

РОСКОМНЕДРА

ЦЕНТРАЛЬНАЯ МОРСКАЯ ГЕОЛОГО-
ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

РУДНЫЕ КОРКИ
ПОДВОДНЫХ ПОДНЯТИЙ
МИРОВОГО ОКЕАНА

Геленджик.

1993



РОСКОМНЕДРА

ЦЕНТРАЛЬНАЯ МОРСКАЯ ГЕОЛОГО-
ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

РУДНЫЕ КОРКИ ПОДВОДНЫХ ПОДНЯТИЙ МИРОВОГО ОКЕАНА

5329
В.В.Кругляков*, М.Е.Мельников**, Р.В.Голева***,
В.В.Авдонин****, Б.Н.Алешин*, В.Т.Дубинчук***,
К.Н.Мамошина*, А.В.Мечетин**, В.А.Полиновский**,
Т.В.Попова**, Т.В.Сенькова**, В.В.Сергеева***

* - ГП ЦГГЭ, ** - ПО "Дальморгеология", *** - ВИМС, ****
- МГУ

Составитель и научный редактор В.В.Кругляков

Геленджик.

1993



В предлагаемой вниманию читателя работе описаны результаты геоморфологических, геологических, геохимических и минералогических исследований рудных корок подводных поднятий и сопутствующих им рудных образований. Основной объем морских исследований и отбора каменного материала выполнен НИС "Геолог Петр Антропов" (головное предприятие, бывшая Южно-Тихоокеанская геологоразведочная экспедиция, объединения "Дальморгеология") в 1990-1992 годах на поднятиях Маркус-Уэйк и Магеллановых горах в Тихом океане. Значительный объем работ выполнен НИС "Южморгеология" (Центральная геолого-геофизическая экспедиция, бывшая ЦГГЭ НПО "Южморгеология") в 1989 - 1990 годах на горе Экватор и трансокеаническом Австралийско-Маскаренском геотраверзе в Индийском океане. Привлечены результаты работ НИС "Геленджик" (ЦГГЭ) в 1989 году в Канарской котловине Атлантики. Аналитические работы выполнялись названными экспедициями совместно с лабораториями Всероссийского института минерального сырья (ВИМС), Московского государственного университета (МГУ), Научно-исследовательского и проектного института геофизических методов разведки Мирового океана (НИПИОкеангеофизика).

Изучены и описаны условия залегания рудных корок и сопутствующих им рудных образований. Охарактеризованы физические свойства руд и подстилающих их субстратов. Описаны структуры и текстуры руд. Исследован их элементный состав в зависимости от глубины океана, состава субстрата, элементов текстуры. Изучен минеральный состав руд. Описана таксономия рудопоявлений. Показаны принципы картирования различных таксонов. Рассмотрены генетические вопросы, определены нерешенные проблемы и сформулированы основные задачи дальнейших исследований.

Книга может представить интерес для специалистов в области морской геологии, осадочного рудообразования, минералогов и геохимиков, а также для технических специалистов, занятых разработкой разведочной техники

и добычных систем для эксплуатации месторождений полезных ископаемых дна Мирового океана. Содержащийся в книге большой фактический материал может быть полезен при составлении обзорных и обобщающих работ.

© ГП ЦГГЭ, 1994.
© В.В.Кругляков.

ВВЕДЕНИЕ

Постепенное истощение запасов минерального сырья на суше определяет тот интерес к потенциальным подводным месторождениям, который проявляют ко дну Мирового океана все развитые страны. Советский Союз не стал исключением из этого общего правила. В Мингео СССР были созданы три крупных объединения, в задачи которых входило изучение Международного района Мирового океана с целью поиска скоплений рудного сырья и оценки его ресурсов. Наибольший опыт в поисках и детальном изучении рудных корок Тихого океана накоплен объединением "Дальморгеология". Корки Индийского океана исследовались в процессе региональных и рекогносцировочных работ объединением "Южморгеология". Тонкие минералого-геохимические исследования выполнены в лабораториях ВИМСа, МГУ и НИПИОкеангеофизика.

