому цвету, эта разновидность имеет большой спрос и поиски других подобных месторождений серпентинитов весьма целесообразны. Окрестности г. Санта Клара имеют хорошие перспективы для поисков месторождений этого типа.

В геологическом отношении месторождение Пело Мало представляет собой тектонический блок, который первоначально был сложен серпентинитами, такими же как и на остальной территории Кубы, т. е. раздробленными и измененными в большей или меньшей степени различными процессами. Однако эти серпентиниты здесь подверглись последующей переработке низкотемпературными гидротермальными карбонатными растворами кислого состава, вызвавшими развитие процессов лиственитизации и полную перекристаллизацию этих пород, превратив их в антигоритовые серпентиниты спутанно-волокнистого строения. Эти процессы объясняют различные специфические свойства этих пород.

Месторождения среднеэоценового возраста

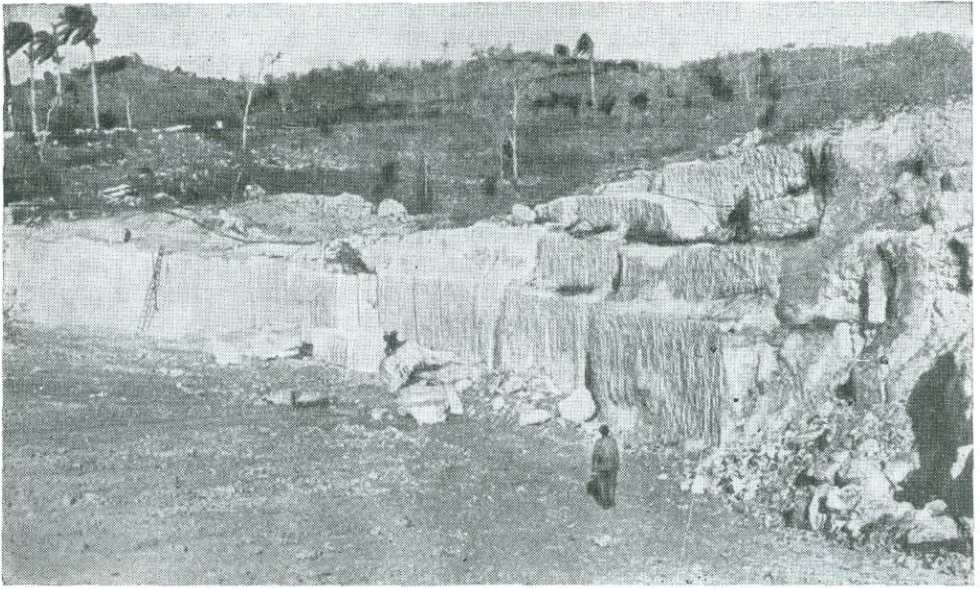
Месторождения мраморов этого возраста развиты в южной части провинции Ориенте. Они приурочены к толще известняков Чарко Редондо, среднеэоценовый возраст которой доказан многочисленными фаунистическими находками. Известняки Чарко Редондо слагают горизонт мощностью около 150 м в верхней части вулканогенно-осадочных пород формации Кобре, слагающих хребет Сьерра Маэстра.

Вулканогенно-осадочные породы образуют с известняками Чарко Редондо в большинстве случаев постепенные переходы. Они проявляются переслаиванием известковистых туфов и туфогенных известняков, которые постепенно переходят вверх по разрезу в довольно чистые известняки. Иногда контакт между известняками и туфами резкий. Непосредственно на известняках Чарко Редондо лежит серия терригенных отложений формации Сан Луис, датируемой фаунистически верхним эоценом. Эти терригенные отложения образуют покров мощностью от 700 до 1000 м.

Известняки района г. Санта Рита, расположенного на северном склоне хребта Сьерра Маэстра, представлены двумя структурными типами: 1) плотными, закарстованными, слабо слоистыми тонкозернистыми известняками различного цвета с обилием ископаемых остатков (водоросли, фораминиферы и др.) и 2) плотными известняками кремового цвета с хорошо развитой слоистостью, слабо затронутыми карстовыми процессами. Основные месторождения мраморов приурочены к известнякам первого типа.

Выделяются четыре главные разновидности мраморов, которые добываются в трех карьерах.

Мраморы разновидности Марфиль Баямо имеют плотное сложение, органогенную криптокристаллическую структуру и состоят из кальцита, глинистого материала и гидроокислов железа. Цвет их светло-кремовый, в породе присутствуют жилки типа структурных швов (стилолитов), иногда наблюдаются серые прожилки.



Фиг. 8. Карьер Ботисино в районе г. Чарко Редондо в провинции Ориенте, где добываются разновидности мрамора Крема Ориенте и Марфиль Баямо

Мраморы разновидности Крема Ориенте также имеют криптокристаллическую, органогенную структуру и состоят из кальцита, глинистого материала и гидроокислов железа; цвет их светло-желтый. В породе наблюдаются пересекающиеся жилки (типа стилолитов или сутурных швов?). Жилки выполнены красновато-коричневым материалом (гидроокислы железа).

Мраморы обеих разновидностей добываются в одном карьере Ботисино в районе поселка Какао, расположенного в окрестностях г. Чарко Редондо, близ фермы Лас Колорадос (фиг. 8).

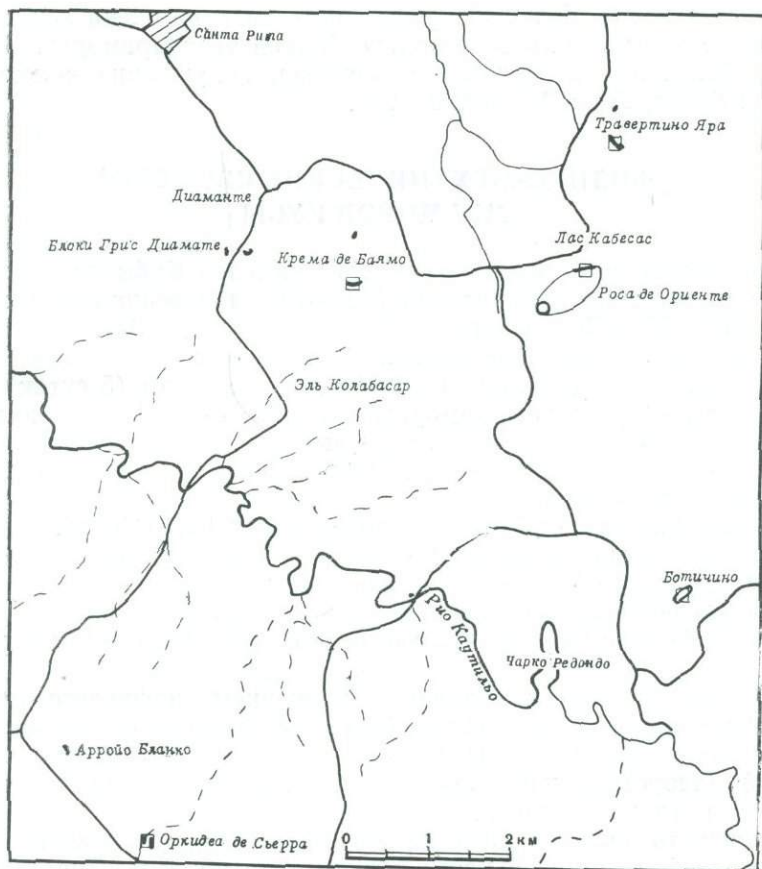
Разновидность мрамора Оркидея Сьерра имеет органогенную криптокристаллическую структуру, цвет ее розоватый, местами серо-фиолетовый. Порода содержит многочисленные тонкие трещинки, залеченные кальцитом и пересекающиеся в различных направлениях. В состав мрамора входят кальцит, глинистый материал и гидроокислы железа.

Эта разновидность мрамора добывается в карьере Оркидея Сьерра, расположенном на ручье Арройо Бланко близ г. Гиса (фиг. 9).

Разновидность мрамора Роса Ориенте также имеет криптокристаллическую органогенную структуру и сложена кальцитом, глинистым материалом и гидроокислами железа. Цвет породы бледно-розовый с пересекающимися жилками более темного розового цвета. Мраморы этой разновидности в настоящее время не разрабатываются, но есть большие перспективы для развития добычи, так как запасы их большие.

Эта разновидность мрамора добывалась близ поселка Даманте в окрестностях г. Санта Рита в карьере Роса Ориенте.

Химические анализы мраморов из района Санта Рита приведены в табл. 2 и 3.



Фиг. 9. Схема расположения мраморных карьеров в районе г. Санта Рита в провинции Ориенте

Кроме района Санта Рита среднеэоценовые известняки разрабатывались в качестве облицовочного камня в районе, расположенном на южном склоне хребта Сьерра Маэстра восточнее г. Сантьяго-де-Куба, близ устья р. Рио Сигуа. Здесь мраморы приурочены к нижней части серии вулканогенных пород формации Кобре. Известняки образуют серию продолговатых линз мощностью в несколько десятков метров, вытянутых в северо-западном направлении. Они сильно затронуты карстовыми процессами и часто рассечены несколькими системами трещин. В разрезе известняки переслаиваются с эффузивами, преимущественно среднего состава. Кроме того, наблюдаются довольно грубозернистые агломераты. Все эти породы перекрываются современными террасовыми отложениями.

Вероятно, некоторые линзы известняков подверглись воздействию интрузивов, в результате чего местами известняки превращены в настоящие среднезернистые мраморы Севильи. У населенного пункта Севилья, расположенного в нескольких километрах западнее р. Рио Сигуа, известны мраморы черного и белого цветов (ферма Оканья). Они добывались в начальный период разработки мраморов на Кубе, однако из-за

ничтожных запасов, большой трещиноватости и не очень хорошей текстуры было добыто только несколько блоков этих мраморов. В районе Сигуа добывались разновидности мрамора, получившие коммерческие названия Бреча, Грис Вердосо и Грис.

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МРАМОРОВ КУБЫ

Изучение физико-механических свойств мраморов Кубы проводилось по методам, принятым в лаборатории физико-механических свойств горных пород ИГЕМ АН СССР (Беликов, Залесский и др., 1964).

Проводились следующие испытания мраморов:

1. Испытания на сжатие: а) в сухом, б) в мокром (5 суток) состоянии и в) после 35-кратного замораживания до -15°C на кубиках 5 см в ребре. Для некоторых пород с явно выраженной слоистостью испытание на сжатие произведено в двух направлениях — перпендикулярно и параллельно слоистости.

2. Испытание на изгиб (излом) на балочках $1 \times 1 \times 10$ см.

3. Измерение динамических и статических упругих констант.

4. Определение объемного веса на плиточках.

5. Определение водопоглощения — на этих же плиточках: а) сначала свободного, б) затем принудительного, при вакууме в 0,1 мм ртутного столба.

6. Пористость рассчитывалась умножением цифрового значения влагонасыщения на объемный вес. Она характеризует открытые, доступные для внешней влаги поры и по своим значениям стоит близко к истинной (теоретической) пористости, вычисляемой из соотношения удельного и объемного весов.

7. Твердость определялась на приборе Шора по высоте отскока алмазного бойка от поверхности испытуемого образца. Значения даны в единицах Шора.

8. Истирание произведено на круге Дорра при 500 оборотах круга и расходе 500 г кварцевого песка на каждый кубик. Песок при испытании смачивался. При испытании сухим песком потеря при истирании уменьшается приблизительно на 20—30%.

В табл. 5, составленной по результатам испытаний, названия пород даны по микроскопическим определениям; кроме указанных выше констант, приведены также некоторые соотношения в виде коэффициентов размокания и морозостойкости. Коэффициент размокания — это отношение прочности в насыщенном состоянии к прочности в сухом состоянии, а коэффициент морозостойкости — отношение прочности оттаянного образца после 35-кратного замораживания к прочности сухого образца.

Все цифры, приведенные в табл. 5, представляют средние значения, в большинстве случаев из трех определений.

Образцы мрамора в таблице расположены по возрастному признаку: от эоцена к юре. Внутри возрастных групп дано разделение по структурам пород.

Большинство подвергнутых испытаниям карбонатных пород перекристаллизовано слабо с сохранностью микро- и макрофауны. Им дано название мраморизованные известняки и известняки. Собственно мраморами могут быть названы только крупнозернистые породы о-ва Пинос,

которые по структуре напоминают палеозойские мраморы Урала и Кавказа, но более крупнозернистые.

Серпентиниты, выделенные в особую группу, по свойствам не имеют себе аналогов в СССР. Серпентиниты, проходившие ранее испытания в лаборатории ИГЕМ АН СССР, всегда характеризовались мелкой блочностью и невысокими значениями прочности.

Упругие свойства определялись динамическим методом (прибором ИКЛ-5) путем измерения времени прохождения возбужденной упругой волны через определенное расстояние в блоке. Каждая цифра — среднее из большого числа измерений. Из скоростей прохождения упругих волн были рассчитаны (табл. 6) модуль упругости (E) и коэффициент Пуассона (σ).

Цифровые данные, полученные статическим методом (при помощи проволочных тензометров сопротивления) не всегда совпадают с динамическими. Причина этого лежит в разной физической сущности методов определения — почти всегда статические константы несколько ниже динамических.

Поскольку большая часть испытанных пород сложена одним минералом — кальцитом (доломитизированных пород мало), то важнейшими факторами, определяющими физико-механические свойства, являются пористость, трещиноватость и структурные особенности породы.

По этим признакам и по возрасту породы предварительно могут быть разделены на следующие группы.

А. Белые и светло-розовые мраморизованные известняки верхнего эоцена, провинции Ориенте.

Б. Красные и розовые известняки палеоцена и эоцена, пров. Лас Вильяс и Пинар-дель-Рио.

В. Светло-серые, разных оттенков, мраморизованные известняки верхнего мела.

Г. Темно-серые известняки верхней юры.

Д. Крупнокристаллические мраморы верхней юры.

Е. Серпентиниты.

Анализ результатов испытаний

Данные табл. 5 показывают, что испытанные породы содержат много мелких трещин, причем ориентировка их относительно слоистости и сланцеватости не увязана и генезис трещиноватости остается неясным. Трещиноватость образцов сказывается на данных механических испытаний и пористости пород, что затрудняет анализ данных табл. 5 и 6.

Но поскольку трещиноватость является свойством породы и сохраняется в добываемых блоках и получаемых плитах, т. е. влияет на дальнейшую службу камня, анализ свойств дается для пород с присущими им трещинами.

Пористость пород колеблется в довольно широких пределах от 0,5 до 10%, чем в известной мере определяются и свойства — более высокая прочность малопористых пород. Исключение составляют крупнокристаллические мраморы Грис Сибоней, которые при малой пористости обладают также малой прочностью и пониженной упругостью. Это объясняется структурными особенностями породы — слабой связью между зернами, что очень рельефно подтверждается данными испытаний на изгиб,

Таблица 5

Физико-механические свойства мраморов и серпентинитов Кубы

| Лабораторный номер | Порода | Макроскопическое описание | Промышленное название | Объемный вес, г·см ⁻³ | Водонасыщенность, % | Пористость, % | Прочность, кг·см ⁻² | | | Коэффициент размокания | Коэффициент морозостойкости | Твердость по Шору | Потеря при истирании, г·см ⁻² | Сопротивление изгибу, кг·см ⁻² |
|--|--|---|-----------------------|----------------------------------|---------------------|---------------|--------------------------------|----------------------|---------------------------------|------------------------|-----------------------------|-------------------|--|---|
| | | | | | | | сухие | 5-суточное насыщение | после 35-кратного замораживания | | | | | |
| <i>Белые и светло-розовые мраморизованные известняки верхнего эоцена</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 12 632 | Мраморизованный известняк органогенной структуры | Розовый с хаотичным расположением сутурных трещин | Роса Ориенте | 2,65 | 0,53 | 1,40 | 1890 | 1730 | 1660 | 0,92 | 0,88 | 57 | 1,70 | 174 |
| 12 627 | То же | Розовый, сутурные трещины по слоистости | Травертино Яра | 2,67 | 0,30 | 0,81 | 2350 2430 | 1990 2020 | 1990 | 0,83 | 0,85 | 58 | 1,21 | 273 |
| 11 991 | » | Белый, трещин мало | Мафиль Баямо | 2,67 | 0,43 | 1,15 | 1770 | 1410 | 1620 | 0,80 | 0,91 | 52 | 1,46 | — |
| 11 985 | То же, органогенно-обломочной структуры | Розовый, сутурные трещины по слоистости | Оркидеа Сьерра | 2,68 | 0,33 | 0,89 | 1900 | 1850 | 1770 | 0,97 | 0,93 | 52 | 1,46 | — |
| 12 628 | То же | Белый, много трещин | Крема Ориенте | 2,68 | 0,26 | 0,70 | 2660 | 2140 | 2060 | 0,80 | 0,77 | 58 | 1,46 | — |
| 12 631 | » | Белый, сутурные трещины по слоистости | Мафиль Баямо | 2,65 | 0,39 | 1,04 | 2510 | 2100 | 2140 | 0,84 | 0,85 | 57 | 1,82 | 199 |
| 11 987 | » | Светло-розовый с сутурными трещинами | Роса Ориенте | 2,69 | 0,24 | 0,66 | 2300 | 1930 | 1700 | 0,83 | 0,74 | 55 | 1,27 | — |
| 11 989 | То же с небольшим количеством фауны | Светло-палевый, сутурные трещины расположены хаотично | Крема-де-Ориенте | 2,68 | 0,28 | 0,74 | 1870 | 1990 | 2060 | 1,01 | 1,10 | 55 | 1,17 | — |

Красные и розовые известняки палеоцена и эоцена

| | | | | | | | | | | | | | | |
|--------|---|---|--------------------|------|----------|------|------|------|------|------|------|----|------|---|
| 11 992 | Мраморизованный известняк органо-обломочной структуры | Розовый, сутурные трещины расположены хаотично | Аманесер Энсеньяда | 2,66 | 0,52 | 1,38 | 2330 | 1790 | 1920 | 0,77 | 0,81 | 56 | 1,86 | — |
| 11 981 | Известняк нуммулитовый органо-обломочной структуры | Розовый почти до красного, сутурные трещины расположены по слоистости | Рохо Кампинья | 2,60 | 1,10 | 2,86 | 2020 | 1660 | 1550 | 0,82 | 0,77 | 50 | 1,58 | — |
| 11 988 | То же с доломитом | Красный до коричневого, отдельные белые участки | Мулата Кампинья | 2,56 | св. 2,02 | 5,17 | 1430 | 210 | 1060 | 0,64 | 0,74 | 43 | 2,27 | — |

Светло-серые, разных оттенков мраморизованные известняки верхнего мела

| | | | | | | | | | | | | | | |
|--------|---|--|-----------------|------|------|------|------|------|------|------|------|----|------|-----|
| 11 986 | Мраморизованный известняк органо-обломочной структуры | Серый с фиолетовым оттенком, сутурные трещины расположены хаотично | Маррон Пинар | 2,67 | 0,44 | 1,18 | 1970 | 1800 | 1170 | 0,91 | 0,59 | 60 | 0,95 | — |
| 12 625 | То же | Светло-сиреневый, сутурные трещины расположены хаотично | Арена Пинар | 2,67 | 0,32 | 0,86 | 2130 | 2150 | 1790 | 1,00 | 0,84 | 59 | 1,66 | 251 |
| 12 626 | » | То же, с отдельными светлыми участками | Маррон Варадеро | 2,68 | 0,20 | 0,53 | 2280 | 1940 | 2020 | 0,85 | 0,88 | 58 | 1,33 | 297 |
| 11 984 | Известняк пелитоморфный | Светло-кремовый, сутурные трещины расположены хаотично | Арена Пинар | 2,59 | 1,34 | 3,45 | 1850 | 1590 | 1320 | 0,86 | 0,71 | 55 | 1,51 | — |

Темно-серые известняки верхней юры

| | | | | | | | | | | | | | | |
|--------|--|--|-------------|------|------|------|----------------------------------|------|-------------------|------|------|------|------|---|
| 1 983 | Известняк органо-генный * | Черный, перпендикулярно сутурным трещинам кальцитовые прожилки | Негро Пинар | 2,69 | 0,17 | 0,46 | 2630 | 1840 | 1630 | 0,69 | 0,62 | 56 | 1,57 | — |
| 12 624 | Известняк органо-обломочный пропитан жилками кальцита ** | То же | Негро Сигуа | 2,67 | 0,34 | 0,92 | 2390 1890 1960 1980 | 1150 | 0,79 1,00 | 0,53 | 61 | 1,51 | 221 | |

Таблица 5 (окончание)

| Лабораторный номер | Порода | Макроскопическое описание | Промышленное название | Объемный вес, г·см ⁻³ | Водонасыщенность, % | Пористость, % | Прочность, кг·см ⁻² | | | Коэффициент размокания | Коэффициент морозостойкости | Твердость по Шеру | Потеря при истирании г·см ⁻² | Сопротивление изгибу, кг·см ⁻² |
|--------------------|--------|---------------------------|-----------------------|----------------------------------|---------------------|---------------|--------------------------------|----------------------|---------------------------------|------------------------|-----------------------------|-------------------|---|---|
| | | | | | | | сухие | 5-суточное насыщение | после 35-кратного замораживания | | | | | |

Крупнокристаллические мраморы верхней юры

| | | | | | | | | | | | | | | |
|--------|---|-------------------------------|--------------|------|------|------|-----|-----|-----|------|------|----|------|----|
| 11 990 | Мрамор крупнокристаллический с заметными прослоями органического вещества. Отдельные пластинки мусковита*** | Серый, с заметной слоистостью | Грис Сибоней | 2,69 | 0,30 | 1,15 | 590 | 550 | 640 | 0,93 | 1,08 | 42 | 2,00 | — |
| 12 629 | То же | То же | То же | 2,70 | 0,12 | 0,33 | 920 | 790 | 850 | 0,85 | 0,92 | 47 | 3,05 | 82 |

Серпентиниты

| | | | | | | | | | | | | | | |
|--------|-------------|---------------------------------------|---------------|------|------|------|------|------|------|------|------|----|------|-----|
| 14 982 | Серпентинит | Темно-зеленый с волокнистой текстурой | Верде Серрано | 2,61 | 0,55 | 1,44 | 3320 | 2840 | 2570 | 0,85 | 0,77 | 69 | 0,88 | — |
| 12 630 | » | То же | То же | 2,65 | 0,51 | 1,35 | 3860 | 2680 | 2730 | 0,69 | 0,71 | 67 | 1,21 | 575 |

Примечания: * При раздавливании запах сероводорода. ** Слабый запах сероводорода. *** Сильный запах сероводорода.

Таблица 6

Упругие свойства мраморов и серпентинитов Кубы

| Лабораторный номер | Разновидности мрамора | Объемный вес, $г \cdot см^3$ | Динамические определения | | | | Статистические определения | |
|--------------------|---------------------------|------------------------------|--------------------------|--------------------|----------|--------------------|----------------------------------|--------------------|
| | | | $м \cdot сек^{-1}$ | $м \cdot сек^{-1}$ | σ | $кг \cdot см^{-2}$ | σ | $кг \cdot см^{-2}$ |
| 12 632 | Роса Ориенте | 2,65 | 5980 | 3320 | 0,27 | 7,70 | $\parallel 0,34$ $\perp 0,39$ | 5,32 5,01 |
| 12 627 | Травертино Яра | 2,67 | 5910 | 3330 | 0,26 | 7,75 | $\parallel 0,31$ $\perp 0,29$ | 7,34 8,33 |
| 11 991 | Марфиль Баямо | 2,67 | 6080 | 3440 | 0,26 | 8,20 | | |
| 11 985 | Орхидея Сьерра | 2,68 | 6420 | 3360 | 0,31 | 8,15 | | |
| 12 628 | Крема Ориенте | 2,68 | 6030 | 3390 | 0,26 | 8,03 | $\parallel 0,37$ $\perp 0,32$ | 6,72 7,52 |
| 12 631 | Марфиль Баямо | 2,65 | 6080 | 3940 | 0,28 | 7,91 | $\parallel 0,35$ $\perp 0,24$ | 8,00 6,09 |
| 11 987 | Роса Ориенте | 2,69 | 6230 | 3340 | 0,30 | 7,95 | | |
| 11 989 | Крема Ориенте | 2,68 | 6230 | 3360 | 0,29 | 3,10 | | |
| 11 992 | Амансер Энсеньяда | 2,66 | 6180 | 3320 | 0,30 | 7,78 | | |
| 11 981 | Рохо Кампинья | 2,60 | 6030 | 3320 | 0,28 | 7,62 | | |
| 11 988 | Мулата Кампинья | 2,56 | 5290 | 2980 | 0,26 | 5,98 | | |
| 11 986 | Маррон Пинар | 2,67 | 6270 | 3390 | 0,29 | 8,23 | | |
| 12 625 | Арена Пинар | 2,67 | 5920 | 3330 | 0,26 | 7,73 | 0,29 | 6,73 |
| 12 626 | Маррон Варадеро | 2,68 | 5770 | 3200 | 0,27 | 7,25 | 0,27 | 6,36 |
| 11 984 | Арена Пинар | 2,59 | 5940 | 3280 | 0,28 | 7,43 | | |
| 11 983 | Негро Пинар | 2,69 | 6640 | 3430 | 0,32 | 8,55 | | |
| 12 624 | Негро Сигуа | 2,67 | 6230 | 3360 | 0,29 | 8,05 | | |
| 11 990 | Грис Сибоней | 2,69 | 4040 | 2600 | 0,14 | 3,76 | | |
| 12 629 | Грис Сибоней | 2,70 | 5090 | 2920 | 0,25 | 5,94 | 0,21 | 5,38 |
| 11 982 | Серпентинит Верде Серрано | 2,61 | 5320 | 3140 | 0,23 | 6,54 | $\parallel 0,25$ | 6,83 |
| 12 630 | То же | 2,65 | 5530 | 3440 | 0,18 | 7,54 | $\perp 0,26$ | 6,18 |

где силы связи между зернами сказываются особенно отчетливо. Для мраморизованных известняков прочность на изгиб составляет около $250 \text{ кг} \cdot \text{см}^{-2}$, для крупнозернистого мрамора — $82 \text{ кг} \cdot \text{см}^{-2}$.

Особенно высокое значение прочности на изгиб ($575 \text{ кг} \cdot \text{см}^{-2}$) характеризует серпентиниты со спутанно-волокнутой структурой.

Общие цифры прочности на сжатие — около $2000 \text{ кг} \cdot \text{см}^{-2}$ для мраморизованных известняков и известняков вполне отвечают известнякам других ранее испытанных пород этой группы (Залеский и др., 1948). Однако при насыщении и особенно после 35 кратного замораживания и оттаивания породы ведут себя по-разному в зависимости от структуры. Это влияние определяется коэффициентами размокания и морозостойкости, показывающими поведение пород в условиях службы на открытом воздухе. Предельно допустимые значения этих коэффициентов следующие: для размокания — 0,8; для замораживания — 0,75.

В таблице приведены все коэффициенты, однако, учитывая случайность проб, мы рассмотрим лишь средние групповые их значения.

Известняки палеоцена и эоцена и известняки Чарко Редондо формации Кобре обладают высокой размокаемостью и поэтому они только хороши для внутренней облицовки.

Верхнеюрские битуминозные известняки показали сильное понижение прочности от замораживания, причем разрушение идет по трещинам, заполненным белым кальцитом.

Серпентиниты, при исключительной прочности в сухом состоянии, сильно размокают от осадков, поэтому их можно применять для наружных облицовок только с дополнительной обработкой.

Крупнокристаллические мраморы разновидности Грис Сибоней, несмотря на небольшую прочность (ниже $1000 \text{ кг}\cdot\text{см}^{-2}$), являются высокоценным материалом, так как от мороза страдают мало.

Что касается известняков верхнего мела, то они мраморизованы в меньшей степени, чем эоценовые и очень неоднородны. Свойства их меняются от образца к образцу. Лучшие их разности достаточно морозостойки и могут быть использованы даже для наружной облицовки. Оценка качества этих пород должна производиться для каждого отдельного блока.

В целом кубинские мраморы имеют высокие декоративные свойства и являются высококачественным материалом широкого профиля использования. Особенного упоминания заслуживает высокая морозостойкость мрамора Грис Сибоней, который может быть рекомендован даже для наружной облицовки в странах с умеренным климатом.

ЛИТЕРАТУРА

Беликов Б. П., Залесский Б. В., Розанов Ю. А., Санина Е. А., Тимченко И. П. Методы исследования физико-механических свойств горных пород.— В сб. «Физико-механические свойства горных пород». Изд-во «Наука», 1964.

Залесский Б. В., Беликов Б. П. Физико-механические исследования и опыт определения долговечности главных типов облицовочных камней из

месторождений СССР.— Труды ИГН АН СССР, вып. 89, 1948.

Сомин М. Л., Мильян Г. Метаморфические толщи Пиноса, Эскамбрия и Ориенте на Кубе и их возраст.— Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 5.

Kuman V. E., Gavilán R. R. Geología de Isla de Pinos.— Nuestra Industria,— Revista Tecnológica, La Habana, 1965, v. 3, № 4.

ХРОМИТОНОСНОСТЬ УЛЬТРАБАЗИТОВ КУБЫ

Н. В. Павлов, И. И. Григорьева, М. Муньос-Урбино

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая статья освещает результаты первого этапа работ по изучению хромитоносности ультрабазитов Кубы.

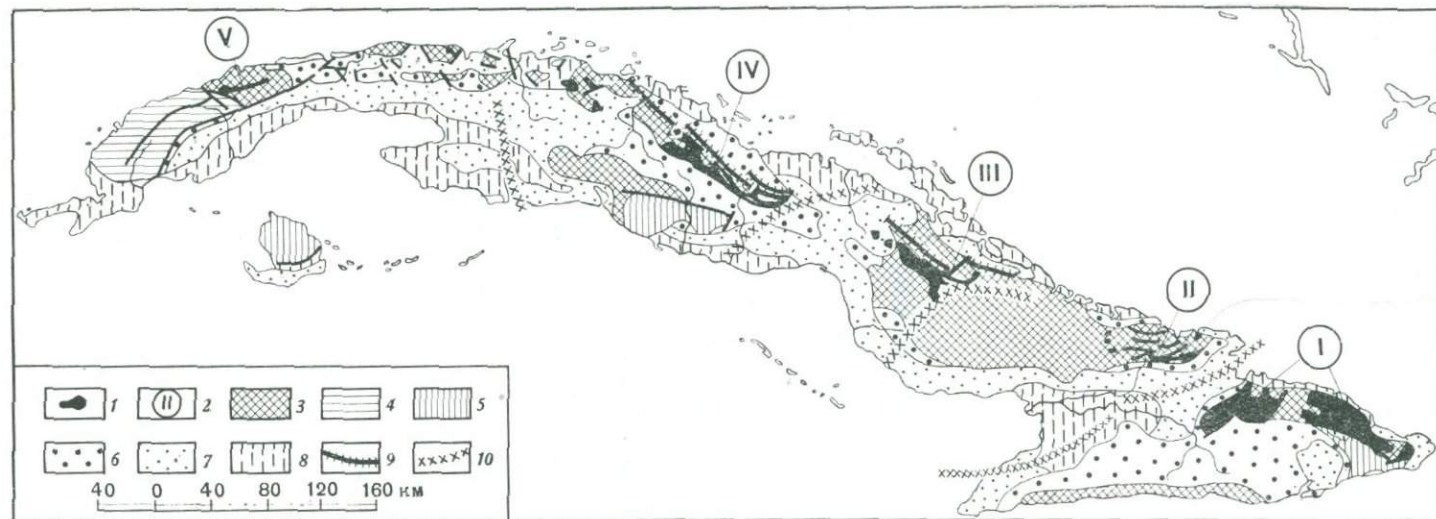
Целью этих работ было выяснение геологической позиции интрузивов, изучение их внутреннего строения, петрографического состава, минерально-геохимических особенностей пород и хромитовых руд. Основной задачей исследований являлась оценка перспектив хромитоносности ультрабазитов Кубы.

При полевых исследованиях нам удалось ознакомиться с районами наиболее интенсивного развития ультраосновного магматизма на территориях провинций Ориенте и Камагуэй. В пределах первой провинции в районе гор Сьерра-де-Ниппе были осмотрены наиболее значительные хромитовые месторождения Каледония и Касимба, а также ряд более мелких, таких как Томайо, Карлос и другие. Проведено 8 маршрутных пересечений бортов массива для выявления особенностей петрографического состава и строения района. В районе гор Сьерра-дель-Кристалль изучалось строение только северного борта массива. В районе Моа мы ознакомились с месторождениями групп Кайо-Гуан, Хромита, Дельта, Потоси, Мельба и петрографией массива, а в районе р. Сагуа-де-Танамо изучали соотношения ультрабазитов с вмещающими породами.

В другом также крупном хромитоносном районе — массиве Камагуэй нами были осмотрены карьеры всех наиболее крупных месторождений и ряда мелких. При решении петрографических вопросов значительное внимание было уделено соотношению габброидов и ультрабазитов.

На массивах районов Ольгин и Санта Клара изучались в основном тектонические преобразования гипербазитов.

Ультраосновные породы на территории Кубы распространены очень широко и занимают около 4% ее площади. Их выходы известны на протяжении 900 км вдоль северного побережья острова (фиг. 1). Ультрабазиты Кубы являются частью огромного пояса развития гипербазитов, имеющего по Хессу протяженность более 8 тыс. км.



Фиг. 1. Положение ультрабазитов в геологической структуре Кубы

1 — ультрабазиты; 2 — районы развития ультраосновных пород: 1 — Маяри-Баракоа, II — Ольгин, III — Камагуэй, IV — Санта Клара, V — Пинар-дель-Рио; 3 — антиклинорные зоны и антиклинальные поднятия (Сг, J); 4 — мегаантиклинорий Пинар-дель-Рио (J), 5 — ядра антиклинориев и горстовые выступы, сложенные метаморфическими комплексами домелового воз-

раста; 6 — синклиновые зоны и синклинальные прогибы (Pg); 7 — олигоценовые (?) и миоценовые наложенные структуры с отложениями впадин и чехла; 8 — плиоцен — четвертичные зоны опусканий; 9 — разломы зоны сочленения эв- и миогеосинклинали; 10 — зоны резкого перепада аномалий силы тяжести

Массивы ультрабазитов располагаются на стыке двух региональных структур первого порядка эвгеосинклинали и миогеосинклинали, тяготеют к зоне разделяющего их глубинного Главного Кубинского разлома и размещаются в антиклинорных структурах эвгеосинклинали (Пушаровский и др., 1967).

Положение ультрабазитов в стратиграфическом разрезе вполне определенное. Они прорывают отложения юры, нижнего и верхнего мела до кампана включительно и перекрываются комплексом более молодых отложений, начиная от маастрихта. При этом в основании маастрихтских отложений содержится обломочный материал ультрабазитов.

Такое положение дает основание определять возраст внедрения ультрабазитов как послекампанский предмаастрихтский.

Имеются данные о проявлении ультрабазитов среди древнего метаморфического комплекса доюрских (?) отложений, роль которых в истории геологического развития и металлогении Кубы пока не ясна.

В тесном пространственном сопряжении с ультрабазитами находятся тела интрузивных габброидов, уступающие им по масштабам проявления.