В основе настоящей работы лежат результаты исследований, выполненных научно-исследовательским судном (НИС) "Геолог Петр Антропов" в 1990-92 годах на поднятии Маркус-Уэйк и в Магеллановых горах (Тихий океан), НИС "Академик Александр Сидоренко" в 1990 году на ряде поднятий в Индийском океане. Кроме того использованы результаты, полученные НИС "Южморгеология" в 1989 году на горе Экватор (Индийский океан) и НИС "Геленджик" в Канарской котловине Атлантики в 1989 году (рис.1). Полученные материалы сопоставлены с опубликованными данными. Характерно, что отдельные литературные данные, посвященные глобальным или региональным закономерностям, зачастую противоречат друг другу. Полученные нами материалы также отличаются от района к району. По-видимому, это свидетельствует о некоторых различиях в условиях формирования и дальнейшей геологической жизни рудных корок в различных регионах. То есть пока нет возможности говорить о какой-то общей закономерности их образования и роста. Отсюда предлагаемая вниманию читателя работа является продолжением накопления и первичной систематизации фактического

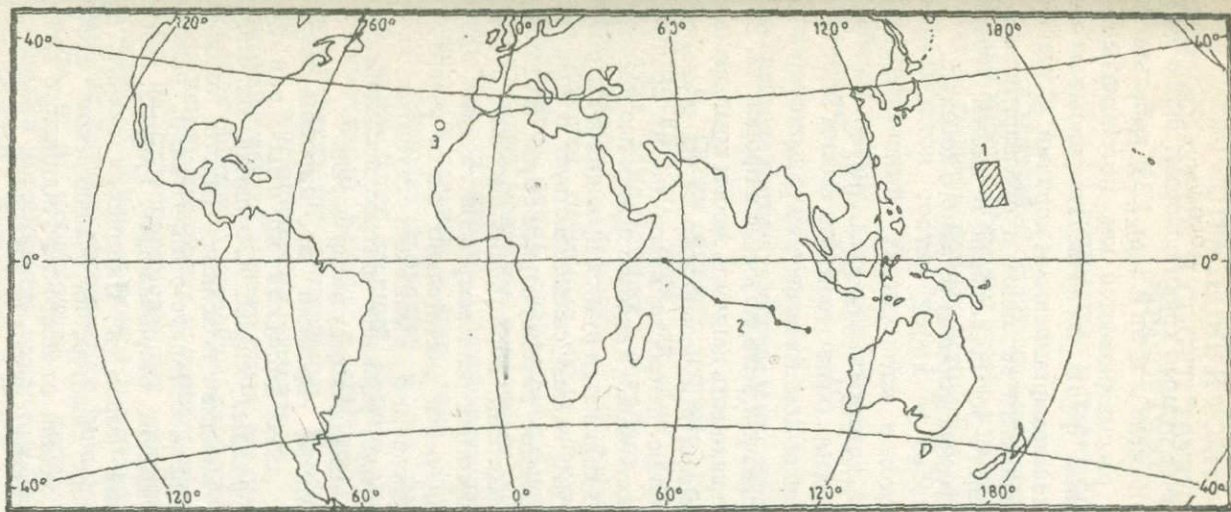


Рис.1. Районы работ научно-исследовательских судов ПО "Дальморгеология" и ГП ЦГГЭ
 1 - "Геолог Петр Антропов", 2 - "Академик Александр Сидоренко", 3 - "Южморгеология",
 4 - "Геленджик"

материала и не претендует на роль обобщения.

В общем случае рудные корки содержат около 20% марганца, около 15% железа и от 0.3 до 1.3% кобальта. В связи с этим они рассматриваются как потенциальные кобальтомарганцевые руды и зачастую называются кобальтоносными железомарганцевыми корками. С учетом потребительской стоимости металлов и предварительных данных о возможности их извлечения в нашей стране предложена конъюнктурная формула условного кобальта

$$C_{\text{Co усл}} = C_{\text{Co}} + 0.2 C_{\text{Ni}} + 0.06 C_{\text{Cu}} + 0.02 C_{\text{Mn}},$$

где C металла - содержание металла в руде в процентах. Эта формула позволяет сравнивать ценность любых комплексных оксидных океанических руд независимо от их реального состава. Сопоставление ценности корок по их средним составам для Мирового океана в целом с ценностью наиболее богатых абиссальных конкреций рудной провинции Клариян-Клиппертон в Тихом океане свидетельствует о том, что корки - не менее ценное потенциальное сырье. В отличие от абиссальных конкреций, образующих широкие рудные поля в тысячи квадратных километров на глубине около 5 км, корки локализуются значительно уже и развиты в основном на существенно меньших глубинах. Это, естественно, способствует усилению интереса исследователей к коркам как к потенциальному рудному сырью.