В целом на Кубе отчетливо и полно проявлена офиолитовая формация — ассоциация родственных пород, отвечающих начальному этапу развития геосинклинали — этапу прогибания эвгеосинклинальной зоны. Эффузивные члены офиолитовой формации представлены преимущественно меловым вулканогенным комплексом основного и среднего состава, интрузивные ее члены — массивы ультраосновных и основных пород. В орогенный этап развития Кубинской геосинклинали ультрабазиты претерпели тектонические воздействия. Наиболее крупные тела реагировали на них раскалыванием и блоковыми перемещениями. Маломощные бескорневые тела участвовали в складчатости вместе с вмещающими породами.

Размещение массивов вдоль зоны Главного Кубинского разлома неравномерное. Площади выходов ультрабазитов на современном эрозионном срезе в целом возрастают с запада на восток. Наиболее крупные по площади и мощности интрузивы расположены на северо-востоке провинции Ориенте.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОТДЕЛЬНЫХ МАССИВОВ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Массив Маяри-Баракоа

На северо-востоке провинции Ориенте выделяются обширные площади развития ультраосновных и основных пород, протягивающиеся полосой вдоль Атлантического побережья в районах г. Маяри, Никаро, Сагуаде-Танамо, Моа и Баракоа. Ультрабазитами сложены горные массивы Сьерра-де-Нипе, Сьерра-дель-Кристалль, Сьерра-де-Моа, Сьерра-де-Тоар и ряд более мелких. Общая протяженность этой полосы с запада на восток составляет около 150 км, ее ширина местами превышает 30 км.

Общая площадь отдельных выходов массива ультрабазитов на поверхность приближается к 2,5 тыс. км², т. е. массив по размерам может быть отнесен к наиболее крупным в мире (фиг. 2).

С середины прошлого столетия в пределах массива велась добыча хромитовых руд. Хромитоносность и никеленосность определили интерес к изучению особенностей его геологического строения и истории формирования. Район длительное время исследовался американскими геологами (Hayes C. W., Waughan T. W., Spenser A. C., 1901; Thayer T. P., 1942; Guild P. W., 1947; Lewis G. E., Staczek J. A., 1955). В послереволюционный период геологические работы были значительно расширены и проводились совместно кубинскими и советскими геологами. Значительная территория была покрыта геологической съемкой масштаба 1 : 50 000. Выполнен большой объем работ по поискам, разведке, ревизии и оценке месторождений хромитовых руд. Материалы этих исследований находятся в Национальном геологическом фонде.

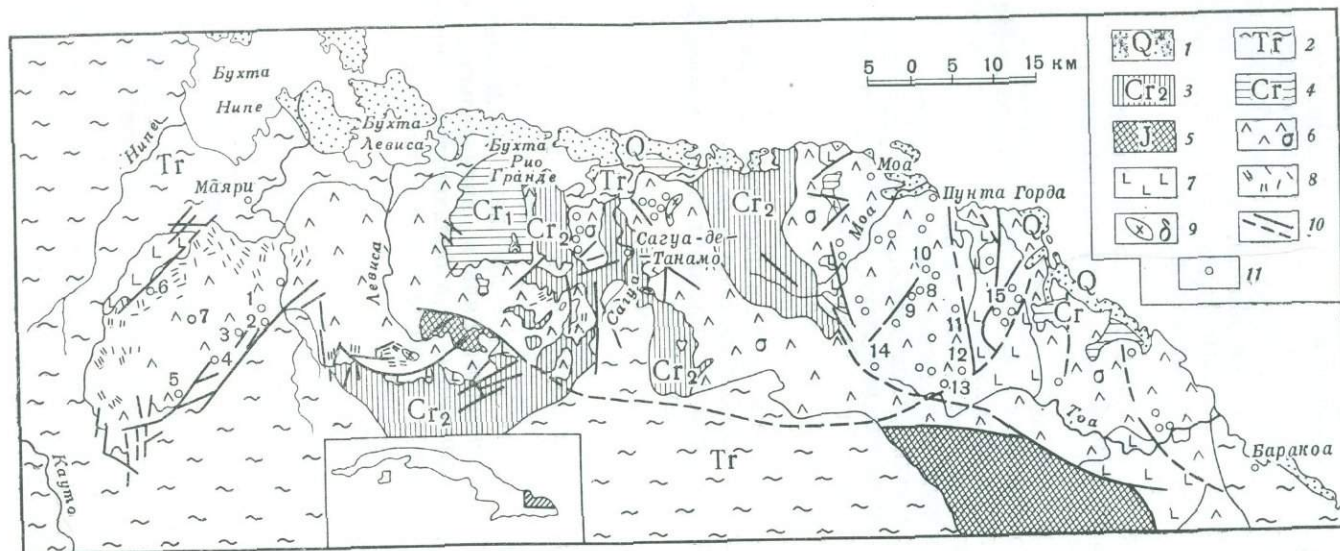
Ознакомление с особенностями геологического строения и хромитоносностью ультрабазитов названного района, а также обобщение упомянутых материалов позволяют нам прийти к следующим основным представлениям.

Тело ультрабазитов приурочено к антиклинорию Маяри-Баракоа, к которому с юго-востока примыкает горстовый массив Сьерра-дель-Пурьяль, сложенный метаморфическими комплексами домелового возраста. С юго-запада антиклинорий окаймляется Восточно-Кубинским синклинорием, а с запада и севера впадинами Какокум и Байя-Нипе, выполненными мощным комплексом неоген-палеоген-четвертичных отложений. Последние не только обрамляют массив ультрабазитов, но в значительной мере перекрывают его периферические части. Это обстоятельство, а также широко проявленные дизъюнктивные нарушения в зоне контакта ультрабазитов с вмещающими породами, сильно затрудняет решение вопроса о форме массива.

В основу представлений о форме массива могут быть положены следующие фактические данные. На протяжении всей полосы развития ультрабазитов, в северной ее половине в ряде обособленных участков известны выходы вулканогенно-осадочных пород мелового возраста. Они представлены нижнемеловыми диабазами, спилитами, иногда порфиритами с прослоями лавобрекчий, а также полимиктовыми песчаниками и алевролитами верхнего мела (С_{Г2}ср).

Во врезках речных долин наблюдаются пологие контакты между ультрабазитами и нижележащими вулканогенно-осадочными отложениями. Эти контакты иногда осложнены тектоническими нарушениями, но местами, как например в районе Сагуа-де-Танамо, можно наблюдать и нормальный интрузивный контакт. Это позволяет говорить о пологом залегании тела ультрабазитов и относительно небольшой его мощности в северной части интрузива.

Геофизические работы, проведенные в пределах депрессии Байя-Нипе, с точками опорной гравиметрической сети на площади развития ультрабазитов, расположенной к востоку от этой депрессии, установили в районе Маяри-Никаро аномалии силы тяжести интенсивностью до 150 миллигал, что свидетельствует о значительной мощности ультрабазитов. Согласно интерпретации этих геофизических данных мощность ультрабазитов определяется здесь в 10—12 км. Ю. Л. Семенов оценивает мощность массива в 4—5 км и более.



Фиг. 2. Схема геологического строения района массива Маяри-Баракоса (составлена по материалам А. Ф. Адамовича, В. Д. Чеховича и В. Н. Кенарева)

1 — четвертичные отложения; 2 — третичные терригенно-карбонатные отложения; 3 — маастрихтские туфоогенно-обломочные отложения; 4 — нижнемеловые эффузивы спилит-диабазовой формации; 5 — юрские метаморфические сланцы; 6 — ультраосновные породы; 7 — габбро-диабазы, габбро-оливиновое габбро; 8 — дайковая серия верхнемелового интрузивного комплекса; 9 — позднемеловые кварцевые диориты; 10 — тектонические нару-

шения, предполагаемые и установленные; 11 — месторождения хромитов: 1 — Каледония, 2 — Эстрия-де-Маяри, 3 — Каракол, 4 — Кучита, 5 — Хуани-та, 6 — Томайо, 7 — Касимба, 8 — Хромита, 9 — Кайо-Гуан, 10 — Нарцисо, 11 — Дельта, 12 — Мельба, 13 — Мерседита, 14 — Ярей, 15 — группа Потоси, группа Сагуа-де-Танамо

Падение контактов в сторону массива и значительные аномалии силы тяжести в его центральной части и в южной половине, наряду с особенностями петрографического строения, дают некоторые основания предполагать наличие в пределах этой территории подводящего канала. По-видимому, он располагался по южной окраине тела и был более развит в западной его части, в районе Пинарес-де-Маяри.

Особенности распределения петрографических разновидностей пород в массиве позволяют подойти к решению вопроса о его внутреннем строении. Массив характеризуется:

а) широким развитием более кислых разновидностей (плагноклазовые лерцолиты, пироксениты) в восточной части площади развития ультрабазитов — в районе Моа-Баракоа;

б) большим насыщением дунитами, вплоть до развития дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса ультрабазитов Сьерра-де-Нипе.

в) различным характером хромитового оруденения в восточной, центральной и западной частях массива (формой рудных обособлений, текстурными особенностями руд, химическим составом хромшпинелидов).

Эти данные позволяют прийти к заключению, что развитые в районе Маяри-Баракоа ультрабазиты представляют различно эродированные участки единого лакколитоподобного интрузивного тела, более мощного в районе предполагаемого подводящего канала и утоняющегося к востоку. Современное его расчленение на две крупные обособленные части является следствием блоковых перемещений и последующего местами полного размыва ультрабазитов в верхнемеловое и более позднее время. Представления о массиве, как единой пластообразной залежи, развивались А. Ф. Адамовичем и В. Д. Чеховичем.

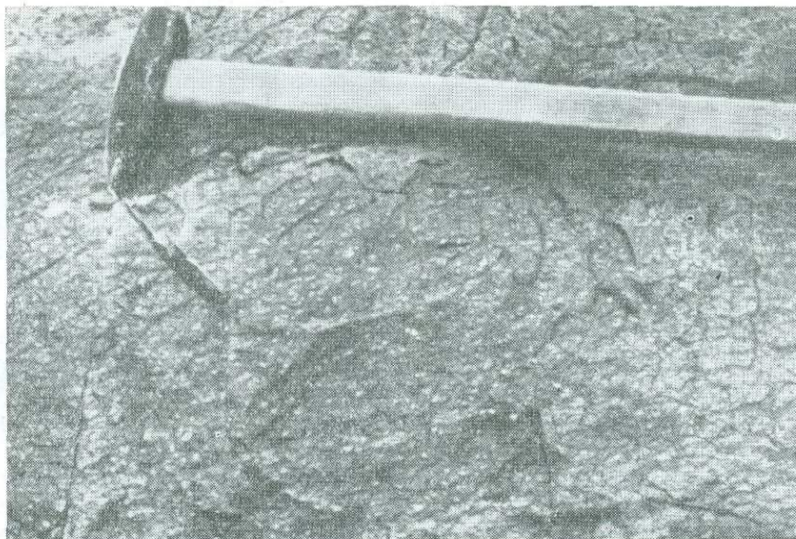
Наиболее яркой петрографической особенностью интрузива является чрезвычайно полное проявление комплекса пород, встречающихся среди ультраосновных массивов геосинклинальных областей. Здесь известны дуниты, пироксеновые дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, плагноклазовые лерцолиты, пироксениты, а также троктолиты, оливиновые и безоливиновые габбро, анортозиты и серия дайковых и жильных пород.

Породы собственно ультраосновного ряда в значительной степени иногда полностью серпентинизированы, но в большинстве случаев сохраняют свою первичную текстуру. В последующем изложении они будут называться по первичному составу без учета степени их серпентинизации и гипергенных преобразований.

Большую часть интрузива составляют перидотиты типа гарцбургитов. Они известны на всей площади массива. Значительно меньше развиты лерцолиты и плагноклазовые лерцолиты, обнажающиеся преимущественно в восточных частях интрузива. На геологических картах в районе рек Левиса и Моа выделяются поля пироксенитов и отмечается их постепенный переход к перидотитам.

Малоизмененные гарцбургиты представляют породу от темно-зеленого до черного цвета, зернистого сложения, часто порфириовидного облика за счет равномерного либо струйчатого распределения зерен ромбического пироксена в массе оливина (фиг. 3). На поверхности обычно обнажаются сильно выветрелые существенно серпентинизированные гарцбургиты.

Порода имеет гипидиоморфнозернистую структуру и состоит из оливина, ромбического пироксена и акцессорного хромшпинелида. Иногда в ней содержится небольшое количество моноклинного пироксена. Из



Фиг. 3. Гарцбургит порфиридной текстуры (северо-западный склон Сьерра-де-Нине в районе месторождения Томай)

вторичных минералов присутствуют серпентин, тремолит, брусит, тальк, хлорит и пылевидный магнетит. Количественные соотношения первичных минералов находятся в пределах: оливин — 75—82%, ромбический пироксен — 17—25%, аксессуарный хромшпинелид — 0,5—2%.

Судя по одновременному угасанию реликтов оливина, размер его зерен варьирует от долей до 2—2,5 мм, а их очертания приближаются к изометрическим. Иногда наблюдается волнистое угасание зерен, чаще же они не деформированы.

Очертания зерен ромбического пироксена — в разной степени баститизированного энстатита — неправильные и подчинены формам кристаллов оливина. Размеры их непостоянны. Выделяются зерна, представляющие порфировые вкрапленники, величиной в 4—6 мм в поперечнике, и значительно более мелкие зерна неправильной формы с размером обычно менее 1 мм (фиг. 4, а). Иногда, чаще в крупных зернах пироксена проявляется волнистое угасание и изгибание трещин спайности.

Аксессуарный хромшпинелид находится в тесной ассоциации с пироксенами, преимущественно мелких размеров. Его ксеноморфные зерна выполняют промежутки между зернами пироксена и оливина. Величина зерен хромшпинелидов редко превышает один миллиметр, обычно это десятки доли миллиметра.

Спорадически в породе присутствует моноклинный пироксен в форме неправильных зерен размером до 1 мм и менее. По составу он отвечает диопсид-диаллагу. Иногда встречается тремолит, замещающий оливин, ромбический и моноклинный пироксены; он представлен лейстовидными зернами размером 0,5—0,8 мм по длинной оси. Тремолит в свою очередь пересекается шнурами серпентина, так же как оливин и пироксены.

Серпентин представлен двумя характерными разновидностями лизардита — высокополяризующей, слагающей шнуры, и низкополяризующей,

заполняющей образованные шнурами ячейки. Антигорит встречается редко главным образом в зонах смятия и тектонических разрывов вблизи даек габбро-диабазов.

Дуниты распространены не столь широко как гарцбургит. На поверхности обнажаются только аподунитовые серпентиниты, более свежие дуниты вскрыты лишь в глубоких искусственных выработках или подсечены скважинами.

В районе Маяри дуниты входят в состав полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса, обособляясь в нем в виде неправильных удлиненных и линзовидных тел. Мощность этих тел составляет, как правило, несколько метров, но иногда достигает и десятков метров. Переходы между дунитами и гарцбургитами обычно резкие (фиг. 5). Наиболее широко полосчатый комплекс развит по юго-восточному и северо-западному склонам гор Сьерра-де-Нипе, где он сопутствует хромитовому оруденению с высокохромистыми хромшпинелидами.

Наиболее свежие дуниты, встреченные в карьере месторождения Касимба содержат до 50% реликтов оливина, 1—2% аксессуарного хромшпинелида и лизардит (фиг. 4, б). Характерна крупная зернистость оливина (до 10 мм по длинной оси) и призматическая форма их выделения.

Хромшпинелиды обычно имеют правильные очертания и размещаются чаще по стыкам зерен оливина, изредка внутри них. Величина зерен от долей до 1,5 мм. Просвечивают красно-коричневым цветом.

Серпентин представлен двумя разновидностями лизардита, высокополяризующим в шнурах и низкополяризующим в ячейках. В тонком срастании с лизардитом шнуров встречается брусит. Структура породы панидиоморфнозернистая.

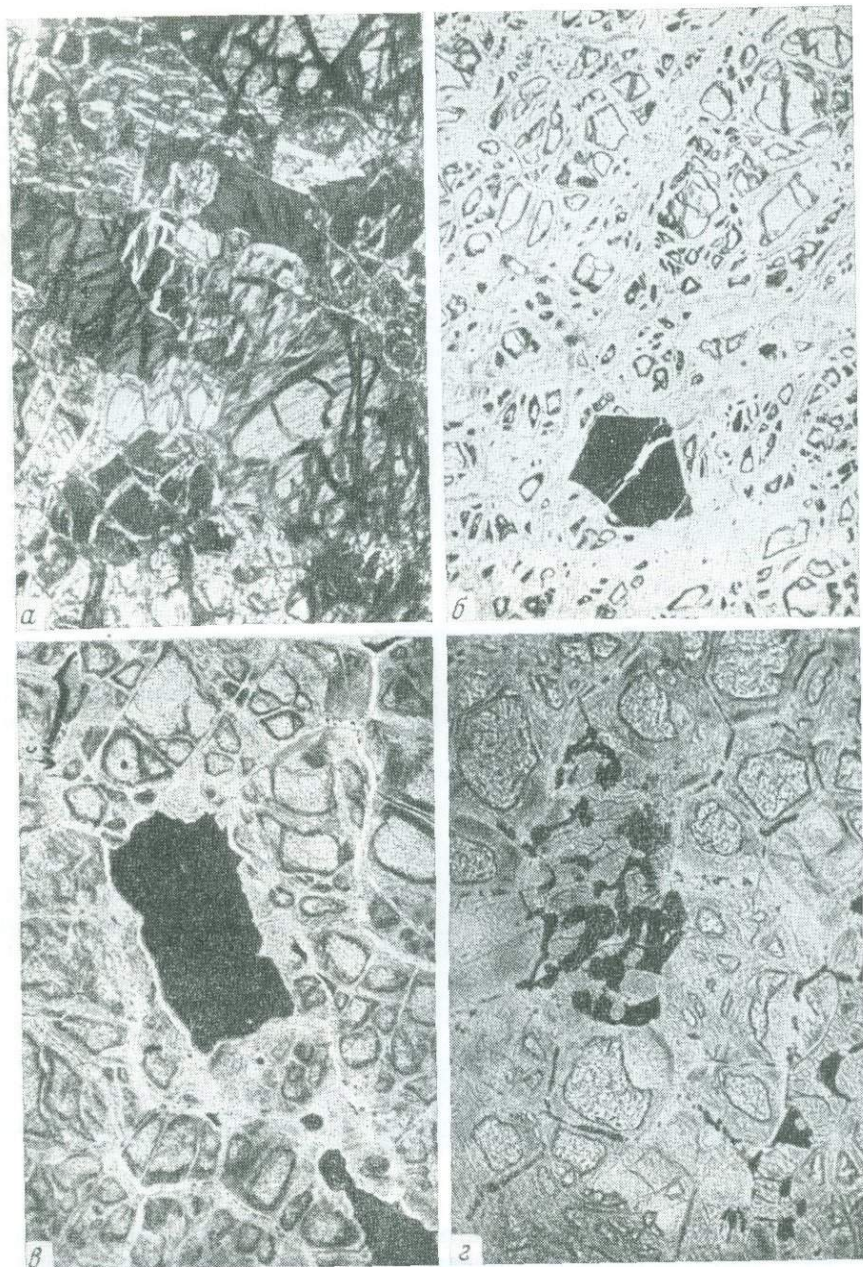
Дунит обособляется также в виде жил, пересекающих рудные тела района Маяри (фиг. 6). Такие жилы наблюдались в месторождениях Каледония и Касимба, но не были встречены ни в районе Моа, ни в месторождениях других массивов. Обычно жилы маломощны — менее 10 см, с четкими субпараллельными контактами, но иногда они разветвляются и залечивают пересекающиеся трещины в рудах.

По минеральной составу, структурным особенностям и степени серпентинизации жильные дуниты тождественны дунитам полосчатого комплекса, различаются они по форме обособлений и, по-видимому, по химическому составу оливина.

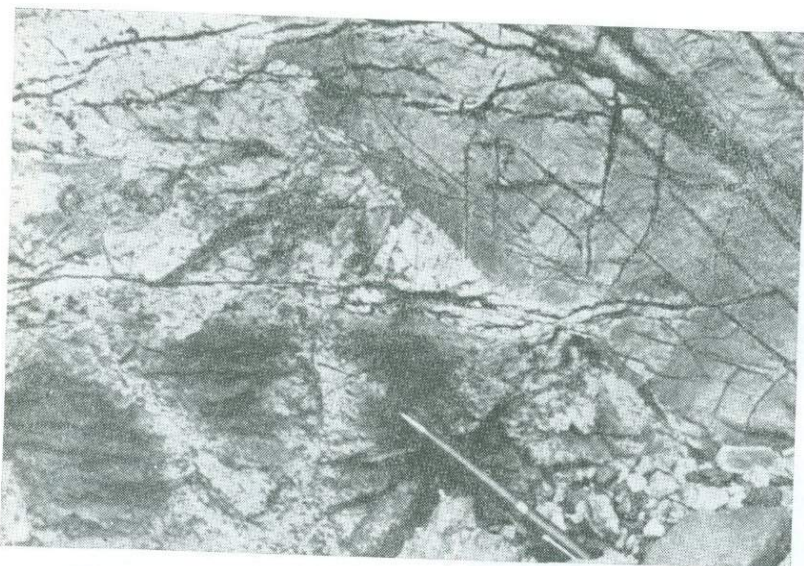
В районе Моа вблизи хромитовых месторождений также известны относительно самостоятельные тела дунитов. Скважинами пересекались интервалы дунитов до 70—80 м. Формы таких тел более сложные, чем в дунит-гарцбургитовом комплексе района Маяри. Минеральный состав и структура этих дунитов обычны. Отдельные участки их отличаются повышенной вкрапленностью хромшпинелидов, иногда сгущающейся до рудной. Хромшпинелиды обособляются в виде цепочек и струй (см. фиг. 4, в).

Весьма своеобразные дуниты развиты на месторождениях района Моа в зонах непосредственного примыкания руды к вмещающим гарцбургитам. Они образуют невыдержанные, местами выклинивающиеся оторочки вокруг рудных тел, мощностью до 10—15 см.

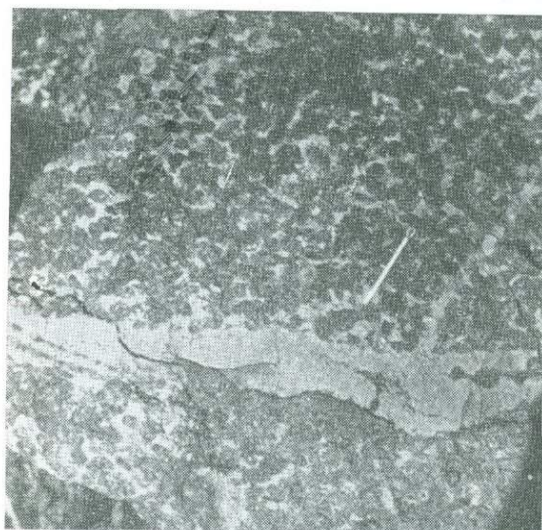
В отличие от описанных ранее дунитов здесь присутствует небольшое количество моноклинного пироксена, обычно замещенного хлоритом. Содержание пироксена изменчиво и не превышает 5—7%. Аксессуарные хромшпинелиды не просвечивают, ксеноморфны и находятся в срастании с моноклинным пироксеном.



Фиг. 4. Структурные отношения минералов в породах массива Майри-Баракое (увел. 3, 5)
a — серпентинизированный гарцбургит (оливин, ромбический пироксен, лизардит). Месторождение Кайо-Гуан. Шлиф 102-69, с анализатором; *б* — серпентинизированный дунит (реликты оливина, акцессорный хромшпинелид, шнуры лизардита. Месторождение Касимба. Шлиф 30-69, без анализатора; *в* — участок с повышенной акцессорной вкрапленностью хромшпинелидов в серпентинизированном дуните. Месторождение Кайо-Гуан. Шлиф 109-69, без анализатора; *г* — серпентинизированный дунит, хромшпинелиды заключены в хлоритовом агрегате, заместившем моноклиный пироксен, по оливину развивается лизардит. Месторождение Кайо-Гуан, шлиф 105-69, без анализатора



↑
Фиг. 5. Соотношение дунита и гарибургита в полосчатом комплексе (северо-западный склон Сьерра-де-Нипе в районе месторождения Томайо)



←
Фиг. 6. Жилы дунита в нодулярной хромитовой руде месторождения Каледония, штупф 1/4 натур. вел.

Пироксен-хромшпинелидовый агрегат обособляется в интерстициях оливиновых зерен, которые всегда отчетливо изометричны (см. фиг. 4, з). Дунитов, развитых в тесной пространственной связи с троктолитами в массиве Маяри-Баракоа, нам наблюдать не удалось.

Таким образом, можно говорить по меньшей мере о дунитах четырех морфологических и генетических типов, образующихся при:

1) дифференциации относительно более кислых частей расплава, обособившихся вблизи кровли плутона и сопряженных с глиноземистыми рудами собственно перидотитового горизонта (район Моа);

2) при дифференциации более ультраосновного расплава, образовавшего породы глубоких и прикорневых частей интрузива и сопряженных с высокохромистыми рудами (район Маяри).

3) при отжимании межзернового силикатного расплава в рудах на позднем этапе их кристаллизации, с образованием дунитовых жил в высокохромистых рудах;

4) при воздействии кристаллизующегося рудного расплава на вмещающие перидотиты с образованием околорудных оторочек, что очень характерно для месторождений низкохромистых руд.

В массиве Маяри-Баракоа широко развиты породы семейства габбро, особенно в восточной части интрузива, где они представлены троктолитами с переменным количеством оливина, а также пироксеновым габбро иногда с обособлениями анортозитов.

Из-за недостатка времени полевых исследований, а также при плохой обнаженности и широком развитии гипергенных изменений, нам не удалось выяснить соотношение пород габброидной серии с ультрабазитами в районе Моа и Баракоа. По этому вопросу существуют разные мнения.

Значительная группа геологов (Адамович, Мурашко, Кенарев, Ларионов, Демин и др.) связывает образование габброидов с самостоятельной интрузивной фазой, проявившейся непосредственно вслед за внедрением и кристаллизацией ультрабазитов. По их мнению путями проникновения габброидных расплавов явились крупные тектонические нарушения в ультрабазитах. Другая группа (Тейер, Флинт, а также Семенов и др.) предполагает, что породы габброидной серии являются членами единого ультраосновного комплекса, они имеют непосредственные переходы к ультрабазитам и не оторваны от них по времени формирования.

Наблюдения над соотношением пород габброидной и ультраосновной серий в пределах массива Камагуэй (что будет изложено ниже при характеристике этого интрузива) склоняют нас к представлению об их генетическом единстве. Некоторые косвенные данные, а именно особенности химического состава рудообразующих хромшпинелидов в рудах, размещенных вблизи габброидной серии, делают сопоставимой геологическую позицию габброидов массива Камагуэй и района Мса.

Однако имеются достаточно крупные тела габбро-диабазов, которые явно прорывают ультраосновные породы. Это отчетливо видно в западной оконечности массива, на северо-западных склонах гор Сьерры-де-Нипе. Такие тела не содержат троктолитов.

Из пород жильной серии различными исследователями ультрабазитов Кубы отмечались лерцолиты, гарцбургиты, дуниты, пироксениты, габбро, троктолиты, габбро-пегматиты, габбро-диабазы, диабазы, диоритовые порфириты, анортозиты и альбититы. Нами при полевых исследованиях жильных обособлений лерцолитов и гарцбургитов не встречено. Остальные породы наблюдались в виде даек и тонких жильных образований. Особенно широко жильная серия развита вблизи хромитовых тел, где она представлена в основном троктолитами, габбро-пегматитами и анортозитами. Маломощные жилы дунитов и пироксенитов характерны для рудных тел района Сьерра-де-Нипе.

Анализ имеющихся данных показывает, что западная часть интрузива сложена комплексом пород более ультраосновного состава (гарцбургиты, дунит-гарцбургитовый полосчатый комплекс, руды с высокохромистым хромшпинелидом). Проявления этого комплекса наблюдаются вплоть до района Сагуа-де-Танамо. Восточнее в районе Моа и Баракоа

развиты значительно более кислые породы (гарцбургиты, лерцолиты, плагиоклазовые лерцолиты, пироксениты, породы троктолит-габбровой серии и руды высокоглиноземистого типа). Это свидетельствует о том, что на дневной поверхности обнажаются более высокие горизонты плутона.

Таким образом, следуя с запада на восток, в массиве наблюдается смена пород с нарастанием кремнекислотности петрографических комплексов — или своеобразная зональность. На ее фоне проявлены крупно-блоковые перемещения в теле плутона, в результате которых на современном эрозионном срезе обнажаются породы, соответствующие различным петрографическим зонам.

Хромитоносность массива Маяри-Баракоа

В пределах массива Маяри-Баракоа известно около двухсот пунктов хромитового оруденения, представленных разрабатываемыми или выработанными месторождениями и рудопроявлениями, а также точками хромитовой минерализации.

Выделяются три рудных района — Маяри-Никаро, Сагуа-де-Танамо и Моа-Баракоа. В районе Маяри насчитывается около 50 точек хромитового оруденения, примерно столько же пунктов оруденения известно в районе Сагуа-де-Танамо, включая оруденение среднего течения р. Кастро. В районе Моа-Баракоа сосредоточено более 100 хромитовых месторождений и рудопроявлений.

Массив Маяри-Баракоа не только уникален по размерам, но выделяется и по своей хромитоносности среди ультраосновных массивов Кубы. Если со времени начала добычи хромитовых руд в этой стране, т. е. в течение последних 100 лет, на всех массивах было добыто около 4 млн. т, на долю этого массива приходится более 3 млн. т.

Общие разведанные и прогнозные запасы руд, имеющихся еще в недрах Кубы, определяются В. И. Мурашко в 3,3 млн. т, из них на долю этого массива приходится более 2,5 млн. т (табл. 1).

Таблица 1

Сведения о количестве добытых хромитовых руд и их разведанных и прогнозных запасах в массиве Маяри-Баракоа (в тыс. т)

| Рудные районы | Добыто до 1966 г. | Разведанные и прогнозные запасы руды | | | | | | |
|--------------------|-------------------|--------------------------------------|----------------------------------|------------|---------|----------------------------------|------------|-------|
| | | общие по рудам разного качества | руды, не требующие обогащения | | | руды, требующие обогащения | | |
| | | | В+С ₁ +С ₂ | прогнозные | всего | В+С ₁ +С ₂ | прогнозные | всего |
| Маяри-Никаро | 300,0 | 93,90 | 2,2 | 22,90 | 25,10 | 59,2 | 9,6 | 68,8 |
| Сагуа-де-Танамо | 10,0 | 19,65 | 0,3 | 0,15 | 0,45 | 19,0 | 0,2 | 19,2 |
| Моа-Баракоа | 2800,0 | 2387,50 | 907,5 | 600,00 | 1507,50 | 480,0 | 400,0 | 880,0 |
| В целом по массиву | 3110,0 | 2501,05 | 910,0 | 623,05 | 1533,05 | 558,2 | 409,8 | 968,0 |

Руды месторождений массива Маяри-Баракоа неодинаковы по качеству. Они различаются не только по соотношению рудной и силикатной составляющих, т. е. по густоте вкрапленности, но и по химическому составу хромшпинелидов и прежде всего по содержанию в них хрома. Выделяются высокохромистые и низкохромистые руды, соответственно металлургического и огнеупорного типов, а по густоте вкрапленности — очень густовкрапленные и массивные, а также вкрапленные, требующие обогащения. Последние составляют почти половину всех запасов.

Основная часть запасов представлена глиноземистыми рудами огнеупорного типа. Руды, пригодные к использованию в металлургии, составляют всего 4% запасов, однако именно они экономически наиболее интересны, и главные усилия по расширению сырьевой базы должны направляться на выявление руд этого типа.

Оруденение не отличается компактностью. Самое крупное месторождение высокохромистых руд — Каледония — содержало немногим более 200 тыс. т руды. Максимальное количество низкохромистых руд было сконцентрировано в рудных полях Потоси и Кайо-Гуан. На месторождении Потоси уже добыто около 500 тыс. т руды и около 100 тыс. т еще находится в недрах. Все остальные месторождения имеют значительно меньшие размеры.

Следует отметить, что основная часть месторождений в настоящее время уже выработана, а упомянутые запасы руд заключены в небольших рудных телах, приуроченных в основном к флангам этих месторождений или находящихся в районах, малодоступных в связи с плохими дорожными условиями.

Район Маяри-Никаро

К этому району мы относим ультрабазиты гор Сьерра-де-Ниппе и Сьерры-дель-Кристалль, т. е. территорию, составляющую западную часть интрузива Маяри-Баракоа.

Наиболее интересны в отношении рудоносности и, пожалуй, наиболее изучены ультрабазиты гор Сьерры-де-Ниппе. Именно здесь добывалась основная часть высокохромистых металлургических руд. На площади района распространены в основном гарцбургиты. На юго-восточных склонах развиты дуниты, которые перемежаясь с перидотитами, образуют своеобразный дунит-перидотитовый полосчатый комплекс; вблизи осевой части пластообразной поверхности Сьерры-де-Ниппе в районе Пинарес-де-Маяри также известны проявления этого комплекса. Сильно развитая латеритизация пород затрудняет петрографическое расчленение ультрабазитов, вследствие чего на геологических картах этой территории все они показаны как перидотиты.

На северо-западном склоне Сьерры-де-Ниппе и северном склоне Сьерры-дель-Кристалль обособления дунитов редки и имеют незначительные мощности.

Главная масса месторождений и рудопроявлений хромита сосредоточена на юго-восточном склоне гор. Относительно крупное оруденение известно и в центральной приосевой их части (район месторождения Касимба). Рудоносные участки связаны с площадями развития дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса или с отдельными более крупными обособлениями дунитов. Протяженность главной рудоносной зоны

составляет 25 км при ширине около 2 км. В этой зоне известно около 30 пунктов оруденения разного масштаба.

Рудные тела наиболее крупных месторождений имеют протяженность до 50—100 м, но мощность рудных тел, как правило, измеряется первыми метрами. Наиболее крупное рудное тело известно на месторождении Каледония; оно имеет протяженность 150 м при мощности до 5 м.

На месторождении Новая Каледония имеется три рудных тела длиной около 50 м каждое и мощностью до 2 м. На месторождении Хуанита рудная линза протягивается на 40 м, при мощности в 1,5 м, а месторождение Караколь представлено тремя рудными телами, которые прослеживаются соответственно на 50,27 и 26 м по простиранию. При этом наиболее протяженное тело имеет мощность 1,5 м, а два других 0,5 и 1,0 м. Все остальные месторождения и рудопроявления значительно меньше по размерам, рудные обособления большинства из них имеют длину не более первого десятка метров и мощность ее в несколько десятков сантиметров.

Распределение оруденения в зоне относительно равномерное, но наиболее крупные рудные тела располагаются в ее северо-восточной части, вблизи р. Маяри и в более глубоко эродированной части массива на относительно небольших гипсометрических урвнях (150—300 м).

Для руд характерна их теснейшая связь с дунитами, которые всегда присутствуют в рудном поле, включая рудные обособления, либо образуя самостоятельные тела по простиранию рудных тел, либо локализуясь в виде полос, перемежающихся с перидотитами и, как правило, согласных с залеганием рудных тел. Рудные тела имеют форму сильно уплощенных вытянутых, иногда изометричных линз с волнистой поверхностью контактов. Характерны частые изменения их мощности, наличие пережимов, а также смещения по плоскостям послерудных тектонических нарушений с амплитудами до 10 м и более. Наиболее крупные рудные тела обычно сопровождаются мелкими, которые располагаются либо на их продолжении (месторождение Эстрейя-де-Маяри), либо субпараллельно и кулисообразно (месторождение Касимба, Караколь, Новая Каледония).

Рудные тела залегают полого, или наклонно под углами до 35—40°. На ряде месторождений и рудопроявлений таких, как Эстрейя-де-Маяри, Новая Каледония и Караколь, залегающих в целом весьма полого (с углами падения от 5 до 20°), азимуты падения очень изменчивы. На месторождениях Каледония, Хуанита, Кучита, Виктория 1, Аройо-Секо и других четко устанавливается северо-западное падение рудных тел (азимут падения 340—350°).

Поскольку рудоносная полоса имеет общее северо-восточное простирание можно говорить о совпадении простирания рудных тел с этим направлением.

Рудные тела представлены преимущественно густовкрапленными средне- и крупнозернистыми, реже массивными и убоговкрапленными рудами. Руды массивного сложения образуют прожилки, либо шпировые обособления во вкрапленных рудах.

В крупных рудных телах, преимущественно в периферийных частях, встречаются нодулярные руды.

Рудообразующий хромшпинелид — весьма высокохромистый (содержит около 60% Cr₂O₃), как правило, маложелезистый и в большинстве случаев должен быть отнесен к алюмохромиту.

Содержание Cr_2O_3 в рудах находится в прямой зависимости от густоты вкрапленности хромшпинелида и варьирует в заметных пределах. По многочисленным данным опробования количество Cr_2O_3 составляет от 36 до 53 вес. % при содержании SiO_2 от 3 до 14 %. Содержание Al_2O_3 в рудах обычно составляет 10—15 %, однако отмечалось, что в рудопрооявлениях Тырса-Рока и Арройо-Секо оно достигает 21—25 %.

Силикатная составляющая в рудах обычно представлена серпентинном, в редких случаях хлоритом. Изредка встречаются уваровит и брусит. На некоторых, особенно наиболее крупных месторождениях, в рудах часто наблюдаются маломощные прожилки пироксенитов и дунитов.

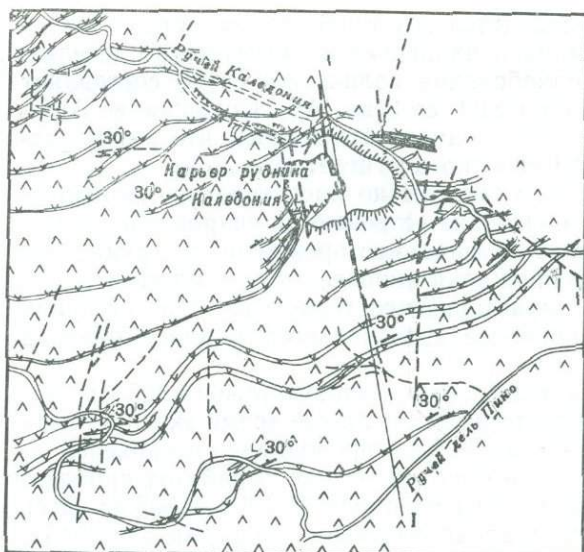
Ниже приводится краткая характеристика геологического строения месторождения Каледония — наиболее значительного рудного объекта юго-восточной зоны.

Месторождение находится в долине одноименного ручья в 2,5 км к западу от р. Маяри. Оно было открыто в 1913 г. За все время эксплуатации здесь добыто более 200 тыс. т руды. Добыча проводилась в карьере, заложеном на крутом правом склоне и из подземных выработок пройденных на правом и левом склонах ручья Каледония. В 1964—1965 гг. здесь были проведены ревизия, поиски и предварительная разведка с применением геофизических методов и горных работ небольшого объема. Было пробурено также 9 неглубоких скважин. Эти работы не дали прироста запасов, но показали, что район месторождения остается перспективным на поиски рудных тел.

Строение участка месторождения представляется в следующем виде. Главная масса пород, развитых в рудном поле, представлена перидотитами. В них располагаются обособления дунитов, имеющие форму пластов или сильно уплощенных линзовидных тел мощностью от 1 до 10 м; они наблюдаются на поверхности и подсечены рядом скважин. К одной из наиболее мощных линз дунитов было приурочено основное рудное тело; иногда в дунитах встречаются маломощные шлиры вкрапленных руд. Геологические профили показывают, что комплекс перемежающихся дунитов, перидотитов и руд имеет единое северо-западное падение под углами 30—35° и осложнен рядом малоамплитудных субмеридиональных сбросов (фиг. 7).

Основное рудное тело обнажается на поверхности на правом склоне ручья и, погружаясь в северо-северо-западном направлении, уходит под его русло и далее под левый берег. Дно карьера имеет наклон лежащего бока рудного тела. Площадь его равна 100×95 м, это позволяет примерно оценить размер рудного тела в этой части. В западной половине карьера проходит субмеридиональный сброс с амплитудой в 10 м, а у западной его стенки намечается другое разрывное нарушение, по которому, по-видимому, тело перемещено еще ниже. Судя по старым маркшейдерским планам, непосредственно к западной части карьера примыкают подземные выработки — камеры 1, 2 и 3, следующие одна за другой в северо-западном направлении, а на другом берегу ручья, в том же направлении размещаются камеры 4, 5 и 6. Таким образом, сброшенная часть рудного тела продолжается по падению еще по меньшей мере на 150 м от карьера. Судя по выработанной части рудного тела, мощность его была весьма изменчивой и варьировала от 1 до 5 м.

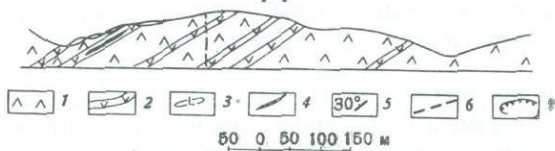
Изучение текстур хромитовых руд и их размещение в рудном теле по наблюдениям в бортах и дне карьера, а также на рудном складе показало, что наиболее характерны густовкрапленные средне- и крупнозерни-



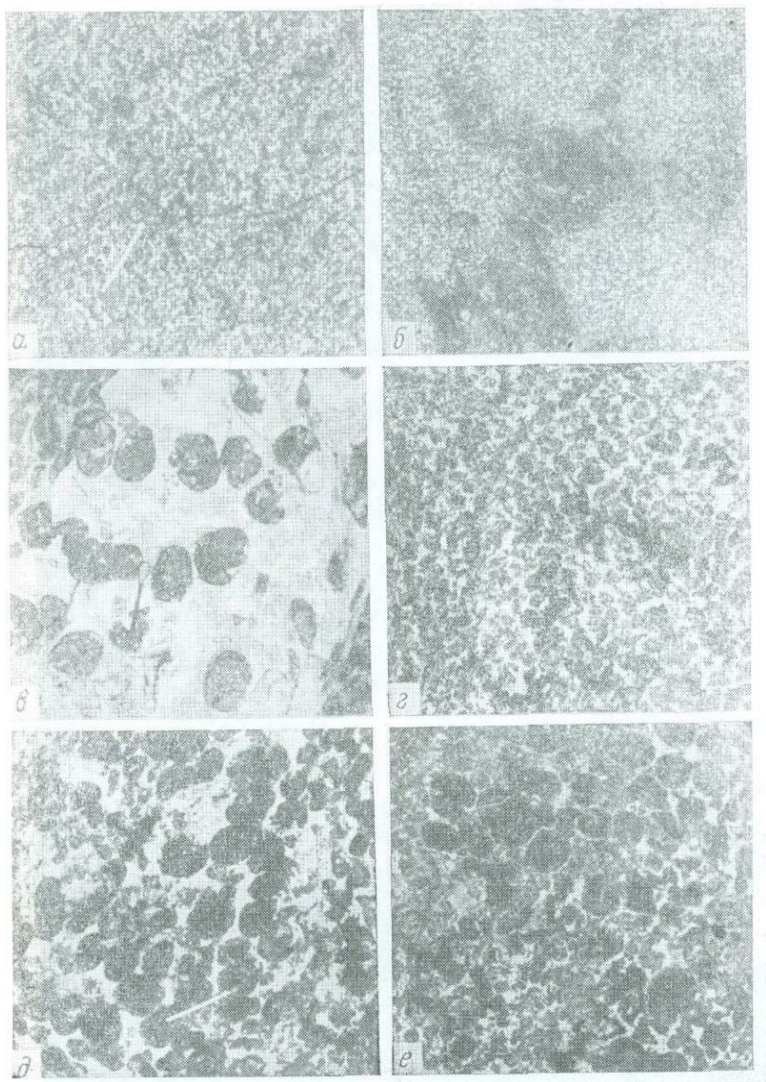
Фиг. 7. Схема геологического строения месторождения Каледония (составлена по материалам В. И. Мурашко)

- 1 — перидотиты и апоперидотитовые серпентиниты;
- 2 — дуниты и аподунитовые серпентиниты;
- 3 — дайки пироксенитов;
- 4 — хромитовая руда;
- 5 — элементы залегания дунит-перидотитового комплекса;
- 6 — зоны тектонических нарушений;
- 7 — выемка карьера рудника Каледония

I-I



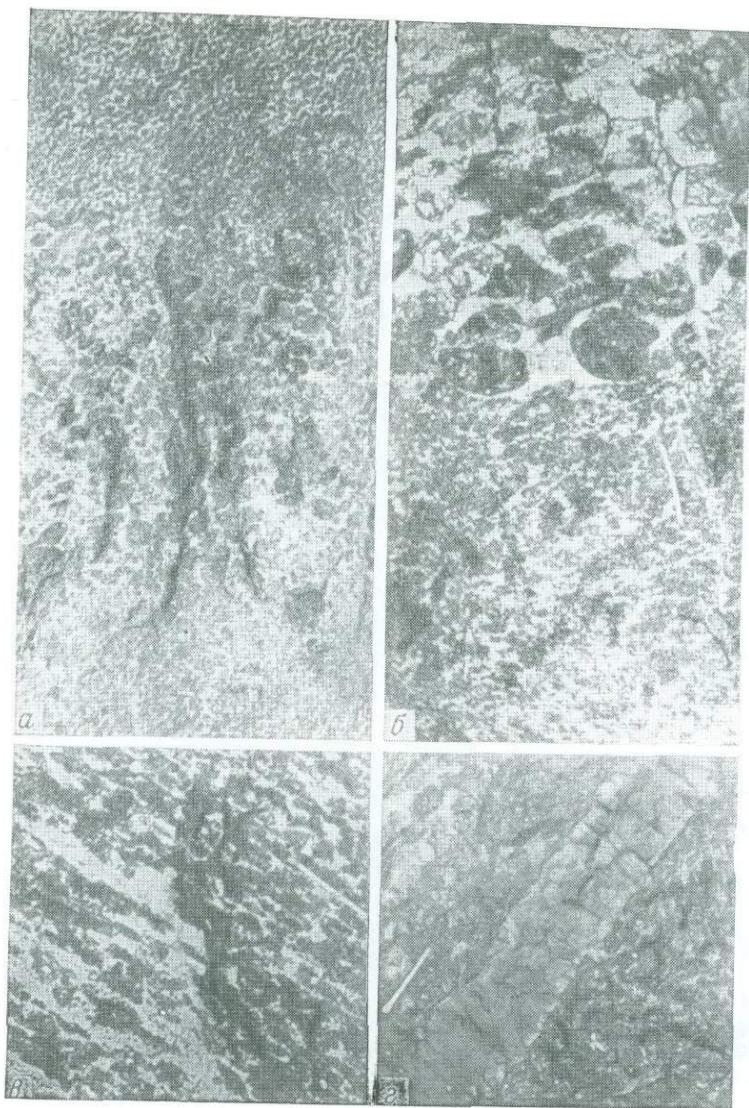
стые их разности с величиной зерен хромшпинелида от 1 до 4 мм (фиг. 8, а). Полосчатость для таких руд не характерна. Обычно среди них обособляются незначительные по размерам шпирки и атакситовые участки массивных руд, площадью до нескольких дециметров, с той же или значительно большей величиной зерен (фиг. 8, б). Очень характерны переходы густовкрапленных зернистых руд в руды нодулярного сложения. Последние различаются по величине нодулей, варьирующей от 2—3 до 30—40 мм (фиг. 8, в и 8, г) и по густоте их вкрапленности. Местами хромитовые нодули составляют лишь 30% поверхности рудных штуфов (фиг. 8, д), в других участках они сближены и соприкасаются между собой (фиг. 8, е). Иногда руды зернистой и нодулярной текстур перемежаются (фиг. 9, а), либо руды нодулярные образуют неправильные обособления в густовкрапленных зернистых. Различаются руды, в которых нодули окружены силикатным «цементом» (серпентин по оливину), без кристаллических зерен хромшпинелида и руды с силикатным цементом, содержащим много зерен этого минерала. Имеются разности с резко деформированными и уплощенными нодулями, длинные оси которых ориентированы в одном направлении (фиг. 9, б, в). Были встречены тонкие жилки (5—10 мм) серпентинизированного дунита с мелкими зернами (доли мм) аксессуарного хромшпинелида (фиг. 9, е). Как правило, нодулярные руды тяготеют к периферическим частям рудного тела. Мелко и тонкозернистые хромитовые руды, а также руды ленточного и полосчатого сложения нами не наблюдались; по-видимому, они не характерны для этого месторождения.



Фиг. 8. Текстуры руд месторождения Каледония

a — густо и равномерно вкрапленная зернистая хромитовая руда; *б* — шпильеры массивной руды в густо вкрапленной зернистой; *в*, *г* — крупно- и мелко нодулярная руда; *д*, *е* — руда с различным содержанием нодулей в силикатном цементе

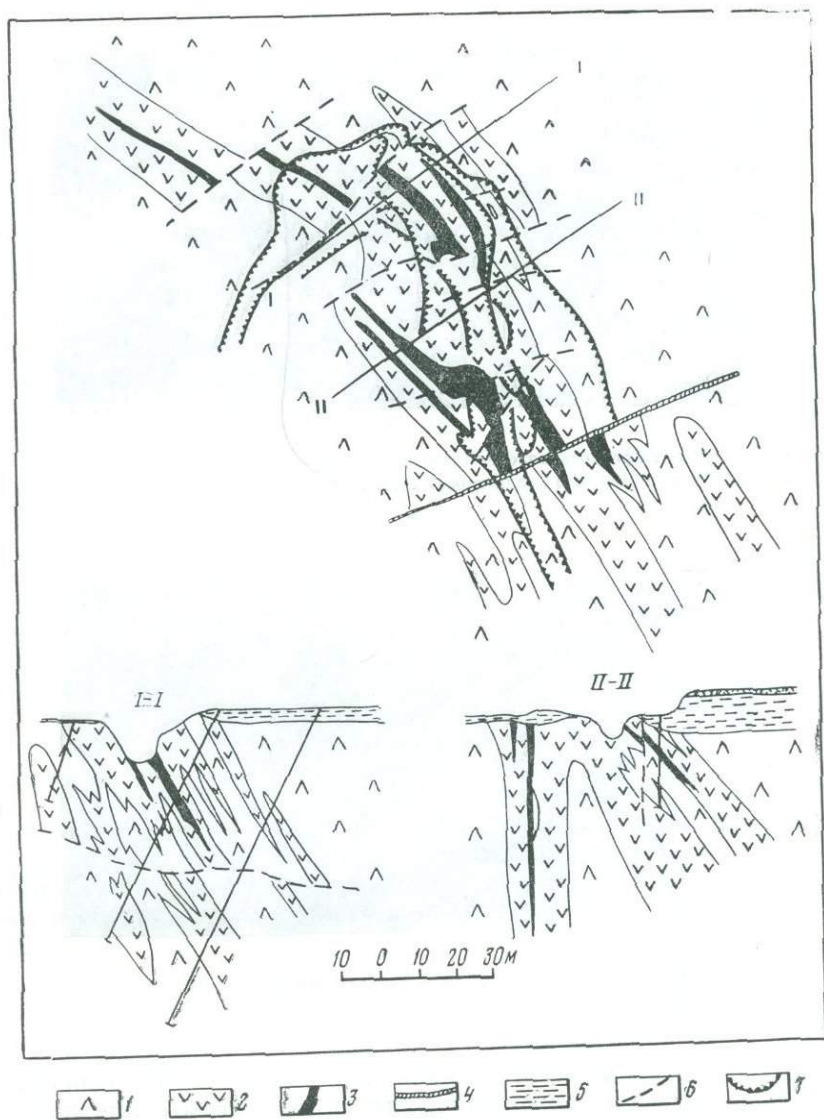
Состав сырых руд варьирует в широких пределах и определяется густотой вкрапленности хромшпинелидов. Наиболее характерная густо вкрапленная руда содержит: Cr_2O_3 около 45%; Al_2O_3 — 13%; железа, определенного в виде FeO — 12%; MgO — 18%, при содержании SiO_2 в 8%. Состав рудообразующих хромшпинелидов детально не изучался, но можно предполагать, что больших колебаний в содержаниях этих компонентов не имеется.



Фиг. 9. Текстуры руд месторождения Каледония

a — соотношение руд нодулярного и зернистого сложения; *б, в* — деформация нодулей с уплощением, согласным с границами перемещаемости текстур и полосчатостью в рудах; *г* — дунитовый прожилок в рудах нодулярного сложения

Оруденение центральной части гор Сьерра-де-Нилпе ограничено по площади, оно не образует вытянутой зоны, подобной описанной выше, и представлено по существу одним относительно крупным месторождением — Касимба и несколькими мелкими рудопроявлениями. Правда, выявлению здесь распространения пород рудоносного комплекса препятствует чрезвычайно интенсивное развитие коры выветривания на прилежащих площадях. В ориентировке элементов залегания рудных тел на изве-

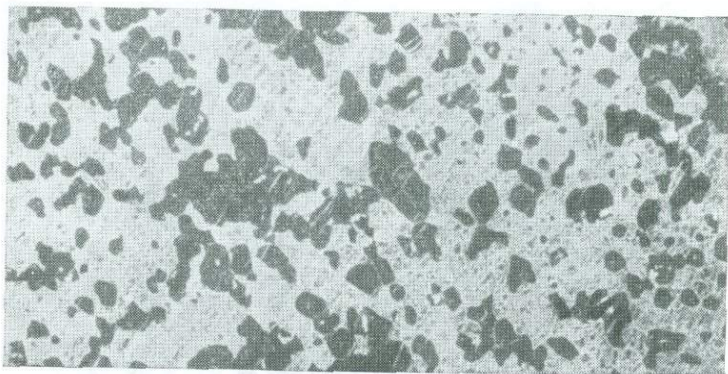


Фиг. 10. Схема геологического строения месторождения Касимба (составлена по материалам В. И. Мурашко)

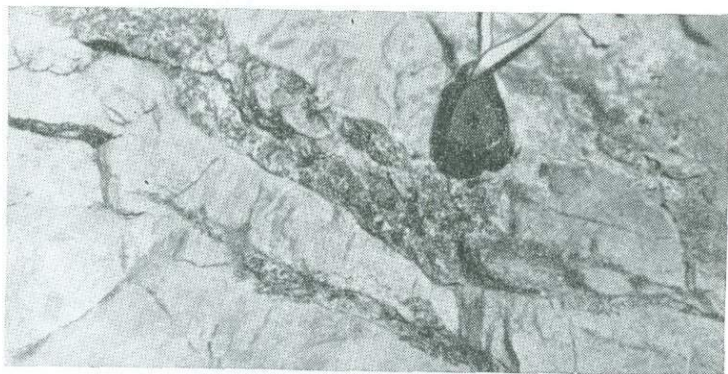
1 — перидотиты и апоперидотитовые серпентиниты; 2 — дуниты и аподунитовые серпентиниты; 3 — хромитовая руда; 4 — дайка диорит-порфиров; 5 — латериты; 6 — линии тектонических нарушений; 7 — борт карьера

стных рудопроявлениях не устанавливается каких-либо закономерностей, что также затрудняет выделение рудоносной зоны.

Месторождение Касимба несколько отличается от месторождений юго-восточной зоны как по положению рудных тел, так и по текстурным особенностям. Оно разрабатывалось в сороковых годах этого столетия. На месте добычи находится теперь затопленный карьер размером 60 X X 25 м. Глубина его равна приблизительно 15 м. Из карьера было выну-



Фиг. 11. Участок редковкрапленной струйчато-полосчатой руды из месторождения Касимба (шлиф 34-69, без анализатора, увел. 10)



Фиг. 12. Артеритовые хромитовые руды в дунитах, вмещающих основное рудное тело месторождения Касимба

то около 10 тыс. т руды с содержанием Cr_2O_3 48%. При ревизионных работах 1964—1965 гг. для оконтуривания рудного поля и выявления его строения на площади месторождения было пробурено 15 скважин с максимальной глубиной до 100 м. Проведены магнитометрическая и гравиметрическая съемки.

Анализ данных этих работ и наши наблюдения показывают, что месторождение Касимба отличается от месторождений юго-восточной зоны не только положением рудных тел, но и их текстурами. На его площади выявлено пять субпараллельных рудных тел северо-западного простирания, располагающихся кулисообразно (фиг. 10). Два рудных тела имеют вертикальное падение, а три других падают к северо-востоку под углами 50—60°.

Рудные тела разбиты субширотными сбросами на ряд блоков и смещены друг относительно друга. На дневной поверхности фиксируются перемещения отдельных частей рудных тел в плане до 15 м.

Длина рудных тел (с учетом смещенных частей) составляет от 50 до 90 м; по падению они прослежены до глубин от 30 до 80 м. Мощности обычно не превышают 2 м, и только вертикальное тело в приповерхностной части образует раздув до 10 м.

Рудные тела тяготеют к перемежающемуся дунит-перидотитовому комплексу и залегают всегда среди дунитов. Полосы дунитов имеют те же элементы залегания, что и руды — вблизи вертикальных рудных тел они вертикальные, а около наклонных также выполаживаются. По данным бурения мощность дунитовых обособлений варьирует и может достигать нескольких десятков метров.

Руды не отличаются большим разнообразием текстур. Рудные тела слагаются густовкрапленными, средневкрапленными и убоговкрапленными мелко- и среднезернистыми рудами. Структура вкрапленной руды показана на фиг. 11. Для руд густовкрапленных и вкрапленных характерны шпирь, а для убоговкрапленных и вкрапленных — полосчатые выделения массивных руд. Особенно четко на месторождении проявлены эвтакситовые текстуры. В бортах карьера можно наблюдать артеритовые руды, подобные развитым на месторождении Большой Башарт массива Крака на Урале (фиг. 12).

Наиболее богатые участки рудных тел, где содержание в сырой руде составляло около 48%, к настоящему времени уже отработаны. Данные опробования показывают гораздо более низкие содержания Cr_2O_3 по отдельным рудным телам — от 21 до 35%, при содержании SiO_2 от 13 до 21%.

Выявленные запасы таких руд составляют около 50 тыс. т, но как видно из приведенных цифр содержаний компонентов, руды требуют обогащения.

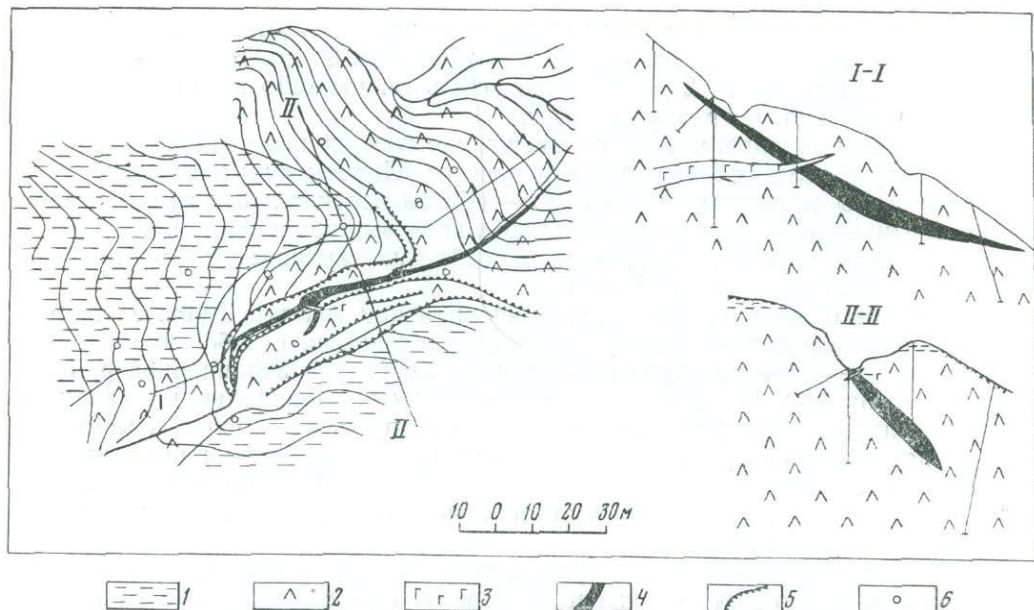
В северо-западном борту массива среди перидотитов имеются небольшие и редкие выходы дунитов, а также проявления рудной хромитовой минерализации. Эти руды слагаются высокохромистым рудообразующим хромшпинелидом, однако размеры рудных обособлений незначительны и не могут представлять промышленного интереса.

Район Моа-Баракоа

Территория этой части массива Маяри-Баракоа огромна; она занимает 1400 км² и на значительной ее площади проявлено хромитовое оруденение. Выделяется 10 участков, насыщенных месторождениями и рудопроявлениями. Нами осматрены месторождения в группах Кайо-Гуан, Хромита, Дельта и Потоси, где в настоящее время производится добыча хромитов, а также месторождение Мельба, эксплуатация которого прекращена в связи с удаленностью от побережья и трудностью транспортировки руд.

Хотя число известных пунктов оруденения велико, нельзя признать, что массив достаточно изучен в отношении хромитоносности. Еще нет достаточного материала для выяснения закономерностей размещения оруденения, так как не произведено детальное петрографическое расчленение района.

Пока можно с уверенностью говорить лишь о том, что большая часть оруденения размещается в перидотитах и тяготеет к полям развития



Фиг. 13. Схема геологического строения месторождения Дельта (составлена по материалам В. И. Кенарева и В. И. Мурашко)

1 — латериты; 2 — перидотиты и апоперидотитовые серпентиниты, жильное габбро; 4 — хромитовая руда борт карьера; 6 — места заложения скважин

пород габбрового состава. Примером оруденения, расположенного близ габброидов, является группа месторождений Мерседита — Ярей — Пилото — Лоро, а также оруденение группы Петоси.

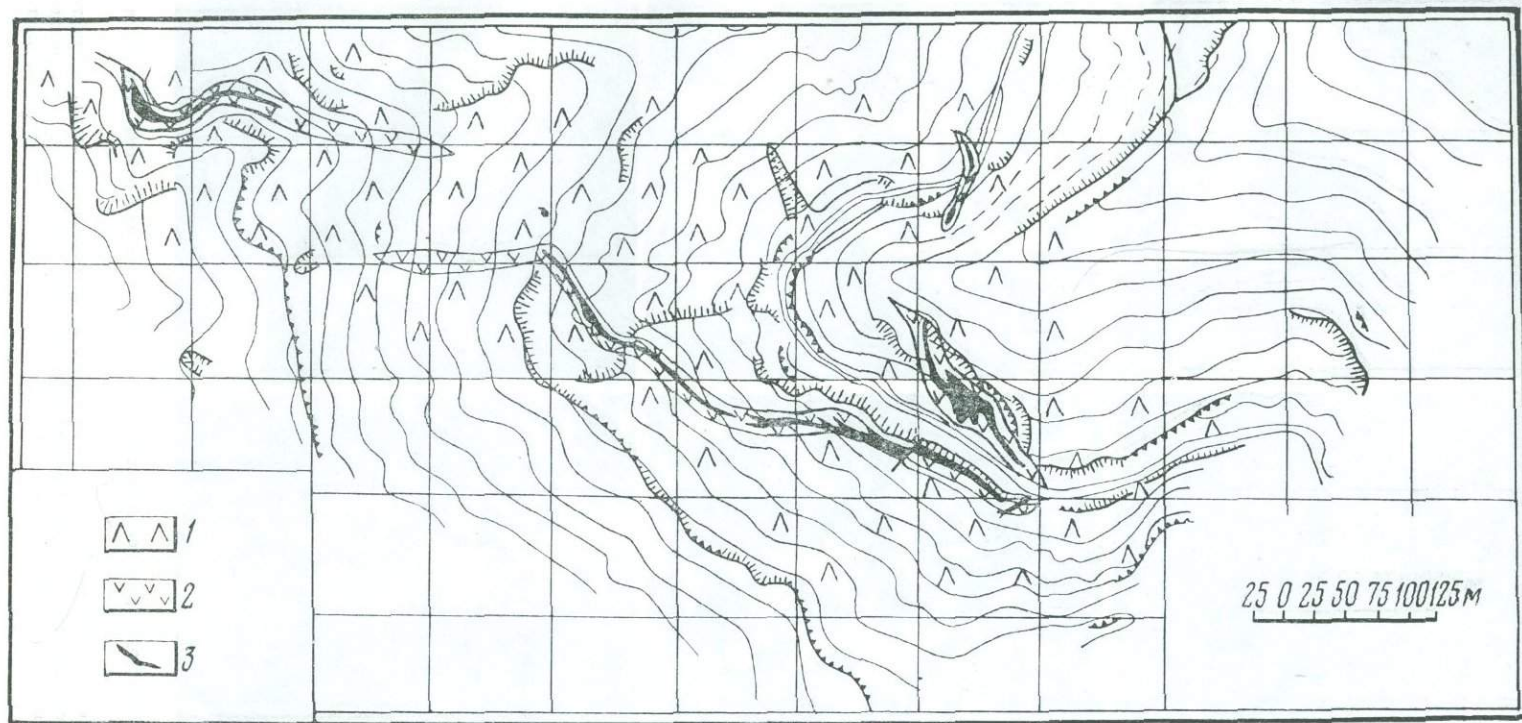
В тех случаях, когда не устанавливается видимой пространственной связи оруденения с габброидами можно предполагать, что эрозией выведены на поверхность более глубокие горизонты перидотитов, также содержащие оруденение. Такими являются месторождения группы Кайо-Гуан и Хромита.

Выше говорилось, что руды месторождений района Моа-Баракоса низкохромисты и высокоглиноземисты. Это вообще типично для месторождений такого генетического типа.

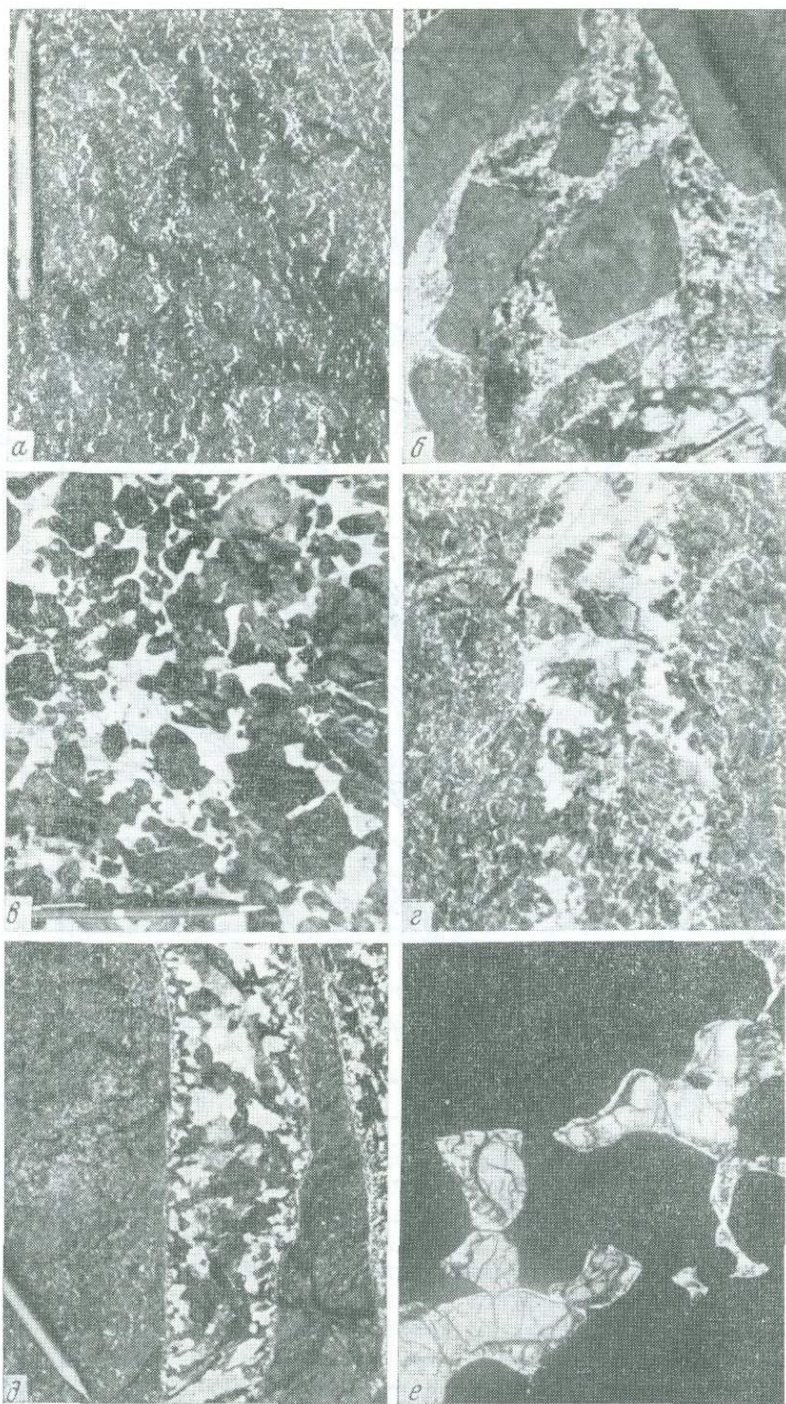
В наиболее крупных месторождениях этого района запасы хромитовых руд не превышали 1 млн. т, в остальных месторождениях выявленные запасы составляли в лучшем случае сотни или десятки тысяч тонн.

Месторождения представлены сериями сближенных рудных тел различной формы. Для группы Хромита и Кайо-Гуан характерны мощные короткие линзы, а также почковидные и столбообразные тела, встречаются и небольшие жиллообразные тела (месторождение Пунта-Горда).

Для месторождений группы Дельта отмечаются более протяженные линзообразные тела, длина которых превышает мощность в 20—30 раз (фиг. 13). Однако в ряде месторождений часто имеются пережимы рудных тел, в результате чего они приобретают четкообразную форму. В таких случаях об их линзовидной форме можно говорить лишь условно.



Фиг. 14. Схема геологического строения месторождения Мерседита (составлена по материалам А. Т. Демина)
 1 — перидотиты и апоперидотитовые серпентиниты; 2 — дуниты и аподунитовые серпентиниты; 3 — хромитовые руды



Фиг. 15. Текстурно-структурные особенности руд из месторождений района Моа массива Маяри-Баракоа

a — густовкрапленная хромитовая руда с директивностью в обособлении силикатов, месторождение Дельта; *б* — блоки массивной руды, сцементированные габбро-пегматитом, месторождение Кайо-Гуан; *в* — пропитывание дробленной руды существенно плагиоклазовым цементом, месторождение

Определение элементов залегания рудных тел затрудняется сложностью их форм. Согласно материалам рудоуправления в Пунта-Горда, положение длинных осей рудных тел совпадает с направлением ярко проявленной первичной директивности вмещающих перидотитов.

Величина рудных тел по длинной оси различна. На месторождении Кайо-Гуан они прослежены по падению на 100 м, а в горизонтальном сечении имеют площадь 35×15 и реже 30×50 м. На месторождении Мерседита-Ярей на поверхности прослежены пологозалегающие четкообразные тела длиной от 75 до 250 м при видимой мощности от 15 до 30 м (фиг. 14).