К настоящему времени в Мировом океане выявлено около двух десятков крупных районов распространения рудных корок. Основная их масса сосредоточена в западной половине Тихого океана: поднятия Мидпасифик, Маркус-Уэйк-Неккер, районы островов Лайн, Гавайских, Маршалловых, Туамоту. Менее изучены проявления корок в Индийском океане, где они известны на горе Экватор, на Мальдивском хребте и в западной части океана от Восточно-Индийского хребта до хребта Инвестигейтор, включая локальные поднятия в Кокосовой котловине, на хребте Брокен.

1. РАСПРОСТРАНЕНИЕ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ РУДНЫХ КОРОК И СОПУТСТВУЮЩИХ ИМ РУДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

1.1. Батиметрия и геоморфология.

Сведений об общих закономерностях распространения рудных корок в Мировом океане в целом практически нет. В известных литературных источниках достаточно детально описывается состав корок и субстратов отдельных рудопроявлений. Указываются некоторые оптимальные глубины океана для существования корок (кстати, эти сведения весьма противоречивы). Анализируя же перечень установленных рудопроявлений, можно представить некоторую обобщенную картину распределения этих образований.

В Тихом океане рудные корки установлены практически по всей западной половине, начиная от поднятия Мидпасифик, островов Гавайских, Лайн, Маршалловых, Туамоту. К востоку от этой линии расположены типичные океанические котловины со спокойным, очень слабо расчлененным рельефом, маломощным молодым осадочным чехлом и широким развитием оксидного железомарганцевого орудения в форме абиссальных конкреций. Западнее отмеченной линии, включая входящие в нее поднятия, возраст фундамента более древний, развит резко расчлененный вулканогенный рельеф с обилием многовершинных вулканических гор и отдельных вулканов центрального типа, с эпизодическим развитием осадочного чехла преимущественно в межгорных впадинах и на плоских вершинах гайотов, с широким развитием вулканогенных, вулканогенно-осадочных и литифицированных осадочных пород на отпрепарированных склонах гор различной крутизны. К этим склонам в основном и приурочены оксидные рудные образования типа корок на скальных выходах и их производных - корково-конкреционных образований (отторженцев различных размеров с нерудной составляющей большого объема, покрытых рудным материалом со всех сторон) и конкреций (сравнительно

мелких отторженцев со всесторонним развитием рудного материала либо на рудном фрагменте, либо на нерудном ядре малого по сравнению с рудной оболочкой объема).

В Индийском океане корки установлены преимущественно в восточной части (хребты Брокен, Инвестигейтор, поднятия Кокосовой котловины, Восточно-Индийский хребет) и на северо-востоке в приэкваториальной части океана на Мальдивском хребте и горе Экватор. Единичные образцы корок подняты со склонов Амирантского поднятия, Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов. В Индийском, как и в Тихом, океане корки отмечаются в местах развития наиболее древнего фундамента и наиболее древних осадочных образований. Развиты они также преимущественно в местах развития относительно крутых склонов.

Анализируя литературу, мы не нашли статистически достоверных данных о зависимости толщины рудных корок от глубины океана. В литературе распространены заявления о том, что наиболее мощные (толстые) корки формируются под зоной кислородного минимума, отмечаемого в толще океанической воды на глубине океана около 1 км. Фактически же в Международном районе океана (за пределами территориальных вод) таких глубин не существует. Минимальные отметки на поднятиях Маркус-Уэйк-Неккер, в Магеллановых горах, на Мальдивском хребте, горе Экватор заведомо превышают 1200-1500 м. Практически корки толщиной до 14 см мы поднимали в процессе драгирования гайота МБ-23 на поднятии Маркус-Уэйк с глубины около 2.5 км. Это хорошо согласуется с результатами обобщения, сделанного С.И. Андреевым и его коллегами (1989). Наиболее богатые кобальтом образцы (до 1.2%) отобраны с небольшого локального поднятия в Кокосовой котловине Индийского океана с глубины от 3.3 до 2.9 км (изменение глубины вдоль профиля драгирования).