Контакты рудных тел с вмещающими перидотитами резкие. Вдоль них наблюдается узкая кайма, сложенная серпентинизированными дунитами, так называемая дунитовая оторочка, с мощностью от нескольких сантиметров до 10—20 см. Эти дуниты следует рассматривать как результат метасоматической оливинизации пироксенов перидотита при воздействии на него легучих, выделяемых из кристаллизующегося рудного расплава (околорудное изменение боковых пород).

Вблизи месторождений встречаются также дуниты в форме линз и полос в перидотитах, являющиеся дифференциатами перидотитового расплава. Такие дуниты наблюдались нами в районе месторождения Нарцисо.

По текстурному рисунку руды очень однообразны и представлены в основном грубозернистыми очень густовкрапленными или массивными разновидностями, хотя известны и тела вкрапленных руд в дунитах.

Часто можно наблюдать текстуры растаскивания в густовкрапленных рудах, указывающие на перемещение почти закристаллизованной, но еще достаточно пластичной, рудной массы. Они проявляются ориентировкой обособлений силикатного цемента в направлении, поперечном общему направлению перемещения рудного тела (фиг. 15, а).

В местах пересечения рудных тел дайками троктолитов и габбро-пегматитов, что чрезвычайно характерно для руд района Моа, наблюдаются брекчиевые текстуры. Нередко можно видеть, что габбро включает остроугольные обломки и более крупные блоки руды (фиг. 15, б), либо отчлененные хромитовые зерна и их группы (фиг. 15, в).

Маломощные трещинки в руде обычно залечены средне- и крупнозернистым габбро (фиг. 15, г), в мощных же жилах размеры отдельных монокристаллов плагиоклаза и пироксена иногда достигают четверти кубического метра. В месторождении Хромита в пегматите содержатся также кристаллы оливина размером до 40 см в поперечнике.

Величина зерен в жилах габбро не одинакова. У зальбандов наблюдается порода более мелкозернистая (фиг. 15, д), внутренние же части жил выполнены крупными кристаллами тех же минералов, иногда в десятки раз превосходящих по величине кристаллы приконтактовых зон. Это свидетельствует о том, что габброидный расплав внедрялся в уже закристаллизованные и в значительной степени охлажденные руды.

Жилы габбро и габбро-пегматитов присутствуют не только в рудных телах, но и за их пределами во вмещающих породах. На месторож-

Курба; г — жилоподобное выделение габбро-пегматита в хромитовой руде, месторождение Дельта; д — жила габбро-пегматита в руде (в зальбандах величина зерна пироксена и плагиоклаза уменьшается), месторождение Дельта; е — оливин в интерстициях рудных зерен густовкрапленной руды месторождения Мельба, шифр 135-69, без анализатора, увел. 35

дении Нарцисо они были вскрыты скважинами в 70—80 м от рудных тел.

Влияние дайковой серии проявляется и развитием в силикатной составляющей руд плагиоклаза, пироксена, амфибола, хлорита и сосюрита. В цементе массивных руд, как правило, присутствует хлорит, хотя изначально руды слагались хромшпинелидом и оливином, впоследствии серпентинизированным, реликты оливина встречены только в рудах месторождения Дельта (фиг. 15, e). В рудах имеются также уваровит, брусит, карбонаты и ряд гипергенных минералов.

Химический состав массивных руд отличается постоянством вследствие их текстурной однородности. Вариации содержаний Cr_2O_3 находятся в пределах 33—38; Al_2O_3 — 24—27, FeO — 13—18, MgO — 16—18; SiO_2 — 1,5—5; CaO — 0,7—2,75 вес.%. Лишь для единичных месторождений, как, например, месторождения Нинья, Магалис, отмечалось содержание Cr_2O_3 — 41—43% и Al_2O_3 — 13—15.

Район р. Сагуа-де-Танамо

Этот район интересен для изучения морфологии плутона, соотношения ультрабазитов с вмещающими породами и характера оруденения.

Ввиду ограниченности времени полевых работ нам не удалось уделить этому району должного внимания. К тому же, хотя этот район и содержит многочисленные рудопроявления, он не представляется перспективным на обнаружение крупных месторождений хромита.

Здесь известно оруденение двух типов с высокохромистым и низкохромистым рудообразующим хромшпинелидом, т. е. не только огнеупорные руды, но и металлургические.

Однако геологическое строение района, установленное работами В. И. Мурашко и другими, показывает, что развитие здесь ультрабазиты отвечают лишь придонным частям размытого пологозалегающего интрузивного тела. Мощность ультрабазитов невелика, что подтверждается данными бурения.

Небольшая мощность ультрабазитов, а также удаленность участка их развития от предполагаемого подводящего канала, резко ограничивают потенциальную хромитоносность района.

Массив Камагуэй

Массив Камагуэй является вторым по площади развития ультраосновных пород и по хромитоносности на территории Кубы. Он занимает около 1000 км² и включает несколько сотен месторождений и пунктов рудной хромитовой минерализации. За период разработки месторождений с 1916 г. до 1944 г. здесь было добыто оксидно-железные руды на 1 млн. т руды.

Первые крупные работы, посвященные выявлению геологического строения и закономерностей размещения оруденения на этой территории, были проведены Т. П. Тейером в 1940—1941 гг. (Thayer, 1942), а затем Д. Е. Флинтом, И. Ф. Альбеаром, П. В. Гилдом в 1942—1943 гг. (Flint et al., 1948), которые составили первую геологическую карту масштаба 1 : 50 000 с петрографическим расчленением пород ультраосновного комплекса и нанесли на нее почти все наиболее значитель-

ные месторождения и рудопроявления. Запасы для 6 наиболее крупных месторождений оценивались более чем в 100 тыс. т, а для 18 других месторождений определялись в 10—100 тыс. т.

В 1954 и 1956 гг. Флинт и Девис проводили геолого-геофизические поисково-разведочные работы. При проверке выявленных гравиметрических аномалий было установлено 10 новых участков оруденения, запасы которых были оценены в четверть миллиона тонн.

В 1962—1963 гг. Кубинским институтом минеральных ресурсов была проведена разведка одного из таких участков — месторождения Камагуэй II. Эти работы выявили запасы руд в 767,6 тыс. т и, благодаря значительному объему буровых работ, дали очень ценный материал для познания геологического строения рудного поля месторождения.

Основная часть массива Камагуэй располагается в западной оконечности антиклинория того же названия. Выходы ультраосновных пород прослеживаются и еще дальше к западу в пределах опущенной структуры, разделяющей антиклинории Камагуэй и Санта Клара.

Массив залегает среди вулканогенно-осадочных пород мелового возраста, представленных порфиритами и их туфами, перемежающимися с известняками и мергелями. Эти породы обрамляют массив и образуют изометричные и удлинненные останцы эродированной кровли. Останцы кровли часто лежат на породах габброидной серии.

Анализ карты Д. Е. Флинта и других показывает, что положение останцов кровли обусловлено неровностями верхней поверхности интрузивного тела. Меловые породы, так же как и габброидные, сохранились в участках, соответствующих погружениям в кровле массива, а эрозия повышенных участков вывела на дневную поверхность перидотиты.

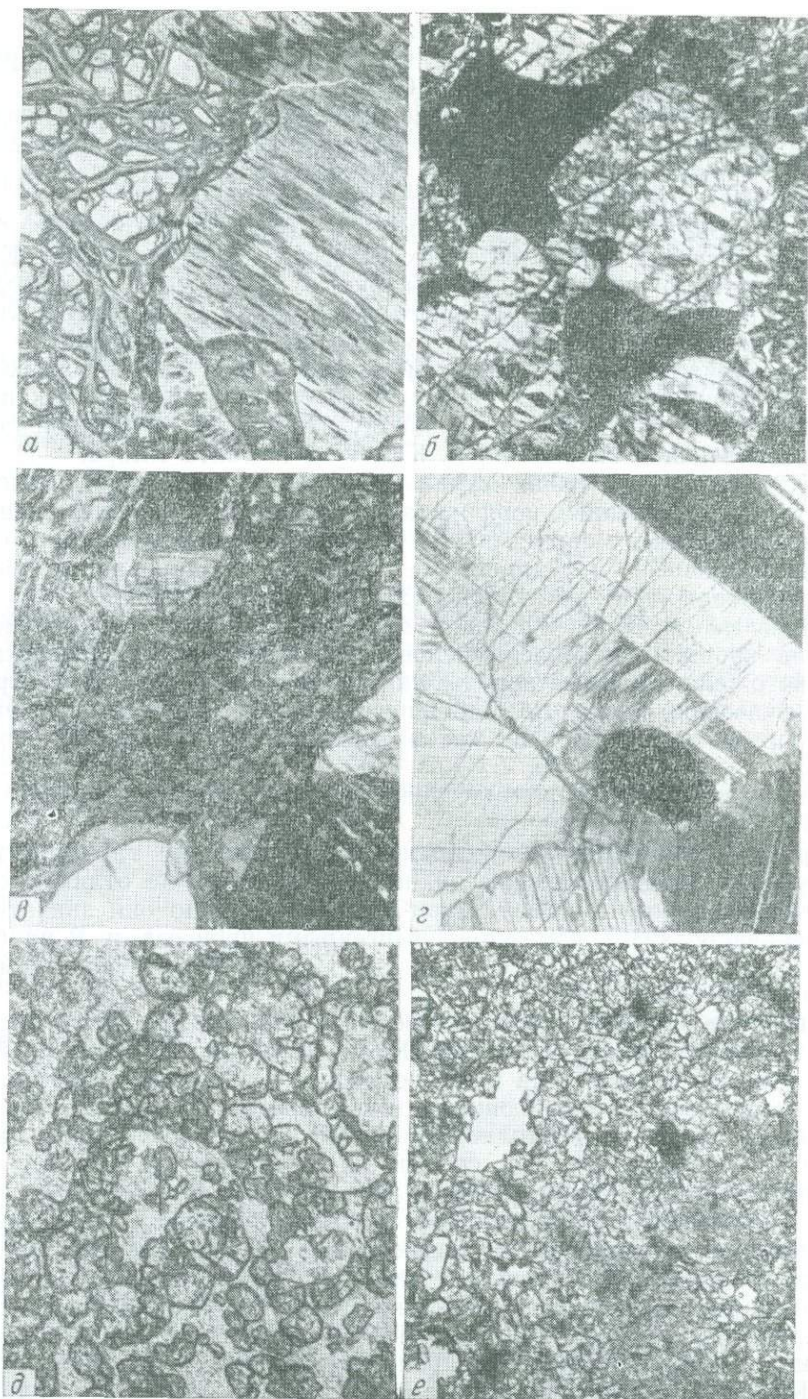
Среди интрузивных пород массива четко выделяется два комплекса — ультраосновной и габброидный.

Первый представлен однородными по сложению гарцбургитами. Гарцбургиты ни макроскопически, ни по структуре не отличаются от аналогичных пород массива Маяри-Баракоа. Обычно они значительно серпентинизированы и изменены гипергенными процессами. В наиболее свежих разностях сохранились реликты оливина, энстатита и хромшпинелида (фиг. 16, а).

Дунитовые обособления встречаются в зонах перехода от перидотитов к породам семейства габбро. Кроме того, дуниты часто окаймляют рудные хромитовые тела в виде оторочек мощностью до нескольких десятков сантиметров, являющихся контактными образованиями.

Дуниты из дунит-троктолитовой серии наблюдались лишь нацело серпентинизированными. Они состоят из серпентина по оливину и зерен хромшпинелида изометрической формы размером до 1 мм. Минералов, развившихся по плагноклазу либо по пироксену, не встречено.

Дуниты из околорудных оторочек, также сильно изменены, они, как правило, содержат моноклинный пироксен, замещенный хлоритовым агрегатом, выполняющим промежутки между округлыми зернами серпентинизированного оливина (фиг. 16, б). Количество хлоритизированного моноклинного пироксена варьирует от первых процентов до 15—20%. Разности, богатые пироксеном, по существу являются верлитами, а бедные — дунитами дунит-верлитового ряда. Хромшпинелиды ассоциируют преимущественно с хлоритизированным моноклинным пироксеном. Охарактеризованные породы по условиям нахождения, составу



Фиг. 16. Структурные отношения минералов в породах массива Камагуэй (увел. 35)
a — серпентинизированный гарцбургит (оливин, реликты ромбического пироксена, бастит), месторождение Виктория, шлиф 179-69, без анализатора; *б* — аповерлитовый серпентинит (шнуры лизардита,

и структурным особенностям тождественны породам, развитым в контактовых зонах рудных тел района Моа.

В габброидной серии выделяются троктолиты, оливиновые и безоливиновые габбро, а также анортозиты.

Троктолиты представляют собой мезо- или меланократовые породы различной зернистости, с величиной зерен оливина и плагиоклаза от 0,5 до 7 мм. Количественные соотношения этих минералов варьируют в широких пределах. Троктолиты подверглись серпентинизации, соссюритизации, но нередко можно встретить и малоизмененные разности (фиг. 16, в).

Оливин представлен изометричными и неправильными зернами, образующими затеки в зернах плагиоклаза. Плагиоклаз присутствует в виде пластинчатых и неправильных зерен; по оптическим данным относится к битовниту (№ 76—88). Из аксессуарных минералов присутствует только хромшпинелид в идиоморфных или округлых зернах, размером до 1 мм, включенных в оливин и плагиоклаз.

Оливин-пироксеновое габбро представлено мезократовыми разностями среднезернистого, реже крупнозернистого сложения и состоит из плагиоклаза, моноклинного пироксена, оливина и аксессуарного хромшпинелида; имеются также магнетит и сульфиды железа. В количественном отношении преобладает плагиоклаз (до 55—60%), моноклинный пироксен составляет 25—30%, оливин содержится в переменных количествах — от 5 до 20%.

Плагиоклаз по оптическим данным отвечает лабрадор-битовниту (№№ 65—86), имеет форму неправильных и таблитчатых зерен, размером от долей до 3—4 мм, и часто замещается хлоритом, эпидотом и каолиноподобным веществом. Неправильные зерна моноклинного пироксена, размером 1—3 мм, очень слабо плеохроируют в желто-зеленоватых тонах и по оптическим данным представлены диопсидом ($2V=56^\circ$, $cNg=39^\circ$; $Ng=1,690$). Оливин образует изометрические зерна размером 0,5—2,0 мм; содержание в нем фаялитового компонента 20%. Аксессуарный хромшпинелид встречается в виде мелких (до 0,5 мм) неправильных зерен; он часто метаморфизован и не просвечивает в тонких срезах. Из вторичных минералов в породе присутствуют серпентин, хлорит, тремолит, эпидот, реже, серицит.

Анортозиты, встречающиеся в виде полос и шлиров среди оливин-пироксенового габбро и троктолитов, представляют анхимомономинеральную породу, состоящую из таблитчатых зерен плагиоклаза (лабрадор-битовнит № 65—82), и содержащую в малых и переменных количествах диопсид, иногда оливин. Аксессуарный минерал представлен хромшпинелидом; он образует неправильные и округлые зерна размером до 0,5—0,7 мм, просвечивающие буровато-коричневым цветом (фиг. 16, г).

Содержание хромшпинелидов в породе не превышает 1%.

По плагиоклазу часто развиваются эпидот, хлорит, пренит.

Наши полевые наблюдения показали, что между всеми названными породами габброидной серии и ультрабазитов имеются постепенные пе-

заместившего оливин, хлорит, развивающийся по моноклинному пироксену, месторождение Авентура, шлиф 159-69, с анализатором; в — троктолит (плагиоклаз, серпентинизированный оливин), месторождение Ла-Нона, шлиф 228-69, с анализатором, г — анортозит с округлым зерном аксессуарного хромшпинелида; месторождение Виктория, шлиф 227-69, с анализатором; д — гранат-хлоритовая порода из останца кровли массива, шлиф 256-69, без анализатора, е — везувияновая порода из останца кровли массива, шлиф 251-69, без анализатора

реходы. Можно встретить троктолиты с самыми разнообразными количественными соотношениями оливина и плагиоклаза, так что можно было бы составить непрерывный ряд от плагиоклазсодержащих дунитов до анортозитов. Однако гораздо чаще встречаются полосчатые породы то с существенно полевошпатовыми, то с существенно оливиновыми породами. Мощностъ таких полос измеряется сантиметрами, дециметрами и метрами. Такая перемежаемость особенно четко проявлена в зоне перехода от троктолитов к ультраосновному комплексу.

В удалении от зоны перехода среди габброидов возрастает количество обособлений плагиоклазитов, а в приконтактной части ультрабазитов очень часто обособляются дуниты, иногда обогащенные вкрапленностью хромшпинелидов. Это прекрасно наблюдается в районе контакта массива с породами кровли вблизи месторождений ла-Нона и Карне-Солтос, а также несколько юго-восточнее, вблизи р. Максимо.

Такие взаимоотношения пород указывают на генетическое единство габброидов и ультрабазитов. По-видимому, те и другие являются дифференциатами ультраосновного расплава и образуют верхнюю часть единого тела ультрабазитов.

Жильная и дайковая серии особенно ярко проявляются в районах хромитовых месторождений. Здесь в контактах рудных тел и в самих рудах очень часты дайки и жилы лейкократовых и меланократовых габбро, габбро-пегматитов, троктолитов и анортозитов, по составу и сложению близких перечисленным выше габброидным породам приконтактной зоны.

В 15—20 км на северо-северо-запад от г. Камагуэй и в 3—3,5 км южнее зоны контакта массива со свитой Кубитас среди останцов кровли, представленных кремнистыми сланцами мела, встречены породы, состоящие из граната (гроссуляр) с хлоритом (фиг. 16, д) и везувиана (фиг. 16, е). Вблизи выходов этих пород обнажаются и гарцбургиты, и троктолиты. Эти находки гранат-везувиановых пород с хлоритом среди останцов кровли дают основание предполагать наличие здесь контактовой минерализации.

Поскольку в массиве Камагуэй вскрыты его верхние апикальные части и нигде не обнажаются породы постели, нет достаточных данных для суждения о мощности и форме массива. Можно говорить лишь, что в северо-западной своей части он эродирован глубже.

Сходство геолого-тектонических условий и некоторых петрографических черт массивов Камагуэй и Маяри-Баракоа позволяет предположить, что и массив Камагуэй имеет лакколитоподобную форму.

Главнейшей закономерностью размещения хромитового оруденения является размещение рудных обособлений вблизи кровли массива в тесной связи с породами габброидного комплекса.

Для абсолютного большинства хромитовых месторождений характерна пространственная их близость к обособлениям габбро, которые обнажаются или непосредственно окло района оруденения или отстоят от него всего на 200—700 м (в плане). В тех случаях, когда вблизи месторождений отсутствуют значительные поля вулканогенно-осадочных меловых отложений и пород габбрового семейства, степень эрозионного размыва рудных участков оценивается по небольшим останцам троктолитов среди перидотитов (район месторождений Гиллермина, Маргарита и др.). Хотя и намечается тесная пространственная связь оруденения с габброидами, рудные обособления всегда располагаются в перидотитах.

Для рудных обособлений весьма характерно постоянство сложения руд и их состава. Получение же соответствующих данных о форме рудных тел при полевых работах было затруднено обводненностью карьеров. Наиболее изученным в этом отношении следует считать месторождение Камагуэй II.

Здесь на основании данных бурения, проведенного при поисково-разведочных работах, выявлено четыре рудных тела, имеющих форму усложненных линз, кулисообразно сменяющих одна другую.

Рудные тела не выходят на дневную поверхность и располагаются на глубинах от 38 до 20 м. Самое крупное из них имеет протяженность по простиранию 236 м и по падению от 25 до 102 м. Мощность его варьирует от 3 до 43 м. Другие тела значительно уступают ему по величине. Все рудные тела падают на север под углами 45—60°.

Месторождение Виктория, по данным Т. П. Тейера (Thayer, 1942), также представлено серией сближенных линзобразных тел мощностью до 10 м. Они падают на Ю-З под углами 45—60° и тупо выклиниваются на глубине.

Таково строение наиболее крупных рудных обособлений. В карьерах отмечаются маломощные рудные жилы в перидотитах, которые сопровождают рудные тела.

Для руд наиболее характерны густовкрапленная средне- и крупнозернистая текстуры, вкрапленные руды довольно редки. Форма зерен хромшпинелидов либо идиоморфная (фиг. 17, а), либо неправильная (фиг. 17, б). Зерна однородные, но иногда по крупности хромшпинелидов обособляются два семейства, как это видно на фиг. 17, а. Силикатная составляющая руд изначально, по-видимому, была представлена оливином, реликты которого иногда сохраняются. По оливину развились лизардит и брусит. Вблизи даек троктолитов, а также оливиновых и пироксеновых габбро, оливин замещается плагиоклазом и диопсидом, которые в свою очередь частично или полностью замещены сосситом, пренитом и хлоритом (кеммерерит), серицитом и тальком. Спорадически встречается уваровит.

По химическому составу руды отличаются высоким содержанием глинозема (30%) и низким содержанием Cr_2O_3 (как правило, менее 35%).

На месторождении Гиллермина наблюдались руды нодулярного сложения (фиг. 17, в). Они не имеют широкого распространения, но интересны в генетическом отношении.

Нодули слагаются хромшпинелидом и тонкодисперсным хлоритовым агрегатом, развившимся по плагиоклазу, а междундулярное пространство — оливином, реликтами которого насыщен замещающий его лизардит. В отдельных участках встречается хлоритовое вещество, подобное развитому в нодулях. В местах его соприкосновения с оливином встречается диопсид.

Часть нодулей имеет сплошную хромшпинелидовую оболочку, внутри которой находится зернистый агрегат хромшпинелидов и плагиоклазов; в других случаях такая оболочка отсутствует и периферия нодулей сложена плагиоклазом и хромшпинелидом.

Вблизи месторождений Ла-Нона и Карне-Солтас развиты породы габброидного комплекса. Здесь среди троктолитов встречаются небольшие тела хромитовых руд, окаймленные верлитами. Руды мелкозернисты, с размером зерен до 1 мм, и чрезвычайно глиноземисты. Для них характерно обилие силикатных включений округлой формы внутри

зерен хромшпинелидов. Цемент руд представлен то хлоритом, то серпентином. Хромшпинелид отличается высоким содержанием алюминия и бедностью хромом.

По условиям залегания, текстурно-структурным особенностям и химическому составу эти руды аналогичны развитым в Степнинском районе Кемпирсайского массива.

О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ПОРОДО- И РУДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Сведения о химическом составе минералов, слагающих породы и руды ультраосновных массивов Кубы, весьма ограничены и базируются, как правило, на оптических определениях. Немногочисленные полные химические анализы приводятся лишь для рудосбразующих хромшпинелидов (Thayer, 1942, Guild, 1947).

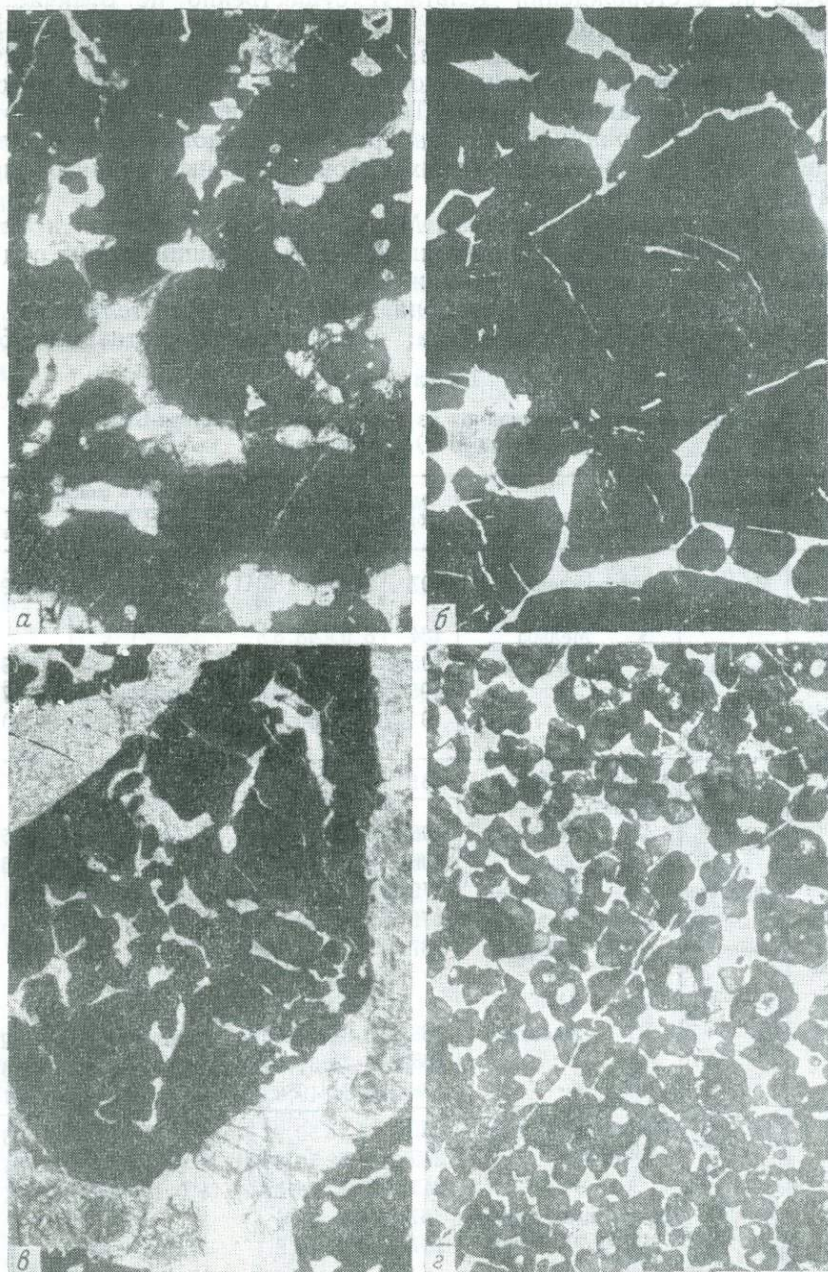
Считая такие данные необходимыми для выяснения петрохимических особенностей массивов, мы проделали определение составов оливинов, пироксенов, а также аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов из пород и руд массивов Маяри-Баракоа и Камагуэй. Состав породобразующих минералов определялся на рентгеновском микроанализаторе М-8-46 фирмы Сатеса. Состав рудосбразующих хромшпинелидов определен путем спектрального и полного химического анализа.

В табл. 2 приведены данные составов оливинов из перидотитов, пород дунит-верлитового ряда, образующих оторочки вокруг рудных тел, а также из троктолитов и оливин-пироксенового габбро.

Анализы показывают большое постоянство состава оливинов из ультраосновных пород и значительные его вариации для троктолитов и габбро. Оливины гарцбургитов массивов Маяри-Баракоа и Камагуэй содержат около 9% фаялитового компонента ($Fa=8,36-9,32$). Оливин пород дунит-верлитового ряда из околорудных оторочек массива Маяри-Баракоа по железистости тождествен оливину из гарцбургитов ($Fa=9,0-9,12$), тогда как в оливине из околорудных дунитов массива Камагуэй содержание фаялитового компонента снижается ($Fa=6,95-7,13$). Содержание фаялитового компонента в оливинах троктолитов массива Камагуэй находится в пределах 8,2—15,9, а оливин из оливин-пироксенового габбро и в массивах Камагуэй и Маяри-Баракоа еще более железистый, чем оливин перидотитов и троктолитов ($Fa=20,7-24,0$). Таким образом, наблюдается нарастание железистости оливинов в ряду гарцбургит-троктолит-оливин-пироксеновое габбро. Анализы показывают обычное для оливинов содержание никеля и марганца.

Ромбические и моноклинные пироксены также изучались с помощью микроанализатора. Установлено, что в массиве Маяри-Баракоа, в районе месторождений Нарцисо II и Кайо-Гуан и в массиве Камагуэй, вблизи месторождений Виктория и Авентура ромбические пироксены маложелезисты и отличаются постоянством состава ($FeO=4,5-5,2$ вес. %). В энстатите присутствует Al_2O_3 (около 1 вес. %) и незначительное количество Ni, Mn и Sr.

Диопсид из перидотита района месторождения Кайо-Гуан отличается низкой железистостью ($FeO=1,7$ вес. %), содержит 22% CaO и 1,6% Al_2O_3 . Анализ диопсида из диопсидсодержащего дунита околорудной



Фиг. 17. Некоторые структурные отношения минералов в рудах месторождений массива Камагуэй (увел. 10)

a — густовкрапленная руда с зернами неправильной формы, месторождение Ангелина, шлиф 200-69, без анализатора; *б* — густовкрапленная руда с идиоморфными зернами разной величины, месторождение ля-Виктория, шлиф 172-69, без анализатора; *в* — псевдооктаэдрическая нодуля во вкрапленных хромитовых рудных месторождениях Гиллермина, шлиф 207-69, без анализатора; *г* — хромитовая руда из дунитового шлифа в троктолитах вблизи месторождения Карне-Солтос, шлиф 248-69, без анализатора.

оторочки на месторождении Дельта II существенно не отличается от диопсида из перидотитов.

Для изучения состава рудообразующих хромшпинелидов химически проанализированы шесть рудных концентратов. Эти анализы вместе с восемью опубликованными ранее Тейером и Гилдом дают некоторое представление о вариациях состава хромшпинелидов, как в отдельных массивах, так и в пределах рудных районов. Данные анализов приводятся в табл. 3.

Анализы относятся к массивам Маяри-Баракоа, Камагуэй и Ольгин. В массиве Маяри-Баракоа проанализированы хромшпинелиды руд района Маяри, пространственно сопряженных с дунит-перидотитовым комплексом (анализы 1—4) и из района Моа, где рудные тела, окаймленные дунит-верлитовыми оторочками, вмещаются перидотитами (5—8).

Таблица 2

Химический состав оливинов из пород массивов Маяри-Баракоа (район Моа) и Камагуэй

| Порода | Массив, район | Место взятия образца | № обр. | Содержание элементов в окислах | | | | | | Fa, % |
|-----------------------------------|---------------|---|--------|--------------------------------|-------|------------------|------|-------|--------|-------|
| | | | | FeO | MgO | SiO ₂ | MnO | NiO | Сумма | |
| Дунит (дунит-верлитового ряда) | Моа | Месторождение Дельта II | 97 | 9,00 | 50,85 | 41,95 | 0,09 | 0,30 | 102,19 | 9,1 |
| | | » Мельба | 134 | 8,90 | 48,80 | | | | | 9,0 |
| | Камагуэй | » Авентура | 195-2 | 6,85 | 50,20 | 41,00 | 0,20 | 0,34 | 98,59 | 6,9 |
| | | | 195-3 | 6,95 | 50,20 | 41,10 | 0,24 | 0,28 | 98,77 | 7,0 |
| | | | 195-4 | 7,10 | 50,70 | 41,20 | 0,28 | 0,32 | 99,60 | 7,1 |
| Перидотит | Моа | Месторождение Нарцисо II | 131 | 7,70 | 50,5 | | | | | 7,8 |
| | | | 106-4 | 8,90 | 47,55 | 41,35 | 0,13 | 0,32 | 98,25 | 9,0 |
| | | | 106-5 | 8,80 | 48,00 | 41,40 | 0,14 | 0,32 | 98,66 | 8,9 |
| | Камагуэй | » Виктория | 179-2 | 8,30 | 50,30 | | | | | 8,4 |
| | | | 179-3 | 9,00 | 49,00 | | | | | 9,1 |
| | » | » Авентура | 187-1 | 9,00 | 48,70 | | | | | 9,1 |
| | | | | 9,20 | 48,50 | | | | | 9,3 |
| | | | | 9,10 | 48,60 | | | | | 9,2 |
| | » | » Авентура | 188-1 | 8,82 | 50,16 | 41,13 | 0,11 | 0,30 | 100,52 | 8,9 |
| | | | 188-2 | 8,78 | 51,10 | 40,48 | 0,09 | 0,31 | 100,76 | 8,9 |
| 188-3 | | | 8,86 | 49,80 | 40,25 | 0,11 | 0,29 | 99,31 | 9,0 | |
| | | | | | | | | | | |
| Троктолит | » | Район м-ния Карне-Солтас | 245-1 | 8,45 | 50,92 | 41,02 | 0,9 | 0,18 | 100,66 | 8,5 |
| | | | 245-2 | 8,52 | 50,88 | 41,58 | 0,40 | 0,16 | 101,24 | 8,6 |
| | | | 245-3 | 8,12 | 50,62 | 41,14 | 0,11 | 0,12 | 100,11 | 8,2 |
| | » | 21 км автостр. к востоку от г. Камагуэй | 167-1 | 14,6 | 45,4 | | | | | 15,2 |
| | | | 167-2 | 14,8 | 45,6 | | | | | 15,9 |
| Оливин-пироксеновое габбро | Моа | 5 км к Ю-Ю-В от месторождения Дельта | 126-1 | 23,10 | 41,00 | — | 0,27 | 0,10 | | 24,0 |
| | | | 126-2 | 23,10 | 42,70 | — | 0,29 | 0,09 | | 24,0 |
| | Камагуэй | 21 км автостр. к востоку от г. Камагуэй | 168-2 | 19,5 | 41,4 | | | | | 20,7 |
| | | | 168-3 | 19,5 | 41,8 | | | | | 20,7 |
| | | | | | | | | | | |

Таблица 3

Химический состав концентратов рудообразующих хромшпинелидов из месторождений Кубы

| Оксиды | Массив Майри-Баракоа | | | | | | | |
|--------------------------------|----------------------|-------|--------|--------|-----------|--------|---------------|-------|
| | район Майри | | | | район Моа | | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| SiO ₂ | 0,56 | 0,39 | 0,32 | 1,34 | 0,52 | 0,24 | 0,80 | 0,71 |
| TiO ₂ | 0,15 | 0,15 | 0,13 | 0,12 | 0,19 | 0,06 | 0,44 | 0,15 |
| Al ₂ O ₃ | 11,43 | 15,58 | 13,77 | 13,63 | 30,30 | 30,96 | 24,96 | 29,05 |
| Cr ₂ O ₃ | 58,68 | 53,81 | 56,89 | 53,23 | 38,26 | 38,03 | 39,62 | 38,25 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,62 | 2,13 | 1,27 | 2,59 | 2,55 | 2,54 | 5,21 | 2,74 |
| FeO | 10,44 | 12,24 | 13,44 | 14,38 | 10,84 | 10,36 | 14,00 | 12,16 |
| MnO | 0,11 | 0,16 | 0,17 | 0,20 | 0,09 | 0,03 | 0,15 | 0,15 |
| MgO | 15,78 | 15,40 | 14,42 | 14,35 | 17,22 | 17,43 | 14,60 | 16,71 |
| CaO | 0,00 | 0,00 | 0,12 | 0,00 | 0,30 | 0,02 | 0,20 | 0,00 |
| Na ₂ O | 0,00 | 0,00 | — | 0,00 | — | — | — | 0,01 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,00 | — | 0,01 | — | — | — | 0,006 |
| NiO | 0,15 | 0,10 | — | 0,09 | — | — | — | 0,19 |
| CoO | 0,00 | 0,05 | — | 0,08 | — | — | — | 0,06 |
| V ₂ O ₅ | 0,09 | 0,11 | — | 0,17 | — | — | — | 0,16 |
| H ₂ O ⁺ | 0,23 | 0,10 | — | 0,44 | — | — | — | 0,16 |
| H ₂ O ⁻ | 0,00 | 0,00 | — | 0,00 | 0,12 | 0,40 | 0,02 | 0,00 |
| P ₂ O ₅ | — | — | — | 0,06 | — | — | — | — |
| Сумма | 100,20 | | 100,21 | 100 | 100,45 | 99,88 | 100,06 | |
| Оксиды | Массив Камагуэй | | | | | | Массив Ольгин | |
| | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | | |
| SiC ₂ | 0,24 | 1,83 | 0,52 | 0,60 | 2,56 | 0,68 | | |
| TiO ₂ | 0,31 | 0,12 | 0,63 | 0,20 | 0,17 | 0,31 | | |
| Al ₂ O ₃ | 32,21 | 32,81 | 30,37 | 44,73 | 49,07 | 26,70 | | |
| Cr ₂ O ₃ | 35,21 | 32,73 | 35,60 | 22,31 | 14,58 | 41,78 | | |
| Fe ₂ O ₃ | 2,83 | 3,08 | 3,65 | 7,04 | 4,18 | 3,16 | | |
| FeO | 12,11 | 11,22 | 13,04 | 7,22 | 7,41 | 11,33 | | |
| MnO | 0,13 | 0,14 | 0,15 | 0,16 | 0,16 | 0,11 | | |
| MgO | 16,89 | 17,27 | 16,14 | 17,04 | 19,73 | 16,15 | | |
| CaO | 0,28 | 0,00 | 0,28 | 0,14 | 0,00 | 0,14 | | |
| Na ₂ O | — | 0,05 | — | — | 0,04 | — | | |
| K ₂ O | — | 0,015 | — | — | 0,037 | — | | |
| NiO | — | 0,19 | — | — | 0,30 | — | | |
| CoO | — | 0,06 | — | — | 0,10 | — | | |
| V ₂ O ₅ | — | 0,15 | — | — | 0,11 | — | | |
| H ₂ O ⁺ | — | 0,63 | — | — | 1,83 | — | | |
| H ₂ O ⁻ | — | 0,00 | — | — | 0,00 | — | | |
| P ₂ O ₅ | — | — | — | — | — | — | | |
| Сумма | 100,21 | — | 100,38 | 100,30 | | 100,36 | | |

Хромшпинелиды выделены из руд следующих месторождений: 1—3—Каледония, 4—Касимба, 5—Нарцисо, 6—Кайо-Гуан, 7—Потоси, 8—Курба (группа Потоси), 9—Азентура, 10—Ангелина, 11—Гиллермина, 12—Карне-Солтас, 13—хромитовая минерализация в троктолитах, 14—Клеменсия. Анализы 1, 2, 4, 8, 10, 13 выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР О. П. Острогорской. Данные анализов 3, 6, 9, 11, 12, 14 — с месторождений из работы Тейера, анализы 5—7 из работы Гилда.

Пять анализов принадлежат хромшпинелидам руд массива Камагуэй и характеризуют как месторождения в некотором удалении от выходов пород габброидной серии (9—11), так и небольшие хромитовые скопления, обособляющиеся в непосредственной близости к троктолитам (12) и среди троктолитов (13). Последний анализ показывает состав хромшпинелида месторождения Клименсия массива Ольгин.

Для удобства рассмотрения полученного материала данные анализов рудных концентратов были пересчитаны на чистое хромитовое вещество и приведены к 100 вес. %. Вычислением установлен также катионный состав элементарных ячеек шпинелидов, условный молекулярный состав и ряд других характеристик (табл. 4).

Анализы свидетельствуют о широких вариациях в содержании хрома и алюминия в хромшпинелидах руд Кубы и незначительных их колебаниях в хромшпинелидах из месторождений отдельных рудных районов. При этом содержания Fe_2O_3 , FeO и MgO изменяются сравнительно незначительно. Пределы содержаний основных шпинелеобразующих окислов следующие (в вес. %): $\text{Cr}_2\text{O}_3=17,95-59,91$; $\text{Al}_2\text{O}_3=11,67-45,18$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=2,18-5,33$; $\text{FeO}=10,28-14,32$; $\text{MgO}=12,55-17,36$.

При нерезких различиях в общей магнезиальности и железистости хромшпинелидов ($m=60-80$) привлекает внимание широкий диапазон изменений железистости хромсодержащих молекул ($f_{\text{Cr}}=34-100$) параметра, который, согласно исследованиям хромшпинелидов из месторождений Урала, связан не только с содержанием хрома в хромшпинелиде, но и является показателем масштаба оруденения (Чупрынина И. И., Павлов Н. В., 1971).

Хромшпинелиды месторождений и рудопроявлений Кубы принадлежат к ряду минеральных видов (магнохромит, алюмохромит, хромпикотит и пикотит). Руды района Маяри слагаются магнохромитом и алюмохромитом, а в месторождениях района Моа и массива Камагуэй — хромпикотитом. Оруденение, пространственно сопряженное с полями троктолитов, представлено хромпикотитом и пикотитом.

Таким образом, рудам, приуроченным к разным петрографическим комплексам и находящимся в различных горизонтах плутонов, свойствен определенный состав рудообразующих хромшпинелидов.

Химические анализы аксессуарных хромшпинелидов из диопсидсодержащих дунитов, образующих оторочки вокруг рудных тел, и из перидотитов, вмещающих эти рудные тела в массивах Маяри-Баракоеа и Камагуэй показали, что аксессуарные хромшпинелиды перидотитов содержат Cr_2O_3 41—43,5 вес. %, т. е. больше, чем рудообразующие. В то же время в аксессуарных хромшпинелидах содержится больше железа и меньше магния в сравнении с рудообразующими ($\text{FeO}—20-25\%$, $\text{MgO}—9,5-11,5\%$). В диопсидсодержащих дунитах аксессуарные хромшпинелиды по хромистости одинаковы с рудообразующими (месторождение Аventura) или даже более глиноземисты (месторождение Дельта II). По содержанию же магния ($\text{MgO}—10,5-14$) они уступают рудообразующим, а по содержанию железа превосходят хромшпинелиды руд, так же как и аксессуарные хромшпинелиды из перидотитов. Содержания NiO и CoO не превышают 0,2, MnO и TiO_2 —ниже 0,3 вес. %.

Для химически проанализированных образцов хромшпинелидов из руд различных месторождений были измерены параметры элементарных ячеек. Это позволило проследить зависимость величины элементарной ячейки от ее катионного состава. В исследованных образцах, которые до-

Таблица 4

Данные пересчетов химических анализов хромшпинелидов, приведенных в табл. 3

| Оксиды | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| <i>Состав, приведенный к 100% вес. после исключения минеральных примесей</i> | | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 11,67 | 16,21 | 13,76 | 14,25 | 30,74 | 31,15 | 25,52 |
| Cr ₂ O ₃ | 59,91 | 55,02 | 56,85 | 55,67 | 38,82 | 38,27 | 40,51 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,67 | 2,18 | 2,70 | 2,26 | 2,59 | 2,55 | 5,33 |
| FeO | 10,71 | 11,66 | 12,60 | 15,27 | 10,81 | 10,67 | 14,32 |
| MgO | 15,04 | 14,93 | 14,09 | 12,55 | 17,04 | 17,36 | 14,32 |
| <i>Числа катионов в элементарной ячейке на 320</i> | | | | | | | |
| Al | 3,55 | 4,74 | 4,13 | 4,31 | 8,45 | 8,64 | 7,37 |
| Cr | 12,01 | 10,83 | 11,35 | 11,18 | 7,10 | 6,29 | 7,66 |
| Fe ⁺³ | 0,44 | 0,43 | 0,52 | 0,51 | 0,45 | 0,44 | 0,97 |
| Fe ⁺² | 2,27 | 2,43 | 2,66 | 3,24 | 2,09 | 2,03 | 2,84 |
| Mg | 5,73 | 5,57 | 5,34 | 4,76 | 5,91 | 5,97 | 5,16 |
| <i>Условный молекулярный состав</i> | | | | | | | |
| MgAl ₂ O ₄ | 22,18 | 29,64 | 25,81 | 26,95 | 52,82 | 53,98 | 46,04 |
| MgCr ₂ O ₄ | 49,42 | 39,96 | 40,99 | 32,53 | 21,13 | 20,59 | 18,41 |
| FeCr ₂ O ₄ | 25,68 | 27,72 | 29,98 | 37,32 | 23,24 | 22,66 | 29,47 |
| FeFe ₂ O ₄ | 2,72 | 2,68 | 3,22 | 3,20 | 2,81 | 2,77 | 6,08 |
| m | 71,60 | 69,60 | 66,80 | 59,88 | 72,19 | 74,57 | 64,45 |
| f | 28,40 | 30,40 | 23,20 | 40,52 | 27,81 | 25,43 | 35,55 |
| φ | 75,10 | 67,78 | 70,97 | 69,85 | 44,47 | 43,25 | 47,88 |
| f _{Cr} | 34,20 | 40,96 | 42,25 | 53,42 | 51,16 | 52,40 | 61,54 |

| Оксиды | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|--|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|
| <i>Состав, приведенный к 100% вес. после исключения минеральных примесей</i> | | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 29,70 | 32,72 | 34,20 | 31,01 | 45,61 | 45,18 | 26,91 |
| Cr ₂ O ₃ | 39,11 | 35,78 | 34,12 | 36,35 | 22,74 | 17,95 | 42,10 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,81 | 2,88 | 3,21 | 3,73 | 2,45 | 3,93 | 3,22 |
| FeO | 12,73 | 12,31 | 12,20 | 13,33 | 11,87 | 10,98 | 11,49 |
| MgO | 15,65 | 16,31 | 16,27 | 15,57 | 17,33 | 22,65 | 16,28 |
| <i>Числа катионов в элементарной ячейке на 320</i> | | | | | | | |
| Al | 8,24 | 8,97 | 9,29 | 8,67 | 11,58 | 12,78 | 7,59 |
| Cr | 7,24 | 6,52 | 6,22 | 6,67 | 4,01 | 2,67 | 7,84 |
| Fe ⁺³ | 0,52 | 0,51 | 0,49 | 0,66 | 0,41 | 0,55 | 0,57 |
| Fe ⁺² | 2,49 | 2,36 | 2,36 | 2,57 | 2,21 | 1,61 | 2,75 |
| Mg | 5,51 | 5,64 | 5,64 | 5,43 | 5,79 | 6,39 | 5,75 |
| <i>Условный молекулярный состав</i> | | | | | | | |
| MgAl ₂ O ₄ | 51,53 | 56,06 | 58,05 | 54,19 | 72,40 | 79,86 | 47,42 |
| MgCr ₂ O ₄ | 17,30 | 14,41 | 12,48 | 13,72 | 0,00 | 0,00 | 24,42 |
| FeCr ₂ O ₄ | 27,93 | 26,36 | 26,40 | 27,99 | 25,04 | 16,67 | 24,60 |
| FeFe ₂ O ₄ | 3,24 | 3,16 | 3,07 | 4,10 | 2,56 | 3,47 | 3,56 |
| m | 68,83 | 70,48 | 70,52 | 67,91 | 72,40 | 79,86 | 71,84 |
| f | 31,17 | 29,52 | 29,47 | 32,09 | 27,60 | 20,14 | 28,16 |
| φ | 45,23 | 40,77 | 38,88 | 41,71 | 25,04 | 16,67 | 49,02 |
| f _{Cr} | 61,75 | 64,66 | 67,91 | 67,09 | 100,00 | 100,00 | 49,82 |

вольно полно отражают вариации состава хромшпинелидов Кубы (анализы 1, 2, 4, 8, 10, 13 табл. 3 и 4), колебания в содержании основных шпинелеобразующих окислов (в вес. %) и в содержании катионов в элементарных ячейках шпинелидов находятся в следующих пределах: Cr_2O_3 — 17,95—59,91; Al_2O_3 — 11,67—45,18; Fe_2O_3 — 2,18—3,93; FeO — 10,28—15,27; MgO — 12,55—22,65; Cr — 2,67—12,01; Al — 3,55—12,78; Fe^{3+} — 0,55—0,55; Fe^{2+} — 1,61—3,24; Mg — 4,76—6,39.

Это показывает, что для них характерны широкие изоморфные замещения между хромом и алюминием при значительно менее изменяющихся содержаниях Fe^{2+} , Mg и постоянстве содержания Fe^{3+} .

Величина ребра элементарной ячейки в измеренных образцах оказалась равной (в Å): 8,300; 8,294; 8,270; 8,231; 8,216; 8,140, при содержании атомов хрома соответственно 12,01; 11,18; 10,83; 7,24; 6,22; 2,67. Отсюда видно, что величина ребра элементарных ячеек этих хромшпинелидов находится в прямой зависимости от содержания в них хрома. Эта зависимость была изучена ранее в хромшпинелидах Кемпирсайского плутона (Павлов и др., 1968). Для хромшпинелидов Кубы она проявлена настолько четко, что представляется целесообразным применить измерение a_0 при дальнейшем более детальном изучении вариаций химического состава хромшпинелидов в ультраосновных массивах Кубы.

О ВЛИЯНИИ ТЕКТОНИКИ НА МАССИВЫ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

На других массивах, таких как Ольгин и Санта Клара, где хромитовое оруденение проявлено весьма слабо, основное внимание нами было уделено вопросу влияния тектоники на ультраосновные тела, и, в частности, выяснению масштабов перемещения уже закристаллизованных ультраосновных пород в холодном состоянии.

Основные выводы, которые можно сделать по результатам наблюдения в этих и других массивах, следующие.

Интрузия ультрабазитов происходила в начальный этап развития геосинклинали; интрузивы пережили орогенный этап и испытали на себе многократные тектонические воздействия. Тектонические воздействия проявлялись и после их автосерпентинизации, развитой более интенсивно в периферических частях плутонов. Физико-механические свойства серпентинитов определили их текучесть: серпентиниты иначе, чем любые другие интрузивные породы реагируют на давления, в них особенно часто фиксируются разлинзование и срывы по контактам. Следствием этого является трудность обнаружения контактовой минерализации.

Массивы, разные по величине и мощности, реагировали на тектонические воздействия по-разному. В крупных массивах (Маяри-Баракоа) четко проявлены разрывы, разломы и блоковые перемещения, а в маломощных также и пликативные нарушения. В массивах с изменчивой мощностью, как, например, в районе Ольгина, в участках возрастания мощности и незначительной серпентинизации преобладает разрывная тектоника, а в местах с меньшей мощностью ультрабазитов — складчатость и широкое развитие разлинзования.

Величина массивов на территории Кубы нарастает с запада на восток. Степень же тектонической нарушенности ультрабазитов убывает в том же направлении.

Внутри хромитоносных массивов наиболее нарушенными оказываются не только краевые зоны, но и рудоносные, это обусловлено разной компетентностью сред в связи с поздней кристаллизацией остаточного рудно-силикатного расплава. Поэтому в рудоносных зонах больше, чем за их пределами, проявляются интарудные и пострудные нарушения, часто фиксирующиеся жильными образованиями.

Как известно, рядом авторов развиваются представления о холодном внедрении ультрабазитов. Наблюдения, проведенные в районах, которые приводились в качестве ярких примеров проявления захвата ультрабазитами при их холодном внедрении блоков чужеродных пород, не дают основания для такого суждения. В осмотренных нами обнажениях «включения» представляют собой расположенные в тектонических зонах блоки измененных ультрабазитов, пород дайковой серии и гидротермально переработанных вмещающих пород (4—5 км дороги Санта Клара — Маникарагуа), либо, наконец, породы зоны гидротермальной минерализации ультрабазитов (г. Пеломало, 9 км дороги Санта Клара — Камагуэй). Вопрос о наличии внутри тел ультрабазитов обломков и блоков чужеродных пород, не известных в стратиграфическом разрезе района, требует дополнительно более углубленного петрографического изучения. Тем более, что это является одним из основных аргументов в пользу холодного внедрения ультрабазитов. К тому же определенное вполне закономерное внутреннее строение крупных ультраосновных массивов, характерное не только для Кубы, но и для других изучавшихся нами регионов, строго закономерное размещение в этих массивах петрографических фаций и приуроченность к ним рудоносных горизонтов с оруденением вполне определенного химического состава, не позволяют считать ультраосновные тела образованными случайной смесью обломков полнокристаллического мантийного вещества и захваченных по пути его перемещения различных чужеродных пород.

Генезис ультрабазитов и их рудоносность

Рассмотрение условий формирования хромитовых месторождений невозможно в отрыве от генезиса вмещающих их ультрабазитов. Все исследователи, изучавшие в разное время хромитоносность ультрабазитов Кубы, считают ультраосновные породы магматическими образованиями, а хромитовые руды — одной из фаций этого магматического комплекса (Тейер, Флинт, Гилд, Адамович, Семенов, Лисицын, Мурашко, Демин и др.). Выше было показано, что пока еще нет достаточных оснований для отрицания магматического происхождения ультраосновных пород. Изложенный фактический материал не позволяет принять точку зрения об их формировании путем холодного внедрения по разломам мантийных обломков и блоков твердых полнокристаллических пород.

История формирования ультраосновных плутонов представляется нам в следующем виде.

На ранних этапах развития Кубинской геосинклинали, вслед за излияниями эффузивов основного и среднего состава, по глубинному разлому, соответствующему современной зоне сочленения эв- и миогеосинклинали, из подкоровых глубин внедрялась ультраосновная магма, давшая

гипербазитовые плутоны, представляющие собой интрузивный член офиолитовой формации.

Внедрение происходило в верхнемеловое время, что доказывается прорывом ультрабазитами отложений нижнего и верхнего мела до кампана включительно, и размывом ультраосновных массивов в маастрихтское время.

Устанавливается определенная направленность в масштабах проявления ультраосновного магматизма. Это отражено нарастанием с запада на восток степени насыщения интрузивными телами участков эвгеосинклинали, прилегающих к зонам глубинных разломов, и в размерах отдельных ультраосновных тел.

В связи с проявлением складчатости орогенного этапа развития геосинклинали, мелкие тела ультрабазитов утратили связь с подводящими каналами и стали бескорневыми; крупные же массивы сохраняли такую связь более длительное время.

Петрографический состав комплексов, слагающих мелкие и крупные интрузивы, различен. Для мелких тел характерна большая монотонность петрографического состава (это в основном перидотиты), а для крупных тел свойственна более высокая степень дифференцированности, вплоть до проявления зональности.

В прямой связи со степенью дифференцированности плутонов находится их хромитонность. Мелкие — недифференцированные, бескорневые (наиболее тектонически нарушенные) тела ультрабазитов, как правило, содержат очень незначительные проявления высокоглиноземистых хромитовых руд, тогда как в мощных дифференцированных плутонах имеется более крупное по размерам оруденение. При этом определенным петрографическим зонам таких плутонов соответствует оруденение определенного химического состава.

Таким образом, по мере продвижения с запада на восток не только возрастают размеры интрузивных тел, но и степень их дифференцированности и рудоносности.

Относительно обособления рудного вещества, как фации ультрабазитов, и механизма формирования рудных тел в плутонах на месте их современного залегания имеется ряд мнений. Т. П. Тейер (Thayer, 1942), Д. Е. Флинт (Flint et al., 1948) и П. В. Гилд (Guild, 1947) считали, что хромитовые руды образованы путем сегрегации хромшпинелидов из кристаллизующегося ультраосновного расплава в пределах глубинного очага, в результате чего у его дна возник твердый хромитовый слой. После внедрения силикатной части расплава в камеру плутона и его частичной кристаллизации по прототектоническим каналам происходило дополнительное поступление смеси кристаллов оливина и интерстициального расплава, которая увлекала с собой фрагменты твердых рудных слоев и транспортировала их в прикровельные горизонты плутона, сложенные габбро, троктолитами и анортозитами.

В более поздней работе Г. П. Тейер (Thayer, 1969) сообщает, что подформные хромитовые месторождения, и в их числе месторождения Кубы, рассматриваются первоначально образованными в виде слоев при гравитационной дифференциации жидкой магмы в верхних частях мантии, подобно тому как образуются хромитовые слои в стратиформных интрузивах. Далее эти расслоенные дифференциаты в виде горячей мешанины перемещались в земную кору. При этом хромит был твердым и жестким по сравнению с оливином и плагиоклазом, которые, хотя и бы-

ли твердыми, вели себя более или менее пластично при дроблении и перекристаллизации.

А. Т. Демин и А. К. Косарецкий (1966), рассматривая генезис хромитовых месторождений, также допускают существование двух стадий формирования хромитоносных плутонов. На первой стадии произошло внедрение перидотитового расплава и обособление в глубоких горизонтах плутона в процессе кристаллизации остаточного рудносиликатного расплава. Со второй стадией связан вынос рудного вещества «в полутвердом состоянии» габброидным расплавом в верхние горизонты и локализация его по разрывным нарушениям в ранее внедрившихся перидотитах.

Ю. Л. Семенов выделяет два генетических типа хромитовых руд — сегрегационный и гистеромагматический.

Образование их представляется следующим. Магматический расплав, заполнив камеру плутона разделяется на части габброидного и ультраосновного состава. Последующая кристаллизация образует габброиды на верхних уровнях тела и ультрабазиты в более глубоких.

Хромшпинелиды и оливин, выделяющиеся первыми в процессе кристаллизации, осаждаются и накапливаются в глубоких частях магматической камеры, образуя сегрегационные рудные тела, которые локализуются в сопряжении с дунитами. В процессе кристаллизации формируются также и остаточные рудные расплавы. Будучи отжатыми по системе прототектонических трещин, они кристаллизуются в перидотитах вблизи их границы с габброидами.

Механизм формирования руд первого типа автор считает аналогичным формированию месторождений в стратиформных ультраосновных интрузивах платформенных областей. Руды же второго типа и процессы их образования сопоставляются с подобными им в ультраосновных массивах геосинклинальных областей.

Нами длительное время изучались сложно дифференцированные массивы Урала и в их числе один из уникальных по хромитоносности Кемпирсайский плутон. Было выявлено, что для них характерно закономерное размещение петрографических фаций, или зональность, подобная описанной выше при характеристике массива Маяри-Баракоа. Она проявляется в уменьшении кремнекислотности комплексов пород по мере приближения к каналу, через который происходило поступление ультраосновного материала. В удалении от него размещаются оливин — плагиооклазовые породы — троктолиты, иногда пироксениты, затем следует горизонт перидотитов и, наконец, перидотиты со значительным количеством дунитовых обособлений. Изменяется не только соотношение пород разной кремнекислотности в этих комплексах, но и химический состав слагающих их минералов — и породообразующих и аксессуарных. Прежде всего, меняются соотношения железа и магния в породообразующем оливине, хотя и в небольших пределах (от 1,5 до 11% фаялитового компонента); изменения эти вполне закономерны.

Изменяется также соотношение железа и магния в хромсодержащих молекулах аксессуарных хромшпинелидов. Железистость оливина и хромсодержащих молекул в хромшпинелидах находятся в прямой зависимости (Павлов, Чупрынина, 1969).

Установлено, что оруденение локализуется в трех горизонтах. Первый располагается в зоне перехода от троктолитов к перидотитам, второй приурочен к перидотитам гарцбургитового состава, а третий сопряжен

с шпирово-полосчатым дунит-перидотитовым комплексом, проявляющимся вблизи подводящего канала. Руды, размещенные в этих горизонтах, различны как по химическому составу рудообразующих хромшпинелидов, так и по масштабам их скоплений. Так, в верхнем горизонте размер рудных тел невелик, а руды глиноземисты и низкохромисты. В перидотитовом горизонте рудные тела несколько крупнее, но также слагаются высокоглиноземистым хромшпинелидом. Мощные и протяженные тела руд высокого качества размещаются в третьем горизонте, в дунит-гарцбургитовом комплексе, вблизи подводящего канала (Павлов и др., 1968).

В рудообразующих хромшпинелидах от горизонта к горизонту с уменьшением кремнекислотности вмещающих петрографических комплексов уменьшается и количество железа в хромсодержащих молекулах (f_{Cr} — по расчету химических анализов). В пределах каждого из горизонтов величина f_{Cr} закономерно уменьшается по мере увеличения концентрации рудного вещества, т. е. с возрастанием масштабов оруденения.

Ознакомление с особенностями геологического строения ультраосновных массивов Кубы показало, что наиболее крупные из них имеют много общих черт с хромитовыми плутонами СССР, как в строении интрузивных тел, так и в локализации в них оруденения.

Петрографический разрез с оруденением дунит-гарцбургитового и собственно гарцбургитового рудоносных горизонтов представлен в огромном интрузивном теле Маяри-Баракоа.

В массиве Камагуэй эрозией вскрыты только верхние части интрузивного тела и соответствующие им два типа оруденения. Первое связано с небольшими телами дунитов и перидотитов (верлитов), обособляющихся среди троктолитов. Оруденение не имеет промышленного значения и интересно лишь в генетическом отношении. Оруденение другого типа локализуется в залегающих ниже гарцбургитах. Основные промышленные месторождения размещаются в этом рудоносном горизонте. Он развит и в массиве Маяри-Баракоа. Именно этот горизонт является до сих пор основным источником добычи руд на Кубе, хотя, как известно из мировой практики, для таких горизонтов не характерно крупномасштабное оруденение (с миллионными запасами).

Проведенный нами анализ имеющихся в литературе весьма скудных сведений о химическом составе рудообразующих хромшпинелидов из ультраосновных массивов Кубы и полученных нами данных (табл. 2 и 3) также подтверждает существование названных продуктивных горизонтов, специфику состава шпинелидов каждого из горизонтов и сходство с оруденением изученных нами массивов Урала, особенно Кемпирсайского.

Табл. 5 позволяет сопоставить характерные особенности рудообразующих хромшпинелидов из горизонтов разной глубинности Кемпирсайского плутона и оруденения, занимающего аналогичное положение в интрузивах Кубы, как по содержанию в них окислов железа и хрома (вес. %), так и по вычисленным показателям (в мол. %) их хромистости

$$\left(\varphi = \frac{Cr_2O_3 \cdot 100}{Cr_2O_3 + Al_2O_3 + Fe_2O_3} \right)$$

и железистости хромсодержащих молекул $\left(f_{Cr} = \frac{Fe Cr_2O_4 \cdot 100}{Fe Cr_2O_4 + Mg Cr_2O_4} \right)$.

Таблица 5

Некоторые особенности химического состава хромшпинелидов
Кемпирсайского плутона на Южном Урале и массивов Маяри-Баракоа,
Камагуэй, Ольгин на Кубе

| Компоненты | Кемпирсайский массив | Маяри-Баракоа | Камагуэй | Ольгин |
|---|----------------------|---------------|-------------|--------|
| <i>I горизонт</i> | | | | |
| Cr ₂ O ₃ * | 35,00 | | 17,95—22,74 | |
| FeO | 16,08 | | 10,28—11,87 | |
| φ | 40,50 | ? | 16,67—25,04 | |
| f _{Cr} | 89,58 | | 100,00 | |
| <i>II горизонт</i> | | | | |
| Cr ₂ O ₃ | 33,3—46,0 | 38,27—40,51 | 34,12—36,35 | 42,10 |
| FeO | 11,3—16,1 | 10,67—14,32 | 12,20—13,33 | 11,49 |
| φ | 38,4—55,3 | 43,25—47,88 | 38,88—41,71 | 49,02 |
| f _{Cr} | 49,7—80,0 | 51,16—61,75 | 64,66—67,91 | 49,82 |
| <i>III горизонт</i> | | | | |
| <i>а) мелкие рудные тела, сопутствующие крупным</i> | | | | |
| Cr ₂ O ₃ | 59,3—61,9 | 55,02—59,91 | | |
| FeO | 11,6—18,7 | 10,71—15,27 | | |
| φ | 74,65—77,87 | 79,85—75,10 | ? | |
| f _{Cr} | 37,86—49,10 | 34,20—53,42 | | |
| <i>б) крупные рудные тела</i> | | | | |
| Cr ₂ O ₃ | 60,1—64,6 | | | |
| FeO | 10,1—16,9 | | | |
| φ | 77,80—82,64 | ? | ? | |
| f _{Cr} | 20,03—49,34 | | | |

Примечание. * Окислы Fe и Cr даны в вес. %, φ и f_{Cr}—в мол. %.

Для первого горизонта, непосредственно связанного с габброидами и являющегося непромышленным как в Кемпирсайском массиве, так и в массиве Камагуэй, характерно низкое содержание хрома в хромшпинелидах и максимальное значение f_{Cr} (90—100%).

Возможно, руды этого типа развиты и в массиве Маяри-Баракоа.

Хромшпинелиды руд второго — собственно гарцбургитового горизонта массивов Кубы по содержанию хрома и алюминия, а также по величине f_{Cr} вполне сопоставимы с таковыми из соответствующего горизонта Кемпирсайского массива. Однако существуют некоторые отличия состава хромшпинелидов гарцбургитового горизонта в разных массивах. Так, в районе Моа содержание окиси хрома несколько выше, чем в массиве Камагуэй (38—40 и 34—36 вес. %). Соответственно f_{Cr} составляет 51—61% в рудообразующих хромшпинелидах района Моа и 65—68 вес. % — Камагуэя. По-видимому, содержание хрома находится в связи с глу-

биной залегания рудного тела в гарцбургитовом горизонте и понижается с приближением к габброидам.

Хромшпинелиды руд третьего горизонта, связанного с дунит-гарцбургитовым комплексом Кемпирсайского массива, очень высокохромисты. В рудном поле крупным рудным телам сопутствуют более мелкие. При сравнительно небольших колебаниях содержания хрома в хромшпинелидах оно тем выше, чем крупнее рудные тела.

Как видно из табл. 5, состав хромшпинелидов месторождений Каледония и Касимба района Маяри довольно близок составу хромшпинелидов из более мелких рудных тел Кемпирсая (Cr_2O_3 — 55—60% в хромшпинелидах руд района Маяри и 59—62 вес.% — Кемпирсайского массива, соответственно f_{Cr} составляет 34—53 и 38—49%). Эти рудные тела сопоставимы и по геологическим условиям залегания, текстурно-структурным особенностям руд и по масштабу оруденения.

По-видимому, следует предполагать наличие более крупных рудных концентраций в рудоносной зоне района Маяри подобно тому, как это наблюдается в Главном рудном поле Кемпирсайского массива.

Можно ожидать также обнаружение дунит-перидотитового комплекса и сопряженного с ним оруденения в западной части массива Камагуэй.

Обобщая данные наблюдений по особенностям геологического строения и хромитоносности ультраосновных массивов Кубы и учитывая аналогичный фактический материал по другим геосинклинальным областям (Урал, Кавказ, Балканы, Монгольская геосинклиналь) и принимая во внимание сходство ультрабазитов Кубы с массивами, развитыми в этих регионах, можно наметить следующую генетическую схему.

В подкоровых условиях, в зоне верхней мантии зарождается магматический очаг. После этого в нем происходит дифференциация вещества, приводящая к гетерогенности расплава; в верхних частях магматического очага накапливаются Al, Ca, Na, Fe, Ti и др., тогда как более глубокие его зоны обогащаются магнием и хромом.

При дальнейшей эволюции расплава начинается обособление участков существенно окисного состава. Этому способствует дистилляция летучих веществ мантии, дающих сложные комплексные соединения со шпинелеобразующими компонентами (Al, Cr, Fe). Комплексные соединения способны длительное время удерживать в расплаве рудные компоненты и таким образом понижать температуру его кристаллизации. В составе рудных расплавов находит отражение соотношение компонентов в исходном существенно силикатном расплаве.

Поступая по глубинным разломам в земную кору, такой гетерогенный магматический расплав образует интрузивные тела.

В зависимости от того, как долго сообщается pluton с глубинным очагом и каков объем поступившей магмы, будут различны и степень дифференцированности и степень рудоносности plutона. Если разлом относительно быстро замкнулся и тело утратило связь с глубинным очагом, оно, как правило, слагается породами, кристаллизация которых происходила из порций магмы более кислого состава. Увлеченные этим расплавом порции рудно-силикатных расплавов будут небольшими по объему (так как большая часть хрома накапливалась в глубоких горизонтах подкорового очага) и наряду с хромом будут содержать большое количество глинозема.

В тех случаях, когда pluton длительное время сообщается с глубинным очагом, в его камеру поступает расплав, соответствующий более глу-

бским горизонтам подкорового магматического очага. Этот расплав приносит с собой более крупные и богатые хромом рудные концентрации. Породы и руды, кристаллизующиеся из расплавов этого глубинного горизонта в камере плутона, как правило, локализуются вблизи подводящего канала. Итак, гетерогенность расплава, возникающая в подкоровых условиях еще до его поступления в камеру плутона и характер процесса внедрения его в земную кору определяют основные закономерности размещения рудоносных горизонтов в интрузивных телах и общую потенциальную их хромитоносность.

Локализация же рудных концентраций в пределах рудоносных зон находится в зависимости от формы интрузивных тел, особенностей внутреннего петрографического строения и их прототектоники. Поэтому при выявлении месторождений хромитовых руд для каждого интрузивного тела необходимо решение именно этих вопросов.

ВЫВОДЫ

1. Ультраосновные массивы Кубы представляют типично геосинклинальные образования. Они приурочены к глубинным разломам в зоне сопряжения эвгеосинклинали и миогеосинклинали и размещены в антиклинорных структурах эвгеосинклинали. Возраст внедрения ультрабазитов предположительно предмаастрихтский.

2. Ультрабазиты обнажаются на протяжении 900 км. Площади отдельных выходов возрастают с запада на восток. Самые крупные по площади и мощности интрузивы расположены на северо-востоке провинции Ориенте.

3. В отношении хромитоносности наибольший интерес представляют массивы Маяри-Баракоа и Камагуэй. Они принадлежат дунит-троктолит-гарцбургитовой субформации перидотитовой формации ультрабазитов и представляют лакколитообразные тела, характеризующиеся значительной дифференцированностью и приуроченностью рудоносных горизонтов к определенным петрографическим комплексам.

4. В массиве Маяри-Баракоа, занимающем площадь около 2500 км² выделяются три петрографических комплекса — габбро-троктолитовый, гарцбургитовый и дунит-гарцбургитовый. Размещение их в теле интрузива закономерное. Породы габбро-троктолитового комплекса развиты в прикровельных горизонтах, преимущественно на востоке массива, гарцбургиты слагают основную часть тела, породы полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса известны на западе массива, где по геофизическим данным предполагается подводящий канал. В массиве устанавливается два основных рудоносных горизонта, соответствующие гарцбургитовому и дунит-гарцбургитовому комплексам и отличающиеся по химическому составу руд и слагающих их минералов.

5. В массиве Камагуэй площадью около 1000 км² под останцами кровли залегает комплекс габброидных пород (анортозиты, оливиновое габбро, троктолиты), сменяющийся ниже перидотитами гарцбургитового состава. Хромитовое оруденение развито в двух горизонтах, размещающихся в зоне сопряжения габброидного и перидотитового комплексов, а также в собственно гарцбургитах.

6. Оруденение, приуроченное к различным петрографическим комплексам, отличается по составу рудообразующих хромшпинелидов. Руды:

верхнего горизонта, развитого в массиве Камагуэй в зоне сопряжения троктолитов и гарцбургитов, непромышленны, хромшпинелиды содержат менее 23% Cr_2O_3 и 45% Al_2O_3 . Основная добыча хромитовых руд на Кубе производится из месторождений, залегающих в гарцбургитах. Содержание Cr_2O_3 в хромшпинелидах руд гарцбургитового горизонта в массиве Маяри-Баракоа 40%, и в массиве Камагуэй — 35%. Хромшпинелиды месторождений, связанных с дунит-гарцбургитовым комплексом массива Маяри-Баракоа, содержат 55—60% Cr_2O_3 . Однако запасы этих высокохромистых руд составляют лишь 4% от общих запасов.