Выделенные на региональном (или даже на глобальном) уровне рудопроявления имеют четкую морфоструктурную позицию. Для открытых пелагических районов океана главным условием проявления рудных корок является наличие положительных форм рельефа дна

- подводных гор или их систем. Вблизи материков на опущенных блоках аваншельфов также установлены проявления корок и конкреционных мостовых.

Железомарганцевое орудение гор Мидпасифик, хребта Неккер и островов Лайн по данным Дж. Хейна (1985) развито на склонах от 12° до 20° при глубинах от 1100 до 3000 м. В поперечных долинах железомарганцевые корки не обнаружены.

Одна из наиболее известных залежей, расположенная в районе острова Джонстон, с ресурсами руды, превышающими 30 млн. т, образована на пологом склоне в интервале глубин от 1000 до 1800 м (Хальбах, 1984).

На гайотах Магеллановых гор по данным Ю.А. Богданова и его соавторов (1987) благоприятными для формирования корок являются свободные от осадков склоны крутизной до 20° на глубинах до 2500 м. На более крутых склонах процесс коркообразования выражен слабо, а на плоских вершинах корки отсутствуют.

Работами НИС "Геолог Петр Антропов" 1991-92 г.г. подтверждено, что на гайоте МД-30 (Магеллановы горы) плоская вершина сложена молодыми нелитифицированными осадками фораминиферового и кокколито-фораминиферового состава мощностью до сотни метров. Оруденение же развито в форме единого кольца по склонам. При этом на склонах установлены отдельные террасы, на которых тоже присутствуют молодые осадки, т.е. видимых корок на них нет. Такая же ситуация отмечена и на гайоте МА-15. В то же время нельзя говорить однозначно, что на плоских вершинах гайотов орудение отсутствует полностью. Работами того же периода на подняти Маркус - Уэйк установлено, что плоские вершины далеко не всегда покрыты сплошным мощным чехлом молодых нелитифицированных осадков. Выходы коренных пород известны на вершинах гайотов Батиса, Арнольд, МБ-23. Наиболее активно развито орудение на вершине последнего гайота. Правда, вершинное орудение представлено в основном не сплошными корками, а курумообразными развалами с корково-конкреционными образованиями и собственно конкрециями. Вниз по

склонам характер орудения меняется. Возрастает роль отторженных корковых плит, затем появляются массивные корки в виде сплошных покровов, иногда лишь дополняемые корково-конкреционными образованиями и конкрециями. Приблизительно на глубине 3.5 км корки практически исчезают, а на глубине около 4 км, т.е. практически у подножий гор в условиях спокойного слабонаклонного рельефа, отмечаются поля конкреционных мостовых. Конкреционные мостовые подножий склонов, в отличие от полей собственно абиссальных конкреций, например, Северо-Восточной котловины Тихого или Центральной котловины Индийского океанов, представляют собой сплошные сливные панцири. Такие мостовые развиты у подножий гайотов повсеместно. Мы обнаруживали их у северных склонов гайотов Арнольд и МБ-23. Описаны конкреционные мостовые и в Индийском океане (Прокопцев, Прокопцев, 1987).

По мнению ряда исследователей района Маршалловых островов, крупные залежи железомарганцевых корок образуются на склонах вулканических сооружений крутизной до 25° на глубинах до 1500 м в условиях стабильности склонов, т.е. отсутствия на них процессов курумообразования.

Рудопроявления Индийского океана изучены гораздо хуже. По ним отсутствуют сведения о крутизне склонов, их устойчивости в связи с оруденением. Известно лишь, что минимальные глубины, на которых обнаружены рудные корки, отмечаются на горе Экватор и составляют 1.2 км. Все прочие находки относятся к большим глубинам, варьирующим в пределах от 1.5 до 3.5 км, что известно как по литературным данным (Андреев и др., 1989), так и по результатам работ НИС "Академик Александр Сидоренко".