7. По петрографическому составу пород, их размещению в теле интрузива, положению рудоносных горизонтов и химическому составу руд массив Маяри-Баракоа весьма сходен с Кемпирсайским хромитоносным массивом СССР.

8. Перспективным на обнаружение месторождений высококачественных хромитовых руд со значительными запасами представляется массив Маяри-Баракоа в той его части, где развиты наиболее ультраосновные и наиболее глубинные фации, т. е. в районе Сьерра-де-Нипе. Здесь можно ожидать рудные обособления значительно более крупные, чем, например, в месторождении Каледония, но залегающие на несколько больших глубинах. Что касается высокоглиноземистых руд, главная масса которых сосредоточена в районе Моа-Баракоа, то оруденение этого типа может быть выявлено в заметно больших количествах, чем оно известно сейчас, однако наличие крупных компактных тел с запасами свыше миллиона тонн руды маловероятно.

Следующим по перспективной рудоносности следует считать массив Камагуэй. Здесь помимо гарцбургитового горизонта, несущего огнеупорные хромитовые руды, можно ожидать и существование более глубокого хромитоносного дунит-гарцбургитового горизонта. Для обнаружения его необходима постановка геофизических работ и структурного бурения к западу от районов проявления известного оруденения. Остальные массивы — Ольгин, Санта-Клара и другие значительно менее перспективны по хромитоносности вследствие их слабой дифференцированности и, вероятно, малой вертикальной мощности.

9. Для успешных поисков хромитовых руд, выявления хромитоносных зон и заключенных в них рудных тел, необходимо дальнейшее изучение ультраосновных плутонов, которое должно проводиться в следующих основных направлениях:

а) выявление геофизическими методами формы плутонов и их мощностей;

б) детальное петрографическое расчленение ультрабазитов в процессе крупномасштабного геологического картирования для выявления их внутреннего строения;

в) углубленное изучение особенностей состава пород и руд, а также состава слагающих их минералов, для использования в процессе поисков руд петрохимических и геохимических данных;

г) изучение элементов прототектоники в связи с формой интрузивного тела, распределением в нем петрографических фаций и размещением оруденения в пределах рудоносных горизонтов;

д) изучение форм рудных тел и их связи с прототектоникой для выявления закономерностей локализации руд.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамович А. Ф., Чехович В. Д. Основные черты геологического строения Восточной Кубы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 39, вып. 1, 1964.
- Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М., изд-во «Наука», 1968.
- Павлов Н. В., Чупрынина И. И., Острогорская О. П. О составах сосуществующих оливинов и хромшпиннелидов из пород и руд дунит-гарцбургитовой формации.— Геология рудных месторождений, т. XI, № 2, 1969.
- Пуцаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническая карта Кубы, масштаб 1:1 250 000.— В сб. «Геология и полезные ископаемые Кубы». М., изд-во «Наука», 1967.
- Чупрынина И. И., Павлов Н. В. О составе оливинов и хромшпиннелидов ультраосновных массивов в связи с их хромитонностью.— Материалы совещания по составлению прогнозно-металлогенических карт на хромиты. М., 1971.
- Flint D. E., Albear I. F., Guild P. W.— Geology and chromite deposits of the Camagüey province, Cuba.— U. S. Geol. Serv. Bull., 1948, 954-B.
- Furrazola-Bermudez G., Judoley C. M., Mijaylovskaya M. S., Mirolubova Y. S., Novojetsky I. P., Núñez Jiménez, A., Solsona J.— Geologia de Cuba.— Habana, 1964.
- Guild P. W. Petrology and structure of the Moa chromite district Oriente province, Cuba.— Amer. Geol. Union, Trans., 1947, vol. 28, № 2.
- Kenarev V. V. Características mineralógicas yacimiento «Potosi».— Cuba.— Tecnológica, 1966, v. 4, N 3.
- Kenarev V. V. Sobre la relación genética de la cromitas con las facies de hiperbasitas.— Cuba, Tecnológica, 1967, vol. 5, N 2.
- Lewis G. E., Straczek J. A. Geology of South-Central Oriente, Cuba.— U. S. Geol. Serv. Bull., 1955, 975-D.
- Semenov Y. L. Yacimientos cromitos de Cuba.— Tecnológica, 1968, N 3—4.
- Soloviev O. N., Skidan S. A., Skidan I. K., Pankratov A. P., Judoley C. M. Comentarios sobre el mapa gravimétrico de la isla de Cuba.— Tecnológica, 1964, N 2.
- Thayer T. P. Chrome resources of Cuba.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1942, 935-A.
- Thayer T. P. Principial features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Sorridag district, Turkey.— Econ. Geol., 1964, vol. 59, N 8.
- Thayer T. P. Gravity Differentiation and magmatic re-emplacment of podiform chromite deposits.— Econ. Geol., 1969, N 4.

МАРГАНЦЕНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ ЭЛЬ-КОБРЕ (ПРОВИНЦИЯ ОРИЕНТЕ, КУБА)

Е. А. Соколова, А. Брито, Д. П. Коутин

Комплекс пород мелового и палеогенового возрастов, отвечающий формации Эль-Кобре, широко распространен в южной части провинции Ориенте и давно привлекает внимание исследователей, так как с ним связано большое количество месторождений полезных ископаемых, особенно марганца и меди. Нашей задачей являлось изучение формации Эль-Кобре в связи с ее марганценосностью. Исследования проводились в двух направлениях: изучалась литология рудовмещающих отложений и особенности проявления марганцевого оруденения, что отражено в двух разделах статьи. Предлагаемая работа базируется на полевых наблюдениях авторов и данных, полученных в процессе лабораторной обработки собранных материалов. Частично использовались также работы наших предшественников, особенно те, в которых дается характеристика месторождений, уже обработанных в настоящее время.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ФОРМАЦИИ ЭЛЬ-КОБРЕ

В настоящем разделе статьи рассматриваются два основных вопроса: 1) ограничение формации Эль-Кобре и принципы детализации ее внутреннего строения и 2) характеристика основных групп пород в составе формации Эль-Кобре и их пространственные взаимоотношения.

Ограничение формации Эль-Кобре и принципы детализации ее внутреннего строения

Формация Эль-Кобре, как самостоятельная ассоциация пород, была выделена С. Тейбером (Taber, 1934), который впервые детализировал разрез отложений мелового и палеогенового возрастов, слагающих хребты

Сьерра-Маэстра и их отроги, выделив в их составе формации Винент (мел), Эль-Кобре (эоцен) и Сан-Луис (эоцен). Формации Винент и Эль-Кобре представлены преимущественно вулканическими породами, а формации Сан-Луис отвечает серия осадочных образований¹. К формации Винент С. Тейбер относит наиболее низкие горизонты вулканического комплекса, обнажающиеся в южных отрогах хребта Гран-Пиедра (вблизи поселка Винент) и, возможно, слагающие южный фланг хребта Туркино. В ее составе преобладают лавы андезитового и базальтового составов, потоковые брекчии, агломераты, туфы. В подчиненном количестве присутствуют мраморизованные известняки и аргиллиты. Надо отметить, что существенных отличий в характере отложений, относимых С. Тейбером к формациям 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 формации Винент определяется в 1500 м.

В составе серии Эль-Кобре (по Тейберу формации Кобре) В. П. Вудринг и С. Н. Девис (Woodring, Daviess, 1944) выделили две самостоятельные формации: вулканическую формацию Эль-Кобре и формацию Чарко-Редондо, представленную преимущественно карбонатными породами.

Наиболее детальная геологическая характеристика рассматриваемого района дана в монографии Г. Е. Льюиса и Дж. А. Страчека (Lewis, Straczek, 1955), многие выводы которых легли в основу современных представлений о геологии и частично металлогении юга центральной части провинции Ориенте. Эти исследователи трактуют формацию Эль-Кобре в том же объеме, что и Тейбер и рассматривают известняки Чарко-Редондо в качестве ее составной части (Charco Redondo limestone member). Мощность формации Эль-Кобре определяется в 4000—6000 м. Формацию Винент Г. Льюис и Дж. Страчек также выделяют; причем они обращают внимание на ее слабую изученность и неопределенность границ. В работе этих авторов дается описание главных типов пород, слагающих формацию Эль-Кобре, и делаются выводы об условиях их формирования.

Палеонтологические исследования, проведенные Г. Льюисом и Дж. Страчком, значительно уточнили стратиграфическое положение конкретных комплексов пород². В слоях, относимых к формации Винент, была обнаружена фауна, характерная для верхнего и, может быть, верхов нижнего мела. Возраст формации Эль-Кобре, на основании палеонтологических данных, 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.

¹ Формация Сан-Луис в данной работе не рассматривается. Для нас она представляет интерес только как комплекс пород, непосредственно сменяющий формацию Эль-Кобре вверх по разрезу.

² В числе предшественников Льюиса и Страчека, занимающихся вопросами стратиграфии изучаемых толщ, помимо Тейбера, Девиса и Вудринга, должны быть названы также Хейс, Вен, Спенсер (Hayes, Vaughan, Spencer, 1901), Кейзер (Keijzer, 1945) и др.

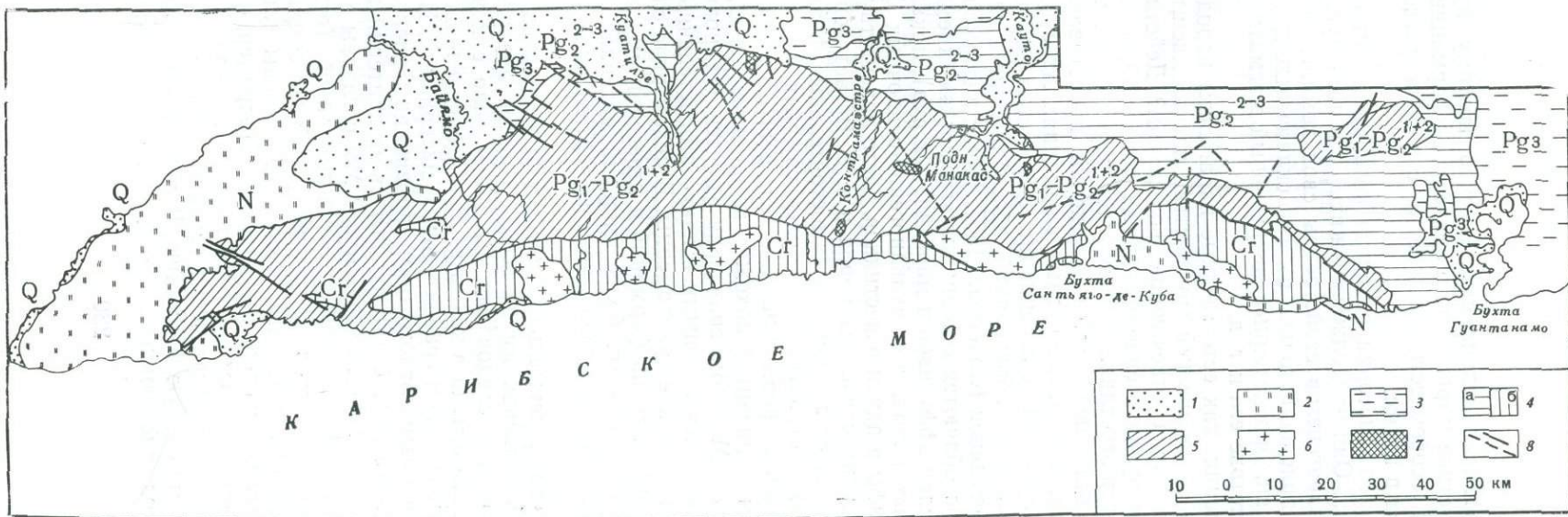
В более поздних сводных работах Бермудес (Bermudez, 1961) дополнительные сведения о составе, строении и стратиграфическом положении формации Эль-Кобре не приводится. Следует отметить только, что на геологической карте масштаба 1 : 500 000, составленной коллективом авторов под руководством К. М. Худолея в 1963 г., в пределах рассматриваемой территории выделены стратиграфические единицы — свиты, отвечающие мелу (от аптского до маастрихтского ярусов включительно), палеоцену и разным отделам эоцена. Структурное положение формации Эль-Кобре отражено на тектонической карте Кубы (Пушаровский, Кинппер, Пунг-Рифа, 1967). Согласно схеме, предложенной этими авторами, формация Эль-Кобре слагает осевую часть и северное крыло антиклинория Сьерра-Маэстра. Южное крыло этой структуры скрыто под водами Карибского моря, а в северном направлении она сменяется Восточно-Кубинским синклинорием, выполненным отложениями формации Сан-Луис (верхний эоцен).

В последнее десятилетие в районах развития формации Эль-Кобре проводился ряд тематических исследований, которые позволили на отдельных участках детализировать ее состав и строение. Результаты этих работ в настоящее время опубликованы только частично (Lavegov, Sabrega, 1965; Адамович, Чехович, 1966).

Мы не имели возможности с одинаковой детальностью обследовать всю полосу выходов пород мелового и палеогенового возрастов южной части провинции Ориенте. Наши работы были сосредоточены главным образом в восточной части этой полосы, ограниченной с запада примерно долготой бухты Сантьяго-де-Куба (фиг. 1). В более западных районах проводились только маршрутные исследования, которые тем не менее позволили составить представление о характере латеральных изменений изучаемых отложений.

Переходя к характеристике формации Эль-Кобре, следует уточнить, что мы понимаем под термином «формация», так как в настоящее время в это понятие геологами разных школ вкладывается различный смысл. Сущность основных направлений учения о формациях излагалась в одной из наших ранее опубликованных работ (Albear et al., 1968). Мы, так же как Н. С. Шатский и Н. П. Херасков (Шатский, 1960, 1965; Херасков, 1952, 1963), под геологическими формациями понимаем естественные комплексы пород или литологических фаций, которые парагенетически связаны друг с другом. Формационный метод анализа геологических данных базируется на выделении формаций как естественных геологических тел и на раскрытии парагенетических связей слагающих их пород. Применение формационного метода исследования в ряде случаев дает интересные практические результаты. Так, например, вопросы генезиса руд или закономерностей их локализации в земной коре, часто не удается решить путем одного лишь изучения вещественного состава руд и их структурных и текстурных особенностей. Для выяснения этих проблем должен быть изучен весь парагенез руд и вмещающих их пород в целом, рассмотрена вся рудовмещающая формация. Последователи формационного учения исходят из того, что руды также тесно парагенетически связаны с другими породами, слагающими данную формацию, как эти последние между собой.

Следовательно, вскрытие связей между отдельными членами парагенезов и конкретными ассоциациями пород, входящими в их состав, будет способствовать выяснению особенностей оруденения и облегчит



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

1 — (Q) — отложения четвертичного возраста; 2 — (N) — неоген; 3 — (Pg₃) — олигоцен; 4a — формация Сан-Луис — Pg₂²⁺³ средний и верхний эоцен; 4б — формация Эль-Кобре (Cr) — мел; 5 — формация Эль-Кобре (Pg₁ — Pg₂¹⁺²) —

палеоцен, нижний и средний эоцен; 6 — интрузивные породы; 7 — экструживные купола; 8 — разрывные нарушения установленные и предполагаемые

задачу поисков полезных ископаемых. Именно поэтому прежде чем перейти к характеристике марганцевого оруденения формации Эль-Кобре, мы рассмотрим особенности состава и строения всего рудовмещающего парагенеза в целом.

Формации — это тела, история развития которых не ограничивается этапом седиментации. Они продолжают «жить» и в последующее время. Различным типам парагенезов свойственны свои комплексы вторичных изменений, особый, присущий только им тип складчатых дислокаций и разрывных нарушений, определенный интрузивный магматизм или, напротив, полное отсутствие его и т. д.

Определяя формации, как естественные парагенезы пород, мы неизбежно сталкиваемся со следующей трудностью: какого масштаба должны быть ассоциации пород, отвечающие формациям? Действительно, в составе большинства вулканогенно-осадочных формаций, в том числе и марганценосных, могут отчетливо обособляться характерные сообщества пород, существенно отличающиеся от отложений, представляющих фон формации. Например, в марганценосных формациях Атасуевского типа таковыми являются рудоносные ассоциации кремнистых пород, вулканитов и глинисто-карбонатных образований, обособляющиеся на фоне светлых рифогенных известняков (Соколова, 1967, 1968); в формациях Калифорнийского типа обособляются ассоциации «*ged rocks*» (кремнистые породы, туффиты, прослойки эффузивов и марганцевых руд), локализующиеся среди терригенных пород, а в вулканогенно-осадочных формациях типа Эль-Кобре — рифы и пачки известняков, часто присутствующие среди эффузивных и пирокластических пород и т. д. Встает вопрос, выделять ли подобные сообщества пород в самостоятельные формации или рассматривать их как составную часть более крупных парагенезов пород? Задача ограничения формаций, как тел, решается прежде всего сравнительным путем, типизацией похожих комплексов пород, развитых в различных регионах. Методом сравнения удается установить, какие члены парагенезов являются главными и какие второстепенными, какие их признаки случайны, а какие закономерны. В целом ряде случаев для решения вопроса об ограничении формаций и отнесении их к определенному типу приходится привлекать более широкий материал, сравнивая не только отдельные комплексы пород, но и их вертикальные и горизонтальные ряды.

Несмотря на то что сравнительный метод при выделении формаций является весьма эффективным, им не всегда удается воспользоваться. Действительно, в начале исследования мы имеем дело с конкретными парагенезами пород, развитыми в каком-то одном определенном районе, и далеко не всегда располагаем сравнительным материалом. Именно так обстоит дело и с изучаемыми отложениями провинции Ориенте. Как же следует поступать в этом случае, что принимать за критерий выделения того или иного комплекса пород в формацию? Мы согласны с Г. А. Каледой (Каледа, 1966), который пишет: «Каждый такой (отвечающий формации Е. С.) комплекс должен достаточно устойчиво сохраняться по разрезу и в пространстве, отдельные члены его должны закономерно повторяться по разрезу и в пределах комплекса». Например, если линзы и рифовые тела известняков встречаются на разных горизонтах серии вулканических пород и парагенетически связаны с последними, то они образуют с вулканитами единую формацию. В то же время, мощные толщи карбонатных пород, сменяющие в пространстве вулканические фор-

мации, что часто наблюдается в геосинклинальных условиях, несомненно отвечают самостоятельным формациям (Соколова, 1961).

Проблема ограничения формации Эль-Кобре сводится по существу к двум вопросам: 1) определение ее нижней границы и выяснение взаимоотношений между комплексами Винент и Эль-Кобре (по Тейберу, Льюису и др.) и 2) целесообразность выделения карбонатной пачки Чарко-Редондо из состава формации Эль-Кобре в самостоятельную формацию. Оба эти вопроса решаются путем изучения вещественного состава формации Эль-Кобре и взаимоотношений слагающих ее ассоциаций пород.

В процессе полевых работ мы детально изучили несколько разрезов отложений, относимых к формациям Винент и Эль-Кобре и пришли к выводу, что им отвечает непрерывная серия преимущественно вулканических пород, которые составляют единый крупный парагенез. Главными членами этого парагенеза являются различные вулканогенно-обломочные породы (туфы, агломераты, тефроиды, туффиты, вулканотерригенные образования), а также лавы базальтового, андезитового, реже более кислого состава; подчиненное значение имеют известняки. Все члены этого 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. Для всего парагенеза в целом мы сохраняем название формации Эль-Кобре (т. е. формацией Эль-Кобре в дальнейшем будем называть комплекс пород, соответствующий формациям Винент и Эль-Кобре по Тейберу, Льюису и др.).

Вопрос о соотношении карбонатной пачки Чарко-Редондо с вулканической формацией Эль-Кобре, с нашей точки зрения, правильно решили Льюис и Страчек, которые рассматривают эту ассоциацию пород, как член формации Эль-Кобре. В ассоциацию Чарко-Редондо выделяют самые верхние горизонты формации Эль-Кобре, в которых карбонатные породы более широко распространены, чем в нижележащих частях разреза. Льюис и Страчек оценивают максимальную мощность «известняков» Чарко-Редондо в 150 м. Надо оговориться, 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 уменьшаются вверх по разрезу. Мощность «известняков» Чарко-Редондо крайне не выдержана и сравнительно на коротком расстоянии может уменьшаться до десятков и даже нескольких метров. На отдельных участках карбонатные породы в верхах формации Эль-Кобре вообще исчезают, уступая место туфам и другим вулканогенно-обломочным образованиям. Учитывая все вышесказанное, а также имея в виду, что карбонатные породы не являются принадлежностью одной только ассоциации Чарко-Редондо, а входят и 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 включает и известковую пачку Чарко-Редондо.

Вверх по разрезу формация Эль-Кобре сменяется комплексом осадочных, преимущественно терригенных и мергельстых пород, относимых

к формации Сан-Луис. В большинстве случаев эти отложения залегают на формации Эль-Кобре согласно, иногда с признаками постепенного перехода. На некоторых участках на контакте формаций Эль-Кобре и Сан-Луис обнаруживаются небольшие угловые несогласия и следы незначительных размывов. Возраст формации Сан-Луис определен фаунистически, как верхняя часть среднего эоцена — верхний эоцен¹.

Таким образом, к формации Эль-Кобре мы относим сложно построенный комплекс преимущественно вулканических пород, возраст которого определяется как верхний мел — нижняя часть среднего эоцена. Эта формация слагает северное крыло и осевую часть антиклинория Сьерра-Маэстра — крупной структуры широтного простирания, южное крыло которой скрыто под водами Карибского моря. Основание формации не обнажено; ее верхняя граница устанавливается четко, благодаря резкой смене парагенеза вулканических пород осадочным комплексом формации Сан-Луис.

Изучение внутреннего строения формации Эль-Кобре проводилось посредством детальных геолого-съемочных работ, а также путем составления и последующей интерполяции опорных разрезов. При составлении детальных геологических карт можно идти двумя путями: подразделять исследуемые комплексы пород на стратиграфические единицы, либо же выделять в их составе сообщества пород, характеризующие определенный геологический режим осадконакопления. Границы подобных ассоциаций пород далеко не всегда совпадают со стратиграфическими. Опыт изучения формации Эль-Кобре показал, что подразделение ее на свиты и даже на более крупные стратиграфические единицы весьма затруднительно. В значительной степени условными являются даже границы между комплексами мелового, палеоценового и нижнеэоценового возрастов, нанесенные на карту масштаба 1:1 000 000. Трудность использования стратиграфических методов обуславливается весьма ограниченным распространением в формации Эль-Кобре органических остатков, отсутствием в ней надежных маркирующих горизонтов и повторением в разрезе пород одинакового петрографического состава. Поэтому метод выделения в составе изучаемых отложений конкретных ассоциаций пород не по стратиграфическому, а по формационному принципу оказался более рациональным и был нами использован. Карты и даже схемы, составленные по такому методу, способствовали выяснению особенностей внутреннего строения формации, что в свою очередь дало возможность более точно и объективно восстановить историю накопления и геологического развития данного комплекса отложений. Выделенные ассоциации пород представляют собой парагенезы второго порядка. Это реально существующие геологические единицы, это фактический материал, который каждый исследователь может интерпретировать по-своему. Предлагаемый метод картирования формации не исключает и не подменяет подразделения ее на стратиграфические единицы, что, очевидно, и будет делаться по мере поступления палеонтологических данных. Ниже дается характеристика ассоциаций пород, выделенных нами в составе формации Эль-Кобре.

¹ Специальных стратиграфических исследований мы не проводили. Определение возраста толщ приводится на основании данных прежних исследователей, преимущественно Льюиса и Стречека.

Характеристика главных групп пород, слагающих формацию Эль-Кобре, и их пространственные взаимоотношения

Формация Эль-Кобре представлена очень сложным парагенезом пород, в котором вулканические образования явно преобладают над осадочными. Вулканиды весьма многообразны по способу образования и по составу. Наряду с лавами (покровы эффузивов, небольшие экструзивные тела, силлы, реже дайки) широко распространены их пирокластические производные и различные образования, объединяемые в группу вулканогенно-обломочных пород. Второстепенными членами парагенеза являются известняки, кремнистые породы и марганцевые руды.

Состав вулканидов 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. 1, анализы 11—16). Вулканические породы более кислого состава, обычно представленные образованиями типа дацитов и кварцевых кератофиров, имеют подчиненное значение, причем они чаще слагают экструзивные купола.

Сравнение химического состава эффузивов формации Эль-Кобре с эталонными анализами пород по Р. О. Дэли и А. Н. Заварицкому (Дэли, 1936; Заварицкий, 1956) вскрывает следующую их особенность: при приблизительно одинаковых суммах щелочей в эффузивах формации Эль-Кобре постоянно наблюдается некоторое увеличение содержания натрия при относительно пониженных значениях калия. Особенно явно эта особенность проявилась в группе щелочных базальтоидных пород. В анализах 12—16 табл. 1 дополнительная характеристика «n» (по А. Н. Заварицкому) изменяется от 81,2 до 96,1, тогда как в эталонных анализах ее величина только в одном случае достигает 79,4.

Эффузивные породы формации Эль-Кобре образуют покровы, обычно довольно быстро сменяющиеся по простиранию агломератами или переходящие в лавобрекчии. Среди последних 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 возникали в результате дробления застывшей корки эффузивов и последующей их цементацией еще неконсолидированной лавой. В некоторых случаях на поверхности лавовых потоков возникают своеобразные гиалокластические образования, внешне напоминающие туфы. Слагающий их материал, однако, 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 них, в лавовом цементе погружены включения эффузивных пород разной основности и структуры, а также обломки туфов. Брекчии данного типа возникали в те периоды, когда излияния эффузивов сопровождалась эксплозивной вулканической деятельностью, и извергшийся пирокластический материал поступал в одновременно изливавшиеся лавы. Часть обломочного материала, чуждого по составу цементирующей лавовой массе, очевидно, захватывалась потоками на пути их следования и скапливалась в их периферических частях. Интенсивность насыщения лавовой

Таблица 1. Химический состав вулканитов формации Эль-Кобре *

| Окислы | Базальты | | | | Андезиты | | | |
|--------------------------------|-----------------|---------|--------|-------------------------------|----------|--------|--------|--------|
| | Баконао | Яраябо | Пилон | | Баконао | Яраябо | Пилон | Пилон |
| | 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 | 18,84 | 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 | 0,41 | 0,19 | 0,17 | 0,48 | 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 | 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 | 100,68 | 100,17 | 100,37 |
| Коэффициент Ритмана | 3,2 | 2,8 | 3,5 | 2,5 | 1,5 | 2,3 | 1,4 | 1,5 |
| «п» по А. Н. Заварицкому | 89,4 | 85,7 | 87,1 | 82,3 | 82,8 | 79,7 | 70,0 | 81,2 |
| Окислы | Кислые эффузивы | | | Щелочные базальтоидные породы | | | | |
| | Баконао | Манакас | Пилон | Баконао | | | | |
| | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| SiO ₂ | 63,99 | 75,13 | 47,38 | 47,51 | 49,30 | 49,47 | 53,81 | 53,92 |
| TiO ₂ | 0,51 | 0,34 | 1,19 | 1,06 | 1,04 | 1,27 | 0,85 | 1,02 |
| Al ₂ O ₃ | 14,82 | 11,67 | 17,46 | 14,76 | 17,22 | 17,32 | 17,34 | 16,42 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,81 | 2,86 | 5,16 | 7,16 | 3,99 | 4,12 | 2,86 | 5,25 |
| FeO | 2,98 | 0,26 | 4,90 | 2,79 | 5,93 | 5,66 | 5,11 | 3,11 |
| MnO | 0,19 | 0,08 | 0,22 | 0,46 | 0,20 | 0,20 | 0,21 | 0,16 |
| MgO | 0,95 | 0,31 | 4,63 | 4,71 | 5,61 | 4,60 | 3,48 | 1,76 |
| CaO | 3,97 | 0,86 | 7,20 | 7,71 | 5,17 | 5,17 | 4,39 | 4,69 |
| Na ₂ O | 5,01 | 4,75 | 4,54 | 4,83 | 5,30 | 5,69 | 6,14 | 6,53 |
| K ₂ O | 1,25 | 1,93 | 1,95 | 1,70 | 0,92 | 0,69 | 0,35 | 1,22 |
| H ₂ O ⁺ | 2,08 | 0,79 | 4,46 | 2,74 | 3,42 | 3,23 | 2,92 | 2,59 |
| H ₂ O ⁻ | 0,60 | 0,74 | 0,96 | 1,70 | 1,04 | 1,42 | 0,96 | 0,94 |
| CO ₂ | 2,02 | Нет | 0,40 | 2,80 | 0,22 | 0,54 | 1,08 | 2,60 |
| C | Нет | » | Нет | Нет | Нет | Нет | Нет | Нет |
| P ₂ O ₅ | 0,14 | » | 0,19 | 0,16 | 0,16 | 0,18 | 0,11 | 0,18 |
| Сумма | 100,32 | 99,72 | 100,64 | 99,82 | 99,52 | 99,56 | 99,61 | 100,39 |
| Коэффициент Ритмана | 1,9 | 1,4 | 9,6 | 9,4 | 6,1 | 6,2 | 3,8 | 5,5 |
| «п» по А. Н. Заварицкому | 85,2 | 79,2 | 78,4 | 81,2 | 89,5 | 92,9 | 96,1 | 88,99 |

* Материал собран авторами. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР под руководством Э. С. Залмансона.

массы пирокластическим материалом различна — от единичных включений до резкого преобладания кластической составляющей над лавой. Переход между этими разностями обычно постепенный.

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

Наиболее широко в составе формации Эль-Кобре распространены образования вулканогенно-обломочного происхождения. Это — обширная группа пород, классификация которых неизменно вызывает затруднения. Из-за отсутствия единой номенклатуры 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. (Хворова, Сибиркина, 1968), согласно которой среди вулканогенно-обломочных пород, помимо собственно пирокластических образований (туфов) предложено выделять следующие три группы пород: тефроиды, туффиты и вулканогенно-терригенные породы¹. Внутри каждой группы породы подразделяются на одни и те же гранулометрические типы. Все перечисленные выше образования связаны друг с другом постепенным переходом и образуют непрерывные ряды, в которых «осадочные» признаки как бы нарастают по мере удаления от родоначального туфа. Это позволяет более правильно диагностировать отдельные разности пород. Пирокластические породы формации Эль-Кобре имеют тот же состав, что и эффузивы и 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 относительное значение от разреза к разрезу меняется.

Агломераты сложены обломками и глыбами, размер которых изменяется от сантиметров до нескольких их десятков. Наиболее характерны глыбы и обломки 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 развивается по плагиоклазу вкраплен-

¹ Тефроидам отвечают породы, возникшие из окатанного, нелигифицированного пирокластического материала; туффиты — породы смешанного генезиса, в состав которых помимо пирокластического материала входят и иные компоненты; вулканогенно-терригенные породы — образования, состоящие из продуктов размыва вулканических построек, синхронных (в геологическом смысле) седиментации.

ников. 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 тонкочешуйчатым агрегатом вторичных минералов, преимущественно хлоритом и цеолитами. Обломки в породе располагаются беспорядочно. Слабые признаки слоистой текстуры намечаются только в разностях, переходных к тефроидам. Витрокластические туфы образуют среди литокластических пород лишь отдельные прослои, которые, однако, неизменно обращают на себя внимание яркой окраской. Это либо буровато-красные, либо голубовато-зеленые образования, цвет которых в первом случае обусловлен присутствием тонкораспыленных окислов железа, а во втором — интенсивным развитием селадонита. Обломки вулканического стекла, слагающие эти породы, часто ориентированы в одном направлении, что придает породе элементы флюидальной текстуры. Многие из обломков перекручены жгутов. В ряде случаев наблюдается спекание породообразующего материала. Некоторые из описываемых образований по своим текстурным особенностям напоминают игнимбриты.

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

Тефроиды, так же как и туфы, сложены преимущественно обломками вулканических пород. Однако, если в туфах, как правило, преобладает материал какой-либо определенной основности, то состав тефроидов оказывается более пестрым. В них не только присутствуют обломки вулканитов разного состава, но и появляются фрагменты чуждых пород (известняки, известковистые туффиты, алевролиты), количество которых, однако, не превышает 10%. Наряду с угловатыми обломочными зернами явно пирокластического происхождения в тефроидах присутствует полуокатанный и даже окатанный кластический материал. В породах часто намечается, а иногда отчетливо выявляется слоистая текстура.

Туффиты — породы, состоящие из двух или нескольких компонентов разного происхождения. Для формации Эль-Кобре наиболее характерны известковые и кластические туффиты. Первые представляют смеси карбонатного вещества хемогенного или органогенного происхождения и пирокластического материала разной степени окатанности. В наиболее тонкозернистых разностях туффитов пирокластическая составляющая представлена осколками вулканического стекла, причем они образуют с карбонатным веществом относительно однородный агрегат. Для псаммитовых разностей характерны обломки эффузивов и туфов, погруженные в известкостый или известково-глинистый цемент. Возможно, что часть кластического материала имеет вулкано-терригенное происхождение. Соотношение породообразующих компонентов в туффите изменяется быстро и в очень широких пределах. В пачках незначительной мощности обычно удается проследить все переходы от тефроидов, в которых карбонат только иногда выполняет промежутки между обломками, до известняков с примесью пирокластического материала. Кластические туффиты — это смеси обломочного материала пирокластического, вулкано-терригенного и, возможно, терригенного происхождения. Для туффи-

тов обеих групп характерна хорошо выраженная слоистость, обусловленная частыми вариациями соотношений породообразующих компонентов от слоя к слою.

Вулканотерригенные образования являются весьма характерным членом парагенеза формации Эль-Кобре. По внешнему виду они часто напоминают обычные терригенные породы — конгломераты, песчаники и алевролиты и только некоторые особенности состава и пространственное положение относительно вулканических центров позволяют выяснить их истинную природу. Вулканотерригенные породы имеют тот же состав, что и близлежащие вулканические постройки и никакого поступления кластического материала из удаленных участков в период их формирования не было. Хорошо выдержанных по простирацию пластов отдельные разности вулканотерригенных пород обычно не образуют. Они быстро сменяют друг друга как в вертикальном разрезе, так и по площади. Особенно быстро выклиниваются линзы вулканотерригенных конгломератов, которые при сравнительно большой мощности (до 10—15 м) имеют малую протяженность.

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

Выше отмечалось, что в парагенез формации Эль-Кобре входят также кремнистые породы — байяты. Эти образования чаще всего присутствуют в продуктивных горизонтах формации и будут рассмотрены в следующем разделе статьи, вместе с марганцевыми рудами. Здесь отметим лишь, что условия залегания байят разнообразны; в большинстве случаев они образуют метасоматические тела.

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 распространены более широко, тогда как вверх по разрезу их значение постепенно уменьшается. Но это только общая тенденция. В действительности строение формации более сложное. 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 по простирацию, причем в одних случаях они связаны между собой постепенными переходами, а в других — имеют резкие границы. Очень часто рассматриваемые ассоциации пород находятся во взаимоотношении «интерфингер» (interfingering).

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) карбонатно-вулканогенная ассоциация Сигва; 2) агломерато-эффузивная ассоциация Баконао; 3) «ленточная» ассоциация Каней и 4) карбонатная ассоциация Чарко-Редондо (фиг. 2).

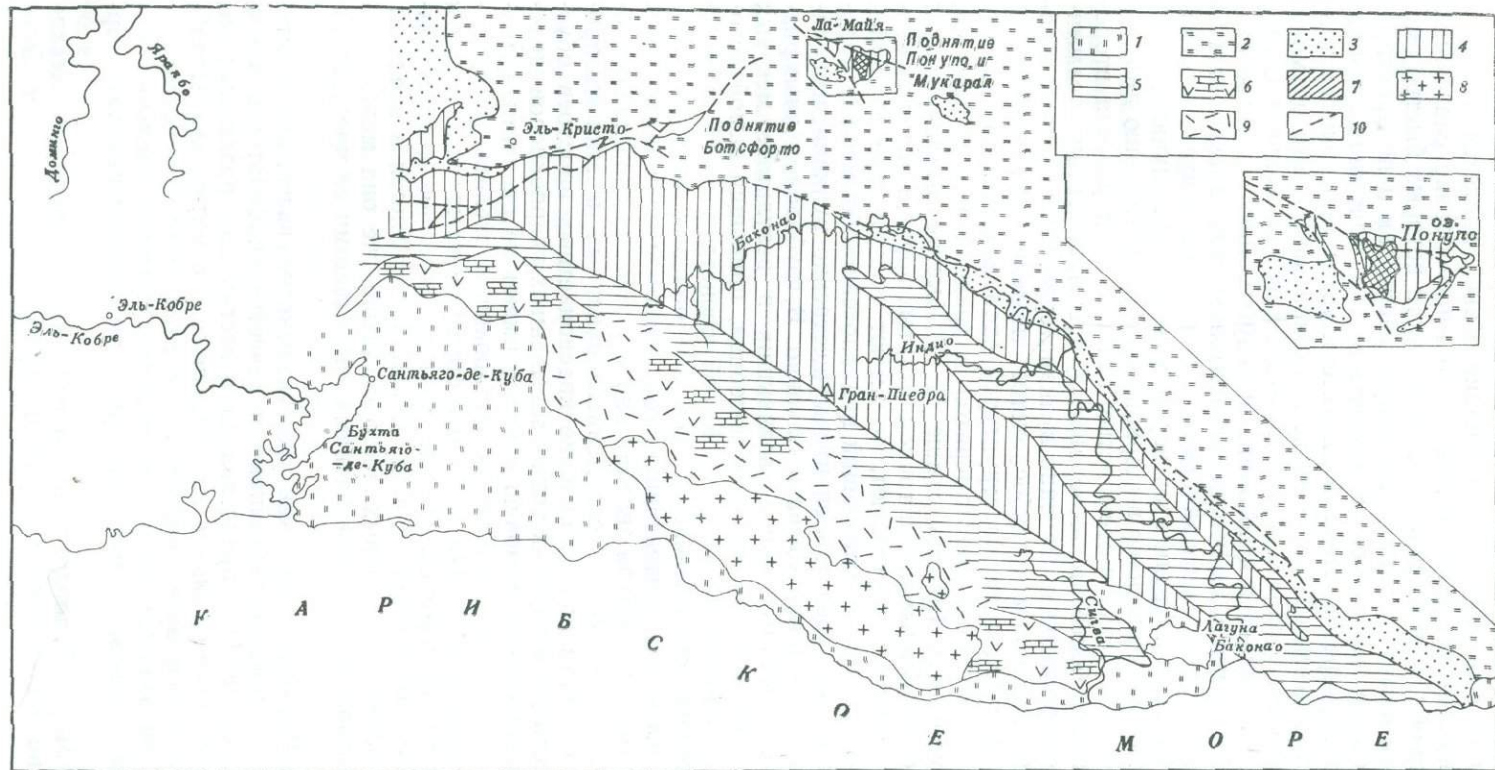
Ассоциация Сигва выделена в нижнем течении одноименной реки, откуда прослежена в северо-западном направлении до долготы бухты Сантьяго-де-Куба. В пределах обследованной территории ассоциация

Сигва отвечает наиболее низким горизонтам формации Эль-Кобре. Ее базальные слои не вскрыты, вверх по разрезу она сменяется отложениями ассоциации Баконао. Главными членами парагенеза ассоциации Сигва являются туфы среднего и основного состава, агломераты и мраморизованные известняки. Последние, возможно, имеют рифогенную природу. Они образуют тела почти изометрической формы, либо укороченные линзы, обычно располагающиеся кулисообразно. Прослой лав и тефроидов присутствуют в подчиненном количестве. Туффиты и вулканотерригенные образования мало характерны.

Ассоциация Баконао выделена в районе одноименной лагуны, а также обнажается в нижнем и среднем течении р. Баконао. Отложения, свойственные этой ассоциации, развиты в двух полосах северо-западного простирания (северной и южной), разобщенных выходами пород ассоциации Каней. На юге (в районе устья р. Баконао) эти полосы почти объединяются, в северо-западном же направлении расстояние между ними увеличивается, причем северная ветвь к верховьям р. Баконао выклинивается, а южная значительно сокращается в мощности.

Ассоциация Баконао характеризуется широким развитием агломератов и лав, преимущественно андезитового и базальтового состава. Лавы в большинстве случаев брекчированы и обогащены примесью близкого им по составу пирокластического материала. Литокластические туфы и тефроиды также являются постоянными членами парагенеза. Туффиты присутствуют постоянно, но обычно образуют маломощные (до нескольких сантиметров) быстро выклинивающиеся линзочки среди вулканических пород. В тех частях разреза, которые непосредственно граничат с ассоциацией Каней, несколько увеличивается мощность и количество прослоев туффитов и возрастает интенсивность переработки пирокластического материала в тефроидах. С залегающей ниже по разрезу ассоциацией Сигва, ассоциация Баконао связана постепенным переходом, и граница между ними в ряде случаев проводится условно. Разграничение этих двух парагенезов пород делается по следующим признакам. Во-первых, в составе ассоциации Баконао доминируют лавы, которые в ассоциации Сигва играют второстепенную роль, и, во-вторых, отсутствуют известняки, являющиеся постоянным и обязательным членом парагенеза ассоциации Сигва.

Ассоциация Каней широко распространена в западной части изученной территории. В юго-восточном направлении единая полоса ее выходов расщепляется на отдельные ветви, находящиеся в отношении интерфингер с отложениями ассоциации Баконао. Как в вертикальном разрезе, так и по простиранию смена отложений ассоциаций Каней и Баконао осуществляется постепенно, через промежуточную зону, в которой наблюдается переслаивание пород, характерных для обоих рассматриваемых парагенезов. Главную роль в ассоциации Каней играют тефроиды, туффиты и вулканотерригенные образования. Собственно вулканические породы (эффузивы и туфы) являются второстепенными членами парагенеза, чем описываемая ассоциация пород существенно отличается от ассоциаций Сигва и Баконао. Среди вулканогенно-обломочных пород спорадически встречаются линзы и тонкие прослои известняков, а также прослои кластических пород с обильным карбонатным цементом, часто содержащим многочисленные реликты морских организмов. С ассоциацией Каней связаны залежи марганцевых руд и тела кремнистых пород.



Фиг. 2. Схема геологического строения восточной части области развития формации Эль-Кобре (по Е. А. Соколовой, А. Брито, Д. П. Коутину)

1 — (N — Q) — нерасчлененные отложения неогеновой и четвертичной систем; 2 — формация Сан-Луис Pg_2^{2+3} средний и верхний эоцен; 3 — 7 — формация Эль-Кобре $Cg_2 — Pg_2^{1+2}$ верхний мел — нижняя часть среднего эоцена; 3 — ассоциация Чарко-Редондо: известняки, известковистые туффиты, прослои туфов; 4 — ассоциация Каней: тефронды, туффиты, вулканотерригенные образования, прослои туфов и лав; 5 — ассоциация Баконао; агло-

мераты, эффузивы и туфы, преимущественно среднего и основного состава, прослои тефрондов; 6 — ассоциация Сигва: вулканические породы с линзами и прослоями мраморизованных известняков; 7 — байяты (на карте показано клеточкой); 8 — интрузивные породы; 9 — зоны контактового метаморфизма с широким развитием небольших экструзивных тел, силл, даек; 10 — разрывные нарушения

Отличительной особенностью ассоциации Каней является большое петрографическое, структурное и текстурное многообразие слагающих ее вулканогенно-обломочных пород, разновидности которых быстро сменяют друг друга как в вертикальном направлении, так и по простиранию. В самых общих чертах можно говорить о двух, присущих ассоциации Каней, типах разрезов. Первый характеризуется «ленточным» тонкоплитчатым строением, обусловленным многократным, часто ритмическим переслаиванием сравнительно маломощных (от нескольких сантиметров до 1—1,5 м) пластов и послойно вытянутых линз туффитов различного состава, обычно имеющих алевритовую или алевролитовую структуру, с мелко- и среднезернистыми тефроидами и вулканотерригенными образованиями. Среди этих пород, в некоторых случаях, резко обособляются тонкие, но хорошо выдержанные по простиранию прослои пепловых туфов и известково-кремнистых сланцев. Для разреза второго типа характерны более крупнозернистые, преимущественно псаммитовые разности тефроидов и особенно вулканотерригенных пород, которым свойственно массивное и грубослоистое 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 ассоциации Каней, представлен преимущественно вулканитами, характерными для ассоциаций Сигва и Баконао. В грубообломочных разностях вулканотерригенных пород, возникших в результате местных размывов, как правило, присутствует материал, присущий самой ассоциации Каней. Породам ассоциации Каней свойствен пестроцветный облик. Среди толщи пород зеленовато-серых и палевых тонов отмечаются прослои, имеющие интенсивную голубовато-зеленую, буро-красную и розовую окраску. Яркая зеленая окраска обычно свойственна породам, сложенным обломками селадонитизированных и хлоритизированных туфов и эффузивов. Появление красноцветных прослоев обусловлено присутствием в породах тонкораспыленных гидроокислов 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 специальное местное название — «розита». Во многих случаях «розита» появляется в пределах продуктивных пачек марганцевых месторождений, где она может развиваться как погоризонтно, так и пятнами, выходящими за пределы одного слоя.

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 часто сменяются карбонатными туффитами. Среди известняков присутствуют отдельные прослои тефроидов и туфов, с которыми в ряде случаев ассоциируют марганцевые руды.

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) карбонатные породы вообще не накапливались и отложения формации Сан-Луис залегают непосредственно на образованиях ассоциации Каней.

Карбонатные породы Чарко-Редондо залегают как на образованиях ассоциации Баконао, так и Каней; граница между ними обычно резкая, но в большинстве случаев и без размыва. Переходные слои занимают очень незначительный интервал разреза (от десятка сантиметров до нескольких метров). Они представлены либо известковыми туффидами, 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 всю полосу выходов формации Эль-Кобре. В районах, расположенных западнее долготы бухты Сантьяго-де-Куба, были сделаны только отдельные рекогносцировочные маршруты, по которым составлялись опорные разрезы. Сравнение этих разрезов с данными изучения восточных районов показало, что характер ассоциаций пород, участвующих в строении формации Эль-Кобре, сохраняется на всем ее протяжении. 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, приемлема и для других площадей ее распространения.

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

Из изложенного видно, что 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 верхнемелового и эоценового времени. Нам представляется, что парагенезы пород, подобные тем, что слагают ассоциацию Баконао, формировались в периоды максимальной активизации вулканизма и накапливались в непосредственной близости от центров извержений. Что касается ассоциации Каней, то ее формирование происходило во время относительного затухания вулканической деятельности и на территориях, разобщающих крупные вулканические центры. В пределах площади, изображенной на фиг. 2,

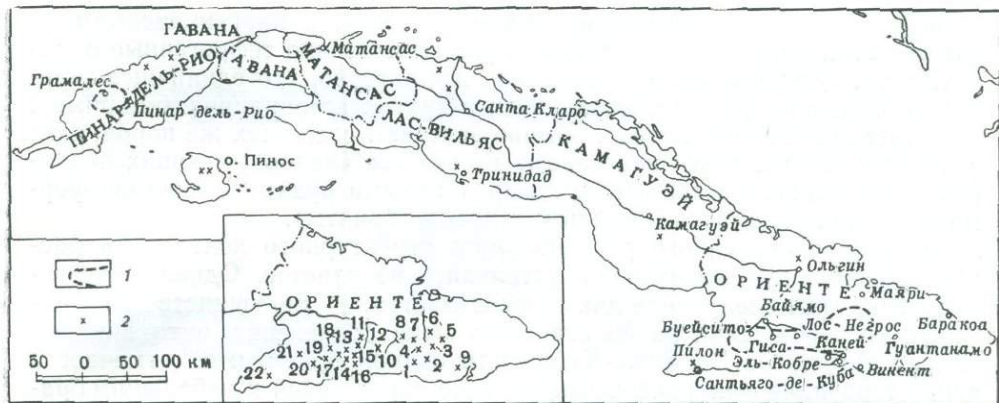
вулканические очаги группировались в районе современного нижнего течения р. Баконао, где излияния лав, сопровождавшиеся выбросами пирокластического материала, продолжались почти до середины эоцена. В этом районе карбонатные породы ассоциации Чарко-Редондо залегают непосредственно на вулканитах ассоциации Баконао. В западном направлении наблюдается постепенное уменьшение мощности и частичное выклинивание вулканитов ассоциации Баконао, а соответственно все более широкое распространение приобретают породы ассоциации Каней, которыми в верховьях р. Баконао представлена уже вся верхняя часть формации Эль-Кобре. Маршрутные исследования показали, что далее к западу (р. Яраябо) в верхних горизонтах формации вновь появляются вулканиты, характерные для ассоциации Баконао, которые перекрываются карбонатными породами ассоциации Чарко-Редондо. Очевидно, что в данном случае мы имеем дело с новым вулканическим центром, деятельность которого, так же как и очагов района Баконао, не прекращалась до середины эоцена. Вулканические очаги Баконао и Яраябо пространственно были разобщены на несколько десятков километров, и на разделяющей их территории накапливались синхронные с вулканитами отложения ассоциации Каней.

Распространение вулканических очагов, действующих в период накопления формации Эль-Кобре, несомненно, не ограничивалось районами Яраябо и Баконао. Судя по данным наших предшественников и собственным маршрутным наблюдениям, парагенезы вулканических пород, аналогичные ассоциации Баконао, широко представлены в осевой части антиклинория Сьерра-Маэстра (к востоку от порта Пилон), где ими сложены низы формации. Характерно, что несмотря на пространственную разобщенность и разновозрастность вулканических центров, извергаемый ими материал имел близкий состав: из табл. 1 видно, что в районах Баконао, Яраябо и Пилона представлены одни и те же группы вулканитов.

Таким образом, формация Эль-Кобре относится к категории морских вулканогенно-осадочных формаций, с родоначальным андезитобазальтовым вулканизмом. Ее характерной особенностью является резкое преобладание вулканических пород над осадочными. Вулканическая составляющая формации представлена преимущественно пирокластическими и вулканогенно-обломочными породами, явно доминирующими над лавами. Мы не располагаем достаточными данными для отнесения вулканитов Эль-Кобре к определенной родственной группе, но, судя по коэффициентам Ритмана (Ритман, 1964), подсчитанным для имеющихся анализов (табл. 1), изучаемые вулканические породы занимают промежуточное положение между Тихоокеанской и Атлантической группами, К слабо и средне выраженным Атлантическим типам могут быть отнесены щелочные базальтоидные породы, тогда как вулканиты из группы базальтов относятся уже к Тихоокеанскому ряду.

МАРГАНЦЕВЫЕ РУДЫ ФОРМАЦИИ ЭЛЬ-КОБРЕ И ОСОБЕННОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ ЭТОГО ТИПА

Проявления марганцевого оруденения известны в ряде провинций Кубы (провинции Пинар-дель-Рио, Лас-Вильяс, о. Пинос), но главные месторождения сосредоточены в южной части центральной Ориенте, где они



Фиг. 3. Обзорная карта марганцевых районов Кубы (по Ч. Парку, С. Симонсу, Дж. Страчеку)
А — марганцеворудные районы; *Б* — месторождения и рудопроявления марганца: 1 — Эль-Кристо (Кинто, Изабелита), 2 — Понуло, 3 — Сабанилья, 4 — Хутинику, 5 — Валле-де-Мангэжесо, 6 — Эль-Ирис, 7 — Эсперансита, 8 — Абудансиа, 9 — Сигва, 10 — Манакас, 11 — Ла-Эстрелла, Маффо, 12 — Ла-Ейя, 13 — Антонио, 14 — Посо Прието, 15 — Эль-Тони — ла Гасета, 16 — Ла-Уника, 17 — Чарко-Редондо, 18 — Гиса, 19 — Эль-Кадис, 20 — Буйейсито, 21 — Тамайо, 22 — Понуло Манакал

находятся в составе формации Эль-Кобре (фиг. 3). Протяженность марганцевой полосы (по простиранию формации Эль-Кобре) составляет около 200 км и в ее пределах известно примерно 180 рудопроявлений и месторождений марганца. Эксплуатация этих месторождений началась в конце XIX века. С этого времени до 1953 г. включительно было добыто 3 500 000 т марганцевой руды, причем горные работы особенно активизировались в годы первой и второй мировых войн.

Сведения об отдельных группах марганцевых месторождений формации Эль-Кобре имеются в статьях Е. Ф. Бурхарда (Burchard, 1920), Д. Ф. Хьюитта и Е. В. Шаннон (Hewett, Shannon, 1921). Проблема марганцевости формации Эль-Кобре, рассматривается в работах Ч. Парка, М. Б. Кокса (Park, 1942; Park, Cox, 1944), В. П. Вудринга и С. Н. Девиса (Woodring, Daviess, 1944), Ф. С. Симонса и Дж. А. Страчека (Simons, Straczek, 1958). В перечисленных работах публикуются результаты исследований, предпринятых в 1940 г. Геологической службой США с целью выявления промышленных возможностей марганцеворудных районов провинции Ориенте.

Подавляющее большинство залежей марганцевых руд приурочено к верхней части формации Эль-Кобре (последние 300—500 м ее разреза), причем такие крупные месторождения, как Кинто, Понуло и Лос-Чивос залегают всего в нескольких метрах ниже кровли формации. Из месторождений, имеющих промышленное значение, только рудные тела группы Манакас располагаются в 2000—2500 м ниже кровли формации. Примерно такое же и даже более низкое стратиграфическое положение занимают рудные точки в районе Пилона и рудопроявления группы Сигва (см. фиг. 3).

Литологическое изучение формации Эль-Кобре показало, что марганцевые руды входят в состав определенных ассоциаций пород, а внутри них локализуются среди отложений определенного типа. Так установлено, что максимальное количество марганцевых месторождений при-

урочено к ассоциациям Каней и Чарко-Редондо, а марганценосными в составе этих парагенезов являются преимущественно тефрогенные образования и туффиты, реже известняки. Характерно, что единичные залежи марганцевых руд, встречающиеся в других ассоциациях (например, в составе ассоциации Сигва), обычно залегают среди тех же пород, хотя последние входят в эти парагенезы в качестве членов, имеющих подчиненное значение. Часто, вместе с марганцевыми рудами, в составе формации появляются тела кремнистых пород (байяты).

Хорошо выраженного регионального структурного контроля в распространении рудных залежей установить не удается. Однако привлекают внимание следующие два обстоятельства: 1) большинство марганцевых месторождений располагается в зоне сочленения антиклинория Сьерра-Маэстра с Восточно-Кубинским синклиномием, и 2) отмечается явная тенденция приуроченности ряда месторождений к небольшим брахиантиклинальным поднятиям. С такими поднятиями связаны месторождения групп Манакас (поднятие Манакас, фиг. 1), Понупо-Султано (поднятия Муракал и Понупо, фиг. 2), месторождение Лос-Чивос (поднятие Хутинику). Рудопроявления марганца известны также на поднятиях Ботсфорта, Куатро Каминос (см. фиг. 2) и Эль-Аура¹. 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 вулканогенно-обломочные породы ассоциации Каней, либо карбонатные образования ассоциации Чарко-Редондо. Поднятие Манакас имеет экстремивную природу и обособляется среди пород формации Эль-Кобре.

Попытка систематизации марганцеворудных накоплений провинции Ориенте была осуществлена Парком и Коксом в 1944 г. Схема, предложенная этими исследователями, была в принципе позднее принята Льюисом и Страчеком и сводится к следующему.

I. Пластовые руды (bedrocks deposits)

Окисные руды:

руды в туфовых пластах среди известняков

руды в туфах (руды, ассоциирующие с яшмами, руды без яшм).

Силикатно-окисные руды:

руды в туфах (руды, ассоциирующие с яшмами, руды без яшм).

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

Окисные руды:

руды в известняках,

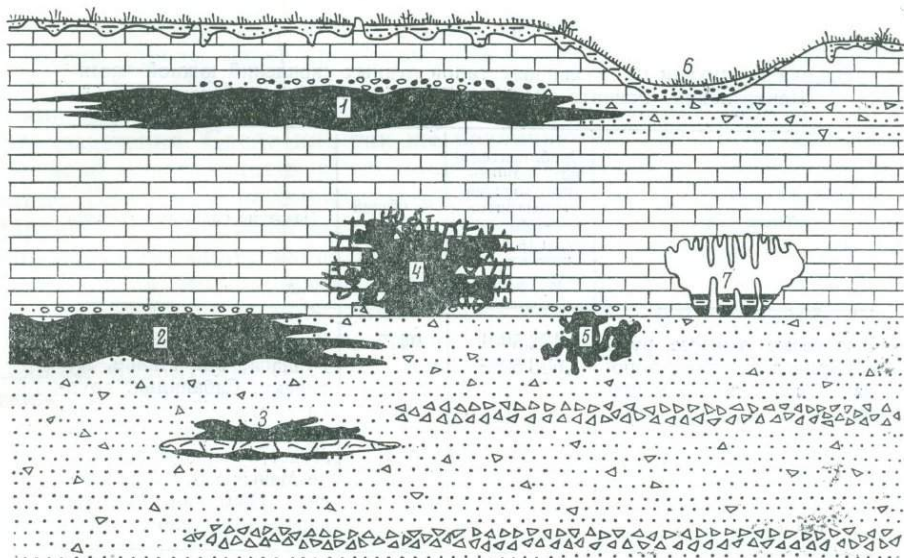
руды в туфах или других вулканических породах.

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

Наглядное графическое изображение этой схемы было дано Вудрингом и Девисом (фиг. 4).

В настоящей статье мы не рассматриваем поверхностные рудные накопления, хотя необходимо упомянуть, что так называемые «гранзоны» (granzon) — поверхностные глинистые наносы, обогащенные комочками и обломками марганцевых руд — в некоторых случаях имеют экономическое значение. Что касается рудных скоплений, находящихся в коренном

¹ Поднятия Хутинику и Эль-Аура находятся за пределами территории, изображенной на фиг. 2, первый в 10 км северо-западной поднятия Понупо, второй — в 4 км северо-восточной его.



Фиг. 4. Типы рудных тел (по Вудрингу и Девису)

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

залегании, то среди них нам представляется целесообразным различать два типа рудных тел: 1) залегающие согласно с вмещающими породами (стратиформные) и 2) секущие напластование. Эти два типа, выделенные на основании морфологических особенностей рудных залежей и их взаимоотношений с вмещающими породами, близки к двум первым подразделениям схемы Льюиса и Страчека. Однако мы заменяем понятие «пластовые» рудные тела на «стратиформные»; это обусловливается генетическими особенностями оруденения, о которых будет сказано ниже. Как видно из табл. 2, основная часть марганцевой руды добывается из стратиформных залежей.

В подавляющем большинстве случаев марганцевые руды локализуются среди вулканогенно-обломочных пород, причем рудовмещающими, как правило, являются не их пирокластические разновидности (туфы), а тефроиды или туффиты. Характерно, что кластические породы в составе продуктивных пачек, как правило, изменены сильнее, чем за их пределами. Особенно интенсивно идет образование монтмориллонита, который развивается по обломкам вулканического стекла и эффузивов. Часто в составе продуктивных пачек месторождений присутствуют известняки, которые содержат лишь отдельные гнезда и карманы окислов марганца, и кремнистые породы — так называемые байяты. Между известняками и рудоносными пластами кластических пород, в общих чертах наблюдаются взаимоотношения трех типов: 1. Оруденение приурочено к контакту вулканогенно-обломочных пород и известняков, причем известняки обычно располагаются в кровле рудного пласта. 2. Рудоносными являются пласты вулканогенно-обломочных пород среди известняков. При выкли-

Таблица 2

Оценка продукции из различных типов рудных скоплений южной части Центральной Ориенте 1942—1945 гг. (по Льюису и Страчку)

| Типы руд | Приблизительные данные производства концентратов и необработанной руды (в английских тоннах) | % общей добычи | Название главных рудников |
|---|--|----------------|---|
| Пластовые окисные руды в пирокластических породах в ассоциации с яшмами | 432 500 ¹ 608 500 ² | 94,7 | Кинто, Понупо, Манакас, Гуанаба, Ла Льяве, Хутинику, Сабанилья, группа Бостон, Тордера, Сан-Луи Еспања, Августо Луис, Эсперансита, Валде-Манганесо, Абундансия, Португал, Сан-Рикардо, Консуэло |
| Пластовые окисные руды в пирокластических породах без яшм | 2 250 | 0,3 | Босфор, Трес Хосефас, Хесус Секундо, Брисейда, Ибарс-де-Ургел, Техон, Санта Роса, Сан Индефонсо |
| Пластовые окисные руды в пирокластических породах среди известняков | 8 000 | 1,0 | Коринто, Паларис, Ла Глория, Эльвира |
| Пластовые силикатно-окисные руды в пирокластических породах в ассоциации с яшмами | 1 000 | 0,1 | Чевере. Продукция из шахты Сигва не учтена |
| Поверхностные рудные скопления | 30 500 | 3,9 | Брисейда, Гуанаба, Ла Глория, Эльвира, Ла Льяве, Федерико |

¹ необработанная руда, ² концентраты из шахт Кинто и Понупо.

нивании пластов кластических образований и их смене по простиранию известняками признаки оруденения исчезают. 3. Рудные скопления находятся в непосредственной близости от тел известняков, но отделены от них прослоями «пустых» вулканогенно-обломочных пород, мощность которых изменяется от сантиметров до нескольких метров. Тенденция приуроченности рудных скоплений к контакту вулканогенно-обломочных пород и известняков на марганцевых месторождениях провинции Ориенте выражена вполне определенно, но имеется значительная группа месторождений, продуктивные пачки которых вообще не содержат известняков.

Выше упоминалось о частом сонахождении в разрезе формации Эль-Кобре марганцевых руд и байт. Последние почти никогда не встречаются за пределами рудных полей, но их присутствие в составе продуктивных пачек также не является обязательным. В ряде месторождений

признаки окремнения вообще отсутствуют или же байяты образуют только отдельные гнезда и линзы незначительных размеров. В то же время известны случаи, когда протяженность тел кремнистых пород измеряется десятками и даже первыми сотнями метров. По морфологическим особенностям и условиям залегания тела байят во многом напоминают рудные скопления. Среди них так же различаются тела (обычно линзы), согласно пластующиеся с вмещающими породами и секущие напластование. Последние развиваются преимущественно в зонах тектонических нарушений. Тела, залегающие резко несогласно с вмещающими породами, для байят более характерны, чем для рудных скоплений. Среди них различаются жилообразные залежи, вытянутые вдоль трещин, и тела, имеющие в плане изометричные, часто очень неправильные амебообразные очертания. Наиболее крупные тела последнего типа обычно приурочены к поднятиям (Понупо, Хутинику и др.), где их распространение также контролируется зонами разломов. При детальном изучении тела байят в поднятии Понупо удалось установить, что окремнению подвергались различные породы. По реликтовым структурным и текстурным признакам различаются байяты, образовавшиеся по известнякам и вулканогенно-обломочным породам различных типов. Особенно хорошо реликтовые признаки проявляются на выветрелых поверхностях. Следует сказать, что байяты значительно чаще развиваются по вулканогенно-обломочным породам или же залегают среди них, хотя имеются случаи замещения кремнеземом известняков. Замещение кремнеземом пород различных типов наблюдается не только в пределах купола Понупо, но и в других марганцеворудных районах. Все это позволяет сделать вывод о вторичной, видимо, метасоматической, природе значительной части байят.

Тела байят, как правило, выклиниваются резко, без признаков расщепления и взаимоотношений «interfinge» с окружающими породами. Для них не характерны и сколько-нибудь значительные переходные зоны, представленные образованиями типа кремнистых туффитов или кремнисто-известковых сланцев.

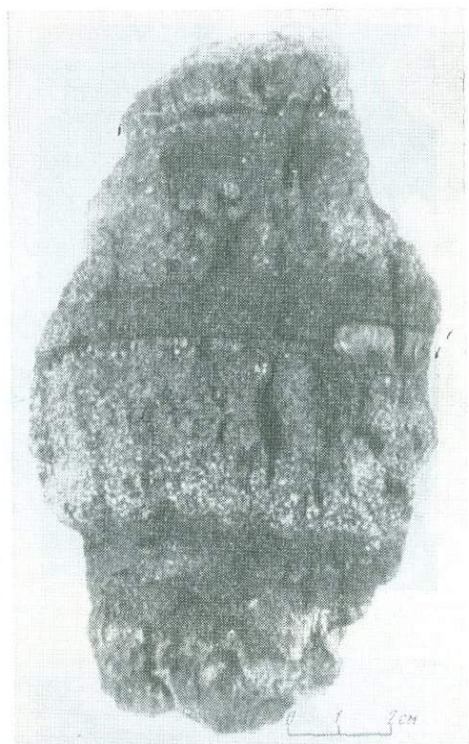
Как уже упоминалось выше, байяты появляются в том же интервале разреза формации Эль-Кобре, что и марганцевые руды, но они далеко не всегда входят в состав продуктивных пачек месторождений. Зависимости между масштабом оруденения и количеством кремнистых пород в продуктивных пачках, очевидно, не существует. Одинаково богатые рудные залежи в равной мере могут и ассоциировать с крупными кремнистыми скоплениями и залегать среди пород, полностью лишенных таковых, причем состав марганцевых руд, условия их залегания, структурные и текстурные признаки в общих чертах, остаются одни и те же. Не удается также установить четких пространственных закономерностей в расположении тел кремнистых пород и марганцевых руд в тех случаях, когда и те и другие присутствуют в составе одной продуктивной пачки. Однако можно сказать, что непосредственно среди байят крупных рудных концентраций неизвестно; более того, тела руд и кремнистых пород далеко не всегда соприкасаются. В случаях же их совместного нахождения, по наблюдениям Симонса и Страчека, байяты чаще подстилают, а не перекрывают рудные залежи.

Практический интерес на марганцевых месторождениях формации Эль-Кобре представляют преимущественно окисные руды, главными минералами которых являются тодорокит ($Mn^{+2}CaNa$) $Mn^{+3}O_7 \cdot 2-3 H_2O$

и пиролюзит. Тодорокит первоначально описывался как «минерал типа псиломелана». В настоящее время этот минерал установлен точными методами на всех крупных месторождениях провинции Ориенте. Подробная характеристика тодорокита была дана в нашей предыдущей статье (Сokolova, Степанов, Брито, Коутин, 1971), и в настоящей работе мы на этом вопросе не останавливаемся. Пиролюзит образует псевдоморфозы по лучистым агрегатам тодорокита, а также выделяется в виде зернистых и землистых прожилков и скоплений неправильной формы. Помимо окисных руд известны также скопления силикатов марганца, представленные бементитом и неотокитом. На некоторых месторождениях оруденение этого типа имеет значительные масштабы, однако из-за сравнительно низкого содержания марганца в силикатных рудах и сложности его извлечения, обрабатывается преимущественно зона окисления. Помимо упомянутых выше минералов на марганцевых месторождениях провинции Ориенте разными исследователями установлены также браунит, манганит, гаусманит, псиломелан (романешит $\text{BaMn}^{2+}\text{Mn}^{+5}\text{O}_{10} \cdot n\text{H}_2\text{O}$), криptomелан, раньсеит, ориентит, инезит, пьмонтит, родонит. В работе Симонса и Страчека (1958) упоминался еще минерал «далаторреит», однако Фрондель (Frondel, Marvin, Ito, 1960) установил тождество последнего с тодорокитом. Из перечисленных минералов значительные скопления дают только браунит и псиломелан.

Наиболее характерные для формации Эль-Кобре окисные руды обычно слагают стратиформные тела, реже они образуют залежи неправильной формы (линзы, секущие слоистость, гнезда, жиллообразные тела и залежи, представленные брекчиями). Зависимости между минеральным составом руд и условиями их залегания установить не удастся. Идентичные по составу руды встречаются в рудных телах разных морфологических типов. Многие стратиформные рудные тела в настоящее время отработаны, поэтому при их характеристике мы используем данные Симонса и Страчека. Стратиформные рудные тела в плане обычно имеют эллиптические очертания. Их протяженность значительно превышает мощность, что дало основание нашим предшественникам отнести эти залежи к пластовому типу. Мощность отдельных рудных тел варьирует от нескольких сантиметров до 10—12 м, протяженность измеряется десятками метров, в отдельных случаях достигает 1,5 км. Известны месторождения, представленные несколькими «пластами» (до четырех), обогащенными окислами марганца, расположенными один над другим и разделенными безрудными породами. По простиранию «пласты» либо резко обрываются, либо выклиниваются постепенно, нередко расщепляясь при этом на тонкие «пропластки». При детальном изучении подобных тел, вскрытых на значительном расстоянии карьерами, выявляется сложность их взаимоотношений с вмещающими породами и неоднородность внутреннего строения. Продуктивный «пласт», как правило, состоит из серии линз и расщепляющихся прослоев черной рудоносной породы, разобщенных светлыми, обычно розоватыми, безрудными участками. Прослой, обогащенные окислами марганца, и безрудные пропластки очерчиваются очень четко. При изучении только части обнажения или хотя бы одной колонки в стене карьера создается впечатление полного совпадения контуров рудных «пластов» с истинным напластованием. Однако при прослеживании рудных залежей на более значительное расстояние выясняется, что отдельные «пласты» окислов марганца секут слоистость, а в ряде случаев сменяются рудными скоплениями гнездовидной формы,

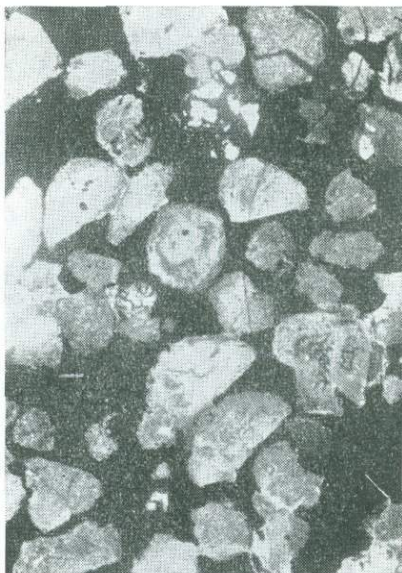
Фиг. 5. Слоистая руда с цементной структурой (месторождение Лос Чивос)



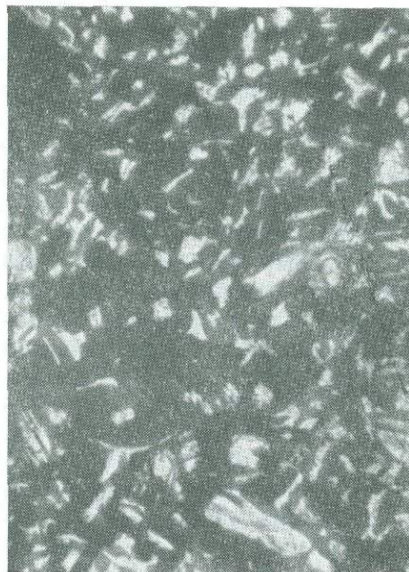
развивающимися по нескольким слоям. Общие контуры рудных «пластов» в ряде случаев осложняются карманами, которые вдаются во вмещающие породы. Наиболее четкие границы, совпадающие с напластованием, имеют залежи марганцевых руд, связанные с горизонтами вулканогенно-обломочных пород среди известняков.