Резюмируя приведенные литературные и вновь полученные фактические данные, обратим внимание на следующее. Оптимальной глубиной для образования рудных корок считается интервал от 800м. до 1500м. Основной интервал глубин, на которых обнаруживаются корки, от 1500м. до 3500м, не считая конкреционных мостовых у подножий поднятий. Это свидетельствует либо

о том, что в кайнозойское время вся западная половина Тихого и северная и восточная части Индийского океана испытали одновременное погружение на полтора-два километра, либо концепция о контролирующей роли кислородного минимума в процессе рудообразования нуждается в соответствующей доработке.

Говоря о связи оруденения с геоморфологическими элементами, следует обратить внимание на размеры этих элементов. Поперечник вершинных поверхностей гайотов обычно измеряется многими десятками и даже первыми сотнями километров. Ширина горизонтального проложения склонов обычно близка к 10 км, но, особенно при наличии осложняющих перегибов, она может быть существенно больше. Ширина полей конкреционных мостовых у подножий склонов измеряется первыми километрами. Длина их вдоль склонов может достигать первых десятков километров. Горы могут быть как единичными, так и объединенными в системы, где расстояния между отдельными гайотами соизмеримо с их размерами по основаниям. Хребты, по-видимому, могут характеризоваться линейной зональностью оруденения. Достоверными сведениями о распределении рудных корок и сопутствующих им образований на хребтах мы не располагаем, поскольку оруденение на них изучалось только по отдельным пересечениям.

1.2. Соотношение корок, корково-конкреционных образований и конкреций по условиям залегания

Итак, участки развития рудных корок представлены не только, а иногда и не столько, корками. В этих рудопроявлениях наряду со сливными массивными корками на единой поверхности субстрата встречаются отторженные корковые плиты, корково-конкреционные образования и конкреции. Систематические исследования отдельных гайотов в горном обрамлении впадины Минамитори, выполненные НИС "Геолог Петр Антропов", позволили с высокой степенью достоверности определить условия залегания рудного материала от вершин гор до их подножий.

Вершины гор вообще безрудны, если они покрыты молодыми карбонатными или глинисто-карбонатными осадками, как это установлено на гайоте МД-30 и ряде других (рис.2). Если же вершинная поверхность в той или иной мере свободна от осадков, коренные породы покрыты железомарганцевыми корками, с которыми ассоциируют корково-конкреционные образования и вершинные конкреции (рис.3). Конкреции вершин, склонов и подножий различаются между собой, что мы покажем ниже. Местами на плоских вершинах, сложенных коренными породами, отмечаются не большие поля развития молодых осадков. На этих полях зачастую залегают отдельные корково-конкреционные образования и редкие конкреции.

Вблизи бровки на субгоризонтальной части возрастает количество вершинных конкреций как на гайотах, покрытых рыхлыми осадками, так и на вершинах, сложенных коренными породами. Для перегиба во всех случаях характерно развитие сплошных корок. Характер корок при этом зависит от субстрата. Если субстрат представлен хорошо абрадированной поверхностью или представляет собой бронированный склон, -поверхность корки, повторяющая поверхность субстрата, ровная (рис.4) и может быть либо гладкой, либо осложненной микроскульптурой, определяемой характером роста. На субстрате, представленном шаровыми или подушечными лавами, некоторыми формами биогермных образований, т.е. характеризуемом ярко выраженным микрорельефом с размером отдельных его элементов в десятки сантиметров, - корки, повторяя микрорельеф, образуют очень неровную поверхность с локальными уступами, отдельными мелкими впадинами, зачастую заполненными осадком и конкрециями склонов (рис.5). На участках развития таких корок нередко отторженцы по шаровой отдельности. В некоторых случаях эти отторженцы покрыты рудным материалом со всех сторон, т.е. превращены в корково-конкреционные образования. На выпуклых склонах конкреции и корково-конкреционные образования развиты значительно реже, чем на вогнутых (рис.6,7). Другими словами, в привершинных частях склонов их обычно

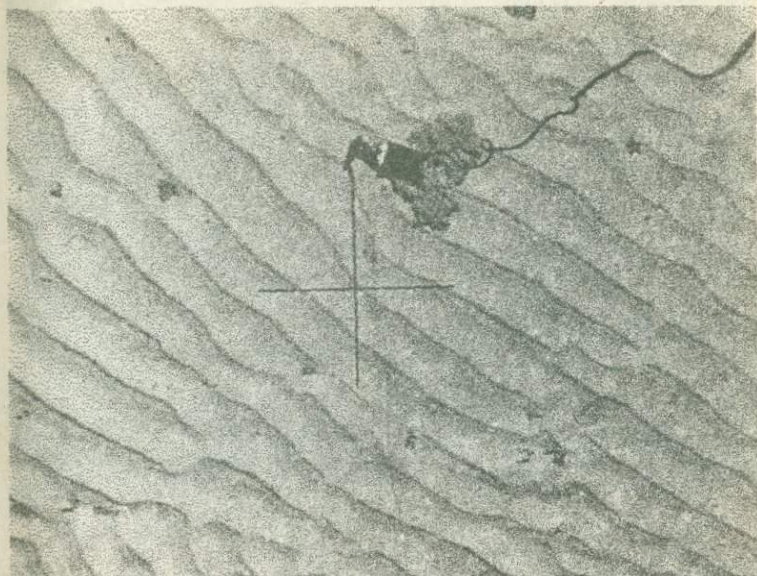


Рис.2. Вершинная субгоризонтальная поверхность гейота, покрытая рыхлыми осадками со знаками ряби придонного течения



Рис.3. Вершинная поверхность гейота с отдельными корками и корково-конкреционными образованиями



Рис. 4. Ровная поверхность корки выпуклого склона



Рис. 5. Поверхность сплошной корки на субстрате с шаровой отдельностью на выпуклом склоне

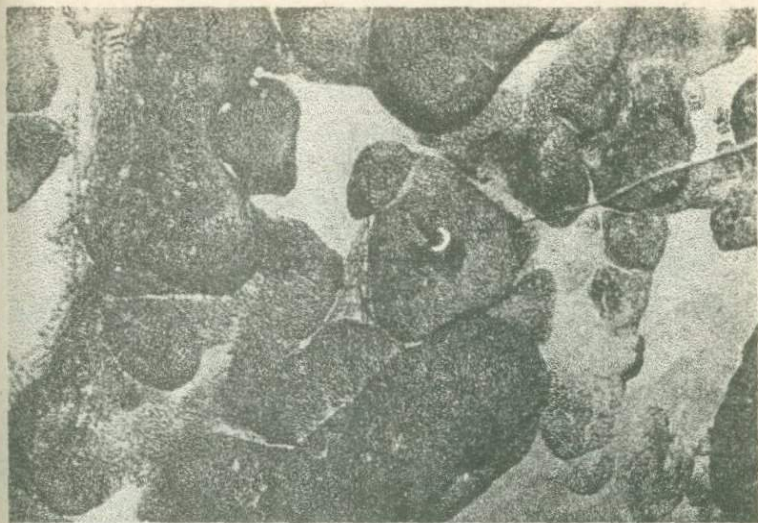
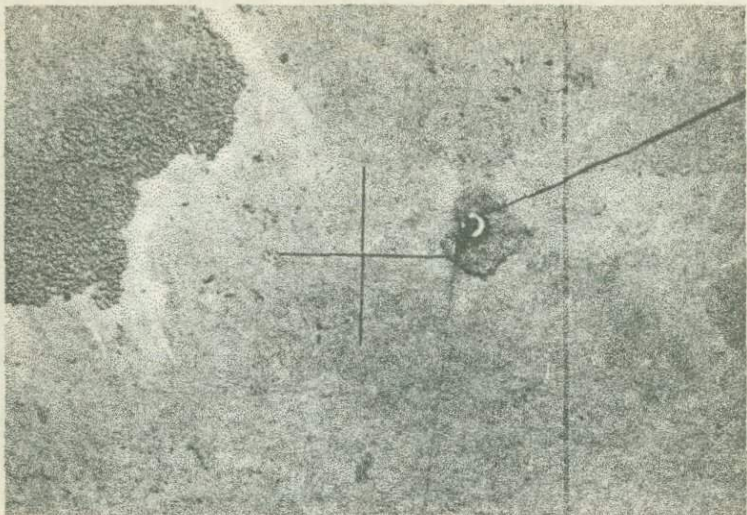