Неоднородность строения рудных «пластов» обусловлена, прежде всего, различной интенсивностью замещения окислами марганца (чаще всего тодорокитом) отдельных прослоев вмещающих пород. Последние имеют различную мощность и отличаются степенью пористости и размером зерен. Руды этого типа массивны и полностью отражают текстурный рисунок породы, по которой они образовались. В частности, для них весьма характерна реликтовая слоистая текстура (фиг. 5). Рудное вещество выполняет поры и замещает тонко- и мелкодисперсные частицы вулканогенно-обломочных пород. Более крупные обломки минералов, вулканических пород, а также органические остатки (раковинки фораминифер, зубы акул) остаются незамещенными. В результате этого процесса образуются руды с характерной цементной структурой (фиг. 6, 7, 8). Границы рудных «прослоев» с цементной структурой и вмещающих пород резкие, причем контакт между ними может проходить как в одной плоскости, так и иметь неровную бугорчатую поверхность, напоминающую тесно сросшиеся конкреции (фиг. 9). В разрезе рудные агрегаты, ограниченные бугорчатыми поверхностями, однородны.

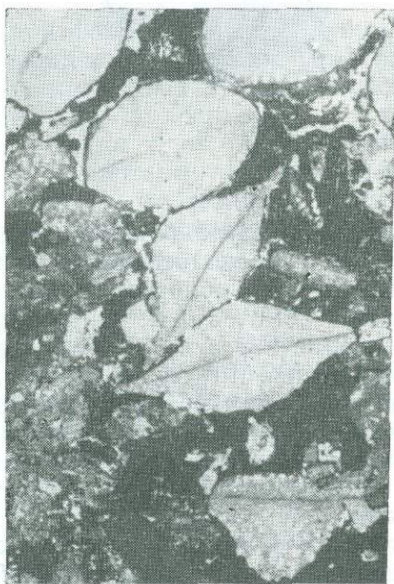
Другой причиной неоднородности строения рудных «пластов» является чередование в них описанных выше руд с цементной структурой и агрегатов существенно иного типа. Для последних характерно метасоматическое развитие макроскопически видимых самостоятельных форм окристаллизации агрегатов тодорокита — почковидной и объемно-дендритной, многим из них свойственна глубокристаллическая структура. Подробное описание этих образований было дано в нашей предыдущей работе (Соколова и др., 1971). Кристаллические агрегаты, чаще всего сферолитовые корки, развиваются послойно, локализуясь в виде «пропластков», линз, реже гнезд. Весьма интересной их особенностью является выдержанная в одном направлении (сверху вниз) ориентировка



6.



7.



8.

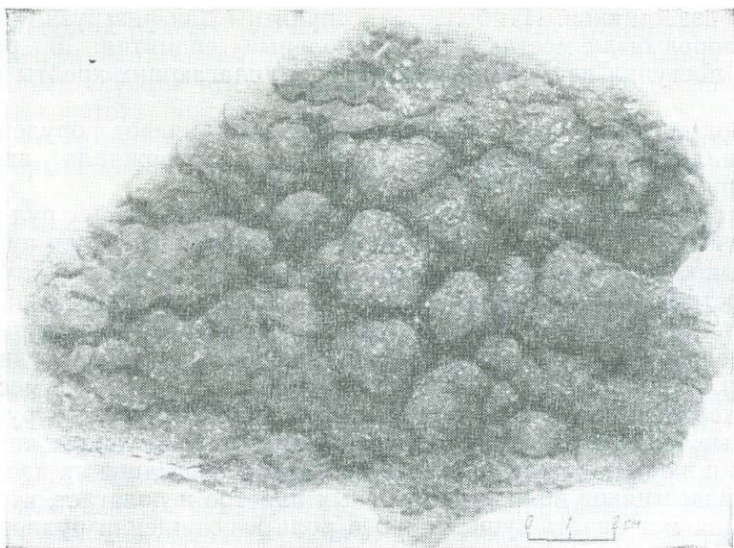
Фиг. 6. Тефроид с рудным цементом (черный). Прозрачный шлиф, увел. 5, при одном никеле

Фиг. 7. Замещение окислами марганца (черные) кристалло-витрокластического туфа. Прозрачный шлиф, увел. 80, при одном никеле

Фиг. 8. Карбонатный туффит. Мелкообломочная часть породы замещена окислами марганца (черные). Крупные фрагменты и раковинки фораминифер сохранились незамещенными. Прозрачный шлиф, увел. 10, при одном никеле

кристаллических агрегатов¹. В пределах рудного «пласта» в целом обычно наблюдается многократное чередование «прослоев» и линз различной мощности и протяженности, сложенных рудой с цементной структурой

¹ Ориентировка сферолитовых корок головками вниз нарушается только в пластах брекчий и вулканогенно-осадочных пород, содержащих эрратические глыбы и крупные валуны. Около глыб, обычно не замещаемых рудой, направление роста отдельных кристаллических агрегатов изменяется. Происходит огибание отдельных обломков растущими сферолитами и разветвление их корок при встрече с препятствием, что еще больше осложняет общую картину строения рудного «пласта».



Фиг. 9. Бугорчатая поверхность рудного прослоя с цементной структурой

и кристаллическими агрегатами. Границы между рудами обоих типов резкие.

Объемные дендриты тодорокита имеют либо кристаллическую, либо цементную структуру и неизменно ориентированы головками ветвей книзу. В случае кристаллической структуры тодорокит замещает породу практически полностью, в случае же цементной структуры замещение проявляется частично. Более распространены дендриты с цементной структурой. Выше упоминалось, что некоторые «прослои» руд с цементной структурой ограничиваются бугристыми поверхностями. Разрастание агрегатов с такими поверхностями приводит к развитию округлых выступов, переходящих в грубые ветвящиеся дендриты. Толщина ветвей этих дендритов достигает 10 см при длине до метра. При поперечном пересечении их ветвей плоскостью обнажения создается ложное впечатление о наличии в породе многочисленных марганцевых конкреций.

ГЕНЕЗИС МАРГАНЦЕВЫХ РУД

Вопрос о происхождении марганцевых руд в формации Эль-Кобре обсуждался в ряде работ наших предшественников. А. Спенсер (Hayes, Vaughan, Spence, 1901) полагал, что соединения марганца были принесены циркулирующими горячими водами. По его мнению, руды образовались на некоторой глубине от земной поверхности путем замещения вмещающих пород марганцевыми минералами. Кремнистые породы формировались одновременно с ними.

По мнению Е. Бэрчарда (Birchard, 1920), соединения марганца и кремнезема переносились артезианскими водами и отлагались в пластах ранее сформировавшихся пористых туфов, а также в пустотах и трещи-

нах 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 (Norgross, 1940) связывает марганцевое оруденение с гидротермальной деятельностью, которая сопровождала внедрение гранодиоритовых батолитов Сьерра-Маэстра.

Большое внимание вопросу происхождения марганцевых руд уделяет Ч. Парк (Park, 1942; Park, Cox, 1944), который полагает, что рудное вещество выносилось горячими водами в период затухания вулканической деятельности в районе Сьерра-Маэстра. В отличие от своих предшественников 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. 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 Ориенте рассматривается в работе Симонса и Страчека (1958). На разборе их концепции мы остановимся несколько подробнее. Эти исследователи считают, что марганец выносился горячими источниками, деятельность которых была связана с эоценовым вулканическим циклом. По их мнению, несомненно эпигенетическое происхождение имеют только руды, образующие тела неправильной формы (см. классификацию рудных отложений, приведенную выше)¹. 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 Симонса и Страчека, что марганец приносился горячими растворами. Действительно, нет никаких оснований полагать, что руды возникли в результате выветривания материнских марганценосных 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 в залежах пластообразной формы. Фактический материал, имеющийся в нашем распоряжении, говорит за то, что большинство этих рудных тел произошло путем метасоматического замещения соединениями марганца ранее образовавшихся пород. Рассмотрим основные аргументы, которые названные выше 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 истинного напластования.
2. Резкие контакты рудных пластов в туфах с вышележащими породами, особенно когда последние представлены известняками.

¹ Поверхностные рудные накопления не рассматриваются.

3. Наличие в рудных залежах валунов и глыб вулканических пород, не замещенных марганцем, вблизи которых рудные прослои изгибаются. В некоторых случаях эти глыбы секут контакты рудного слоя и вышележащей «пустой» породы и резко вдаются 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 прослеживаются 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 осадению 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 так же, как и вулканогенно-осадочный.

Изгибание рудных прослоев вблизи глыб пород и частичное погружение последних в рудоносный слой говорит о том, что эти глыбы попадали в еще неконсолидированные илы. Однако нет никаких указаний на то, что илы в это время уже 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.

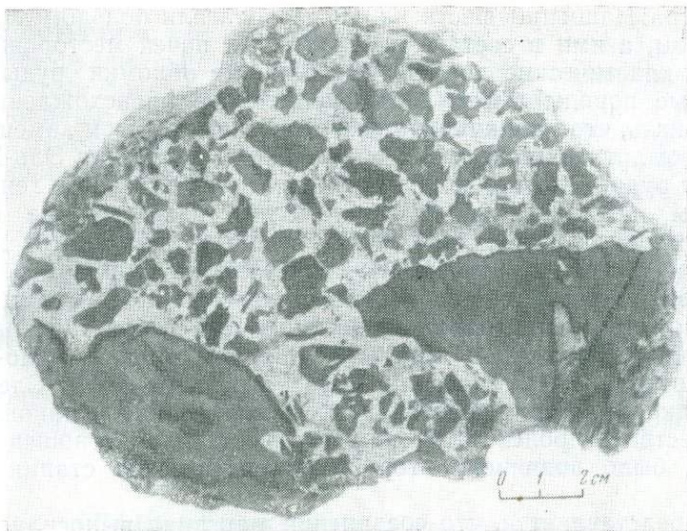
Весьма серьезным доводом в пользу представления о сингенетичной природе оруденения является присутствие в продуктивных пачках некоторых месторождений линз пород, содержащих рудные обломки. Симонс и Страчек описывают эти образования, как внутриформационные конгломераты и брекчий. По данным этих авторов, внутриформационные конгломераты представляют собой плохо отсортированные породы: помимо угловатых обломков окисных марганцевых руд и туфов они содержат окатанные и полуокатанные 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 Симонса и Страчека (фиг. 27—28, стр. 90), такие породы мало похожи на конгломераты. Изображенные на них породы представляют собой кластические образования, обломочный материал которых (туфы, известняки, обломки окисных марганцевых руд) не несет никаких признаков окатанности и сортировки и располагается в штупе породы крайне хаотично. Размеры обломков варьируют в очень широких пределах — от псаммитовой фракции до единичных глыбовых включений. Подобные иллы, во всяком случае, близкие образования наблюдались нами в карь-

ерах Понуло и Эль-Кристо, где они слагают прослойно вытянутые и укороченные линзы. Это — гравелиты или крупнозернистые песчаники с включениями более крупных обломков. Обломки представлены 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 они остроугольны. Никаких закономерностей в их расположении внутри пласта и даже слабых признаков сортировки не наблюдается.

В одном месте, в карьере Понуло, 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 имеются 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 отмечается 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 выщелачивающихся пластов, чем в результате размывов. Возможность обрушения пород в пределах продуктивной пачки, особенно на участках интенсивно переработанных горячими водами, вполне вероятна. 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 подверглись пласты пород, содержащих окатанные валуны устойчивых пород, то они перемещались во вновь возникающие отложения, сохраняя свою форму. Этим же может быть объяснено 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.

Следует отметить еще один тип брекчий, содержащих большое количество рудных обломков (фиг. 10). Они, как и обломки вулканических пород, имеют резкие очертания и цементируются кристаллическим кальцитом, видимо гидротермального происхождения. Цемент часто корродирует обломочные зерна, вдаваясь в них заливами причудливой формы. Более тонкая обломочная фракция замещается кальцитом почти полностью. Наряду с обломками пород в брекчиях присутствуют раковинки фораминифер. Мы полагаем, что брекчии описываемого типа возникли в зонах дробления, по которым мигрировали гидротермальные растворы. Тела этих пород либо залегают согласно с вмещающими толщами, либо имеют секущее положение.



Фиг. 10. Гидротермальные брекчи. Обломки руды и вулканических пород (темные). Цемент (светлый) представлен кальцитом

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. Симонс и Страчек полагают, что трещины, по которым развивались дайки, выполнялись неконсолидированными осадками. В соответствии с этим делается вывод, что в момент формирования пластов, от которых отходят дайки, подстилающие их рудные накопления уже существовали. Нами допускается и другая интерпретация описанного соотношения, а именно: трещины могли 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.

Имеющийся у нас фактический материал говорит за то, что большинство рудных залежей формации Эль-Кобре возникло путем метасоматического замещения окислами марганца вулканогенно-обломочных и, значительно реже, карбонатных пород. Среди вулканогенно-обломочных пород рудному метасоматозу чаще всего подвергались пласты тефроидов и туффитов, значительно более пористые и проницаемые, чем собственно пирокластические породы и, тем более, эффузивы, среди которых руды, как правило, не локализируются. Вопрос о наличии на рассматриваемых марганцевых месторождениях рудных залежей вулканогенно-осадочного происхождения, с нашей точки зрения, остается открытым. Очевидных признаков сингенетичности оруденения с вмещающими отложениями нами обнаружено не было. Однако необходимо учитывать, что ко времени проведения наших исследований многие месторождения уже были 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 руды обеих упомянутых генетических категорий не разобщены пространственно и неизменно входят в состав одних и тех же продуктивных пачек. Таким образом, мы полностью не отрицаем возможности существования марганцевых руд, синхронных с вмещающими породами. Допустимо, что рудные залежи формации Эль-Кобре образовывались в два этапа: в первый происходило накопление вулканогенно-осадочных руд, а во второй — формировались руды типа замещения. Следует отметить, однако, что если даже первичное сингенетичное накопление рудного вещества и происходило, то в количественном отношении оно, несомненно, было подчинено второй, эпигенетической стадии рудообразования.

Нам представляется, что соединения марганца выносились восходящими потоками горячих растворов, которые перемещались преимущественно по пористым породам, а не по тектоническим нарушениям. Руды образовались путем выборочного замещения пород окислами марганца, в пластах, располагающихся на пути миграции питающих растворов.

Как упоминалось выше, рудному метасоматозу чаще всего подвергались пласты относительно рыхлых и проницаемых пород — тефрондов или туффинов (ассоциации Каней и Чарко-Редондо). Особенно ярко избирательная способность замещения проявляется в случае переслаивания вулканогенно-обломочных пород и известняков. В таких толщах соединениями марганца замещались только пласты кластических пород, с выклиниванием которых исчезают и признаки оруденения. Мы полагаем, что механические свойства пород и их структурные особенности не были единственными факторами, определяющими место локализации руд. Оруденению подвергались те участки или горизонты формации, физико-химический режим которых способствовал быстрому выпадению соединений марганца в осадок. Так, отмечалось закономерное сонахождение пластов рудоносных вулканогенно-обломочных пород и известняков. По всей вероятности, роль известняков не ограничивалась тем, что они представляли своего рода водоупоры, препятствующие распространению рудоносных растворов. Известняки, видимо, создавали геохимические барьеры, способствовавшие рудообразованию. Надо отметить, что в некоторых случаях режим, благоприятный для выпадения соединений марганца из растворов, мог возникать и в пластах кластических пород, не имеющих непосредственных контактов с карбонатными отложениями. Пока трудно сказать, какие свойства этих пластов способствовали осаждению рудного вещества, но эти свойства характерны лишь для определенных типов пород, входящих в парагенез формации Эль-Кобре. Именно поэтому, несмотря на явно наложенный характер оруденения, мы рассматриваем марганцевые руды, как один из членов парагенеза формации Эль-Кобре.

Парагенетически связанные с марганцевыми рудами кремнистые породы (баяты), несомненно, имеют метасоматическое происхождение, и даже самая незначительная их часть не может быть отнесена к яш-

мам. Надо отметить, что кремнистый метасоматоз проявился значительно активнее рудного: окремнению подвергались самые разнообразные породы, вплоть до вулканогенно-терригенных конгломератов и известняков. Поэтому байиты, в отличие от рудных залежей, сравнительно редко образуют хорошо выраженные стратиформные тела, а чаще образуют гнезда, укороченные линзы и «пласты», осложненные раздувами и лережимами.

Время образования метасоматических руд и байит точно установить не удастся. По всей вероятности, поступление кремне- и рудосодержащих растворов было связано с заключительной фазой эоценового вулканического цикла, в течение которого шло накопление пород формации Эль-Кобре. Трудно сказать, имелась ли какая-то определенная последовательность в образовании руд и кремнистых пород, следует отметить лишь, что нами наблюдались случаи замещения тодорокитовых руд кремнеземом.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФОРМАЦИИ ЭЛЬ-КОБРЕ С ДРУГИМИ МАРГАНЦЕНОСНЫМИ ФОРМАЦИЯМИ

В заключение рассмотрим, какое место формация Эль-Кобре занимает в рядах марганценосных вулканогенно-осадочных формаций, выделенных в других регионах земного шара. В основу систематики вулканогенно-осадочных формаций нами положены следующие их особенности. В составе каждого парагенеза неизменно выделяются две составляющие: осадочная и вулканогенная. Осадочная составляющая может быть представлена карбонатными и терригенными породами. Соответственно выделяется два ряда формаций: вулканогенно-карбонатный и вулканогенно-терригенный. Исходными для рядов являются парагенезы собственно осадочных и собственно вулканических пород. Положение конкретных формаций в ряду определяется соотношением в них вулканогенной и осадочной составляющих. При определении типа формации учитывается не только ее положение в определенном ряду, но и состав входящих в ее парагенез вулканических образований. В составе обоих рядов намечаются формации с основным и кислым вулканизмом. На основании изложенных выше признаков, было выделено четыре типа марганценосных вулканогенно-осадочных формаций (Атасуйский, Усинский, Калифорнийский и Дауташский); подробная характеристика их была дана в наших прежних работах (Соколова, 1967, 1968). В настоящей статье отметим только, что Атасуйский и Калифорнийский типы формаций характеризуются основным вулканизмом, а Усинский и Дауташский — кислым.

Формация Эль-Кобре принадлежит к вулканогенно-карбонатному ряду и характеризуется резким преобладанием вулканической составляющей над осадочной. Входящие в ее состав вулканиды представлены породами базальтоидной группы, что дает основание отнести формацию Эль-Кобре к типу формаций с родоначальным вулканизмом основного состава. Сравнение формации Эль-Кобре с ранее выделенными марганценосными парагенезами пород показывает, что она не может быть отнесена ни к одному из намеченных типов. Специфика рассматриваемого парагенеза пород заключается в следующем.

1. Фон формации Эль-Кобре составляют вулканические образования, среди которых марганцевые руды и локализуются. Все ранее выделенные марганценозные формации характеризуются явным преобладанием осадочных пород над вулканическими. Такое соотношение этих двух составляющих рассматривается как благоприятная предпосылка для возникновения рудных концентраций.

2. Формации Эль-Кобре свойствен совершенно особый тип марганцевого оруденения. Подавляющее большинство рудных залежей имеет метасоматическую природу; рудам свойствен преимущественно окисный состав (резкое преобладание окислов марганца над силикатами, при полном отсутствии карбонатных марганцевых руд), причем на ряде месторождений промышленные концентрации образует тодорокит; чисто марганцевый состав руд (отсутствие железистых разностей). Как правило, в марганценозных формациях ранее выделенных типов, руды имеют вулканогенно-осадочное происхождение и только на некоторых месторождениях (например, месторождения Атасуйской группы в Центральном Казахстане), наряду с вулканогенно-осадочными рудами, встречаются рудные концентрации, возникшие метасоматическим путем. Далее, вулканогенноосадочные руды в формациях с родоначальным основным вулканизмом, относящихся как к вулканогенно-карбонатному (Атасуйский тип), так и к вулканогенно-терригенному ряду (Калифорнийский тип), неизменно представлены и окисными и карбонатными разностями. Кроме того, в составе продуктивных пачек месторождений, приуроченных к формациям вышеупомянутых типов, помимо марганцевых руд постоянно присутствуют и руды железа.

3. Марганцевые руды формации Эль-Кобре ассоциируют с байятами — кремнистыми породами метасоматического происхождения. Но для всей формации в целом какие-либо кремнистые образования не характерны. В формациях, в парагенез которых входят руды вулканогенно-осадочного происхождения и вулканы основного состава, как правило, широко распространены яшмы. Это породы, имеющие тот же генезис, что и руды, как правило, входят в состав продуктивных пачек, а иногда бывают развиты и за их пределами.

Проведенное сравнение формации Эль-Кобре с другими марганценовыми сериями показывает, что она должна быть выделена в специальный тип марганценозных вулканогенно-осадочных формаций, который мы называем «Кубинским».

ВЫВОДЫ

Резюмируя изложенный выше материал, еще раз отметим те факторы, которые определяют положение рудных залежей в формации Эль-Кобре и должны учитываться при поисковых работах на марганец в формациях Кубинского типа.

1. Подавляющее большинство месторождений сосредоточено в верхних горизонтах формации; в структурном отношении они тяготеют к зоне сочленения антиклинория Сьерра-Маэстра с Восточно-Кубинским синклинорием. По всей вероятности, эти две крупные структуры сопрягались по зоне разрывных нарушений, которые развивались на протяжении длительного промежутка времени. Многие разломы древнего заложения, развитые в пределах описываемой тектонической зоны, были полностью

или частично погребены под толщами пород среднего и особенно верхнего эоцена, но отдельные их ветви продолжали существовать и в более позднее время. Представляется, что в таких зонах создавались условия, благоприятные для поступления и миграции рудоносных растворов. Таким образом, распределение рудных концентраций в самых общих чертах, определялось наличием региональных зон разрывных нарушений, имеющих длительную историю развития.

2. Внутри региональных тектонических зон для накопления руд наиболее благоприятны небольшие куполовидные поднятия, в сводовых частях которых обнажаются породы верхних горизонтов формации Эль-Кобре.

3. Рудному метасоматозу подвергались преимущественно пласты относительно рыхлых вулканогенно-обломочных пород, в большинстве случаев имеющих псаммитовую структуру. Особенно благоприятные условия для возникновения рудных концентраций создавались в случае переслаивания кластических образований с известняками. Следовательно, наиболее перспективными в отношении рудоносности являются парагенезы пород типа ассоциаций Каней и Чарко-Редондо в формации Эль-Кобре.

4. Марганцевые руды формации Эль-Кобре часто ассоциируют с кремнистыми породами метасоматического происхождения (байятами). Наличие байт в вулканогенно-обломочных толщах может рассматриваться как поисковый признак на марганцевые руды.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамович А. Ф., Чехович В. Д. Марганценозные отложения Кубы и перспективы их поисков.— Геол. месторожд. полезн. ископ. Региональная геол., Изд-во ОНТИ — ВИЭМС, 1966, № 3.
- Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. Пер. С. П. Соловьева. Под ред. А. П. Герасимова. Гл. ред. геол.-разв. и геодез. лит-ры, 1936.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1956.
- Калёда Г. А. Основные черты эволюции кремнистого осадконакопления. Изд-во «Наука», 1966.
- Пуцаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническая карта Кубы, масштаб 1 : 1 250 000.— В сб. «Геология и полезные ископаемые Кубы». Изд-во «Наука», 1967.
- Ритман Т. А. Вулканы и их деятельность. Изд-во «Мир», 1964.
- Соколова Е. А. Положение Усинского марганцевого месторождения в отложении нижнего кембрия хребта Кузнецкий Алатау.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1961.
- Соколова Е. А. Некоторые закономерности размещения рудных концентраций в марганценозных вулканогенно-осадочных формациях.— В кн. «Марганцевые месторождения СССР». Изд-во «Наука», 1967.
- Соколова Е. А. Закономерности образования вулканогенно-осадочных марганцевых руд.— В кн. «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого». Изд-во «Наука», 1968.
- Соколова Е. А., Степанов В. И., Брито А., Коутин Д. П., Базилевская Е. С. Структуры и текстура стратиформных тодорокитовых марганцевых руд формации Эль-Кобре, Куба.— Геол. рудн. месторожд., № 1, 1971.
- Хворова И. В., Сибиркина Л. М. О семинаре по классификации, номенклатуре и диагностике вулканогенно-осадочных (обломочных) пород.— Литология и полезн. ископ., 1968, № 5.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения).— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 27, вып. 5, 1952.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Изд-во АН СССР, 1963.
- Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенно-осадочных пород и формаций.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.
- Шатский Н. С. Избранные труды, т. III. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. Изд-во «Наука», 1965.

- Albear J. F., Ivorova I. V., Sokolova E. A., Brito A., Coutin P.* Las formaciones geológicas y su importancia en la solución de algunos problemas geológicos.— Acad. Cie. Cuba, Habana, Ser. Geol., 1968, N 2.
- Bermudez P.* Las formaciones geológicas de Cuba.— Geol. Cubana, YCRM, 1961, N 1.
- Burchard E. F.* Manganese ore deposits in Cuba.— Amer. Inst. Min. Met. Engin. Trans., 1920, 63.
- Fronzel Cl., Marvin U. B., Ito J.* New occurrence of todorokite.— Amer. min., 1960, 45, N 11—12.
- Hayes C. W., Vaughan T. W., Spencer A. C.* Report on a geological reconnaissance of Cuba.— In: Civil report of Brig. Gen. Leonard Wood, Military Governor of Cuba for., 1901.
- Keijzer F. G.* Outline of the geology of the eastern part of the Province of Oriente, Cuba (E. of 76° W. L.) with notes on the geology of other parts of the island: Utrecht Rijksuniv.— Utrecht, Geog. en Geol. Meded. Physiog. Geol. Reeks, ser. 1945, 2, N 6.
- Laverov N., Cabrera R.* Algunas peculiaridades de la geología de los alrededores del yacimiento „El Cobre“ relacionadas con su genesis.— Revista de Geología, Acad. Cie. Cuba, 1967, N 1.
- Lewis G. E., Straczek J. A.* Geology of South-central Oriente, Cuba.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1955, 975-D.
- Norcross F. S., Jr.* Development of the Lowgrade manganese ores Cuba.— Amer. Inst. Min. Engr. Tech. Pub., 1940, N 1188.
- Park C. F.* Manganese Deposits of Cuba.— Bull. 935-B, Washington, 1942.
- Park C. F., Cox M. W.* Manganese deposits in part of the Sierra Maestra, Cuba.— U. S. Geol. Sur. Bull., 1944, 935-F.
- Simons F. S., Straczek J. A.* Geology of manganese deposits of Cuba.— U. S. Geol. S. ur. Bull., 1057, Washington D. S., 1958.
- Taber S.* Sierra Maestra of Cuba, part of the northern rim of the Bartlett Trough.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1934, 45.
- Woodring W. P., Daviess S. N.* Geology and manganese deposits of Guisa-Los Negros area Oriente province, Cuba.— Bull. 935-G, Washington, 1944.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|--|-----|
| ПРЕДИСЛОВИЕ | 5 |
| СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КУБЫ <i>А. Е. Толкунов, Е. П. Малиновский, Р. Кабрера, Г. Карасу</i> | 9 |
| ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ КУБЫ <i>И. З. Корин, В. И. Финько, П. Д. Коутин</i> | 66 |
| ВЛИЯНИЕ ГИДРОХИМИЧЕСКОГО ФАКТОРА НА ФОРМИРОВАНИЕ И РАЗМЕЩЕНИЕ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ КУБЫ <i>Ю. Ю. Бугельский, Ф. Формель-Кортин</i> | 118 |
| ОБЗОР НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ КУБЫ <i>В. И. Финько, В. П. Петров, Д. П. Коутин</i> | 132 |
| МРАМОРЫ КУБЫ <i>В. П. Петров, В. И. Финько, Б. П. Беликов, Д. П. Коутин, Г. Гарсия</i> | 157 |
| ХРОМИТОНОСНОСТЬ УЛЬТРАБАЗИТОВ КУБЫ <i>Н. В. Павлов, И. И. Григорьева, М. Муньос-Урбино</i> | 179 |
| МАРГАНЦЕНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ ЭЛЬ-КОБРЕ (ПРОВИНЦИЯ ОРИЕНТЕ, КУБА) <i>Е. А. Соколова, А. Брито, Д. П. Коутин</i> | 226 |

УДК 553.43(729.1)

Сравнительная характеристика медных месторождений Кубы. Толкунов А. Е., Малиновский Е. П., Кабрера Р., Карасу Г.—В сб. «Геология полезных ископаемых Кубы». Изд-во «Наука», 1973.

Рассмотрена геология медных месторождений важнейших рудных районов о-ва Куба, приведена характеристика их структурной позиции, морфологии рудных тел, минерального состава и геохимических особенностей руд. Выявлено сходство медных месторождений, залегающих в крупных тектонических блоках, завершивших эвгеосинклинальное развитие в разное геологическое время. Сделан вывод о едином эоценовом возрасте всех важнейших месторождений меди и формировании их непосредственно вслед за образованием поздних эоценовых малых интрузивов и даек диоритового состава.

Библ. 25 назв., илл. 14.

УДК 553.481 : 068.3(729.1)

Геология и генезис никелевых месторождений в коре выветривания Кубы. Корни И. З., Финько В. И., Коутин Д. П.—В сб. «Геология полезных ископаемых Кубы». Изд-во «Наука», 1973.

Рассматриваются геологическая история и генезис никеленосных кор выветривания Кубы и условия формирования в них никелевых месторождений. Описываются коры выветривания площадного и линейного типов и приводится геолого-структурная характеристика основных никелеворудных районов Кубы. Обосновываются представления о формировании основных промышленных никелевых месторождений за счет наложения олигоценового латеритного выветривания на сохранившиеся от размыва обогащенные никелем нижние горизонты домаястрихтской коры выветривания ультрабазитов. Выделен новый промышленный тип никеленосных латеритов, сформированных за счет выветривания терригенно-карбонатных палеоэоценовых осадочных отложений, содержащих большое количество переотложенного материала ультрабазитов.

В связи с проявлением на Кубе интенсивных блоковых движений в плиоцен-четвертичное время, в этот период преобладали процессы разрушения ранее сформированных кор выветривания. Плиоцен-четвертичное выветривание проявилось на никелевых месторождениях в перераспределении железа и других элементов в верхних частях кор выветривания и не сказало существенно на их рудности.

Табл. 4. Илл. 10. Библ. 49 назв.

УДК 550.461 : 551.311.231(729.1)

Влияние гидрогеохимического фактора на формирование и размещение кор выветривания Кубы. Бугельский Ю. Ю., Формель-Кортин Ф.—В сб. «Геология полезных ископаемых Кубы». Изд-во «Наука», 1973.

Излагаются результаты гидрогеохимического изучения кор выветривания Кубы. Установлена взаимосвязь распределения содержаний породообразующих элементов в подземных водах и продуктах выветривания. Взаимодействие природных вод и водомещающих пород формирует минералого-гидрогеохимическую зональность коры выветривания. Наиболее активно этот процесс протекает в гидродинамических условиях зон интенсивного и среднеинтенсивного водообмена. К таким зонам приурочены мощные коры охристого и нонитритово-охристого профиля и связанные с ними месторождения никеля. Размещение кор выветривания на территории Кубы находится в тесной зависимости от гидрогеологических условий, которые в свою очередь зависят от климатических и геоморфологических факторов.

Табл. 3. Илл. 4. Библ. 11 назв.

УДК 553.6(729.1)

Обзор неметаллических полезных ископаемых Кубы. Финько В. И., Петров В. П., Коутин Д. П.—В сб. Геология полезных ископаемых Кубы. Изд-во «Наука», 1973.

Куба располагает многими видами ценного нерудного сырья. Месторождения первичных каолинов, кварцевых стекольных песков, мраморов, магнезита могут не только обеспечить потребности страны, но и давать продукцию на экспорт. Крупные ресурсы магнезита сосредоточены в уникальном месторождении Реденсион, приуроченом к терригенным третичным отложениям, в которые магнезит переотложен из коры выветривания серпентинитов. Дается оценка перспективности территории Кубы на обнаружение ряда видов дефицитного неметаллического сырья.

Табл. 1. Илл. 9. Библ. 7 назв.

УДК 553.553(729.1)

Мраморы Кубы. Петров В. П., Финько В. И., Беликов Б. П., Коутин Д. П., Гарсия К.—В сб. «Геология полезных ископаемых Кубы». Изд-во «Наука», 1973.

Куба располагает большими запасами мраморов, месторождения которых располагаются в провинциях Пинар-дель-Рио, Лас-Вильяс, Ориенте и на о. Пинос. Приводятся результаты детального изучения физико-механических свойств мраморов месторождений верхнеюрского, верхнемелового и среднеэоценового возраста. Кубинские мраморы имеют высокие декоративные и физико-механические свойства и являются высококачественным материалом широкого профиля использования.

Табл. 6. Илл. 9. Библ. 4 назв.

УДК 553.321.6 : 553.461(729.1)

Хромитоносность ультрабазитов Кубы. Павлов Н. В., Григорьева И. И., Муньос-Урбино М.— В сб. «Геология полезных ископаемых Кубы». Изд-во «Наука», 1973.

Овещаются результаты работ по изучению особенностей геологического строения, петрографического состава и хромитоносности наиболее крупных ультраосновных массивов Кубы — Маяри-Баракоа и Камагуэй. Приводится описание некоторых месторождений хромитов. Делаются выводы о специфической петрографической зональности названных массивов и связи хромитового оруденения различного состава с определенными петрографическими комплексами. Выделяются районы, наиболее перспективные на обнаружение месторождений высококачественных хромитовых руд.

Табл. 5. Библ. 17 назв. Илл. 17.

УДК 553.32(729.1)

Марганценосная формация Эль-Кобре (провинция Ориенте, Куба) Соколова Е. А., Брито А., Коутин Д. П.— В сб. «Геология полезных ископаемых Кубы». Изд-во «Наука», 1973.

Излагаются результаты изучения вулканогенно-осадочной формации Эль-Кобре, с которой связано большое количество месторождений марганца. Проведено сравнение с основными типами марганценосных вулканогенно-осадочных формаций других стран. Дается характеристика марганцевого оруденения и делаются выводы о генезисе руд. Отмечаются факторы, которые определяют положение рудных залежей в формации Эль-Кобре. Особенности состава, строения и специфика марганцевого оруденения формации Эль-Кобре позволили авторам выделить данный парагенез пород в особый тип марганценосных формаций, названный Кубинским.

Табл. 2. Библ. 29 назв. Илл. 10.

ГЕОЛОГИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ КУБЫ

Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений
петрологии, минералогии и геохимии

Редактор издательства **Н. В. Знаменская**
Художник **Г. А. Астафьева**
Художественный редактор **С. А. Литвак**
Технический редактор **Т. И. Анурова**

Сдано в набор 18/XII 1972 г. Подписано к печати 12/VII 1973 г.
Формат 70×100¹/₁₆. Усл. печ. л. 21,2. Уч.-изд. л. 21,7.
Т-11333. Тираж 800 экз. Бумага № 1. Тил. зак. 5307.

Цена 2 р. 52 к.

Издательство «Наука»
103717 ГСП. Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука»
121099. Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

710

2 p. 110



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»