Рис. 6. Конкреции в углублениях сплошной неровной корки на вогнутом склоне



Рис. 7. Кожково-конкреционные образования на поверхности корки на вогнутом склоне



*Рис.8. Подножье склона с локальным скоплением
мелких конкреций*



Рис.9. Конкреционная мостовая у подножья склона

меньше, чем в нижних, где начинается выполаживание к подножью.

На выположенных поверхностях подножий (обычно на глубинах между 3.5 и 4.5 км) собственно корки практически отсутствуют. В этих местах непосредственно у склонов наблюдаются корково-конкреционные образования, которые по мере удаления от гайотов сменяются либо очень мелкими (мелкодресвяной размерности) рудными стяжениями на безрудных ядрах (рис.8), либо конкреционными мостовыми, сложенными достаточно крупными, порядка 6 см в диаметре, конкрециями подножий (рис.9). Конкреции в таких мостовых сцементированы рудным материалом в единую сплошную поверхность. Местами такая конкреционная плита расколота на отдельные фрагменты, напользающие друг на друга (рис.10).

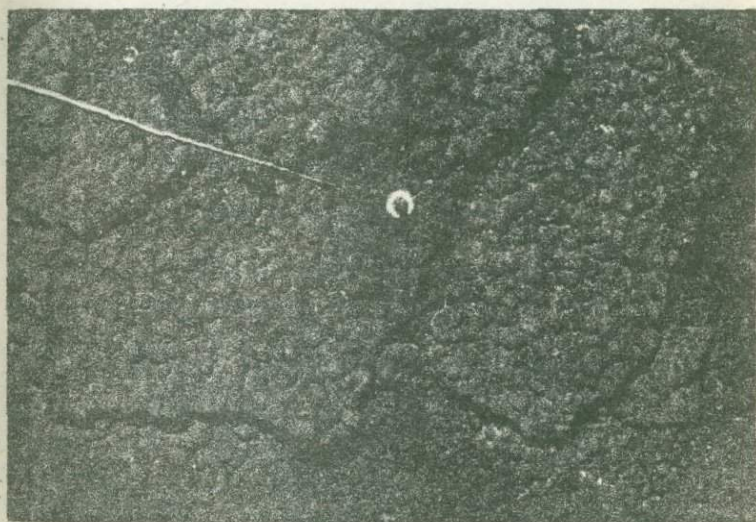


Рис.10. Конкреционная мостовая, расколота на отдельные плиты, громоздящиеся друг на друга

Ширина полей конкреционных мостовых измеряется первыми километрами и заканчивается оторочкой из отдельных несцементированных конкреций. Такие поля закартированы у северных подножий гайотов Арнольд, МБ-23 и ряда других путем придонного фототелевизионного профилирования, широко применявшегося в процессе работ НИС "Геолог Петр

Антропов".

Приведенные результаты наблюдений позволяют говорить о фациальной зональности оруденения. Суммируя приведенное описание распределения руд, выделим фации вершин (либо молодые нелигифицированные осадки при отсутствии руды, либо конкреции и корки во-конкреционные образования), фацию выпуклых склонов (сплошные корки), фацию вогнутых склонов (сплошные корки совместно с конкрециями и корково-конкреционными образованиями), фацию подножий (либо молодые осадки со спорадически развитыми на их поверхности конкрециями мелкодресвяной размерности, либо конкреционные мостовые).

В Индийском океане, где работы НИС "Академик Александр Сидоренко" и "Южморгеология" носили рекогносцировочный характер, установлены и собственно корки, и корково-конкреционные образования, и склоновые конкреции. Распределение же их по склону не изучено, т.к. драгировались значительно более протяженные участки, чем в Тихом океане, и придонные фототелевизионные установки не использовались.

1.3. Субстраты рудных корок

Наиболее полно изучены отдельные горные сооружения поднятия Маркус-Уэйк, где на отдельных гайотах (Батиса, Арнольд, МБ-23) выполнено более чем по сотне драгирований. На некоторых других горах этого поднятия и на гайотах Магеллановых гор выполнены десятки драгирований. Таким образом можно считать, что горное обрамление впадины Минамитори опробовано достаточно представительно. В этом регионе от нашего внимания, по-видимому, не укрылся ни один из видов субстрата, на котором развиваются железомарганцевые корки.

Самыми распространенными видами субстрата являются вулканогенные палеотипного облика породы нижнего мела, перекрываемые альб-сеноманскими осадочными образованиями. Эффузивные образования представлены анкарамидами (рис.11) массивной, миндалекаменной или пористой текстуры; океанитами, главное отличие которых от анкарамидов заключается в

размерах и составе фенокристаллов; трахибазальтами с массивной, пористой до шлаковой текстурами; их туфами, туфобрекчиями и туффитами.



Рис. 11. Анкарамитовый долерит с гломеропорфировыми скоплениями клинопироксена. х30.

Столь же широко в качестве субстрата корок выступают интенсивно фосфатизированные брекчии (рис. 12), сложенные обломками афировых базальтов, иногда несущих на себе фрагменты рудного материала вплоть до обломков рудных корок с субстратом или древних конкреций. Цемент представлен сильно фосфатизированным известняком фораминиферового, кокколитового или смешанного состава. В ряде случаев карбонатное вещество цемента практически полностью замещено фосфатным материалом (реакция с соляной кислотой не просматривается, зато очень ярко проявляется реакция с молибдатом аммония в азотнокислой среде - реакция на пятиокись фосфора). Но даже в этих случаях первичная биогенная (фораминиферовая) структура цемента бывает видна достаточно отчетливо. По результатам изучения известкового нанопланктона М.Г. Бирюлина отнесла фосфатизированные брекчии к сантонскому ярусу верхнего



Рис. 12. Брекчия с цеолитовым цементом. х30.

мела.

Реже в качестве субстратов рудных корок встречаются карбонатные биогермные породы (рис.13) и сильно фосфатизированные до полного замещения кокколитофораминиферовые известняки. Наиболее вероятный возраст первых - альб-сеноманский, последних - палеоценовый. Относительная редкость встречаемости их в качестве субстратов объясняется, по-видимому, прежде всего тем, что эти породы вообще встречаются в регионе в подчиненном количестве.

Местами в нижних частях склонов на глубинах более 3200 м встречены сланцеватые осадочные породы алевропелитового состава альб-сеноманского возраста. Рудные корки на этих породах развиты спорадически. Толщина корок редко достигает 1.5 см. Такие корки, естественно, не могут представлять реального промышленного интереса, однако в генетическом плане они безусловно весьма интересны. С одной стороны, маломощность корок на этих глинистых сланцах может объясняться большой глубиной океана, на которой в общем случае и на других субстратах сокращается толщина корок. С другой - не исключено, что при нарастании корки некоторой критической толщины происходит отслаивание породы по сланцеватости. В пользу последнего

предположения свидетельствует наличие мелких конкреций ниже по склону.



*Рис. 13. Органогенно-детритовый известняк.
Срез коралла. х30.*

В областях развития рыхлых карбонатных и глинисто-карбонатных отложений корки ни разу не встречены (рис. 14).

По результатам драгирований в различных участках Индийского океана, выполненных НИС "Академик Александр Сидоренко", только в 30% случаев подняты корки. В остальных случаях известняки и эффузивы подняты без следов рудного материала. На хребтах Восточно-Индийском и Инвестигейтор корки подняты без субстрата. На локальном поднятии в Кокосовой котловине подняты корки на базальте. На Мальдивском хребте - на известняке и на эффузивной породе.

Итак, в качестве субстрата рудных корок может выступать любая твердая горная порода не зависимо от ее генезиса. Возможности сланцеватых пород выступать в роли субстрата требуют дополнительной проверки. При этом факт наличия твердых или скальных пород, выходящих на поверхность дна в склонах различной крутизны на глубинах, близких к оптимальным, не является сколько-нибудь

однозначным поисковым признаком.

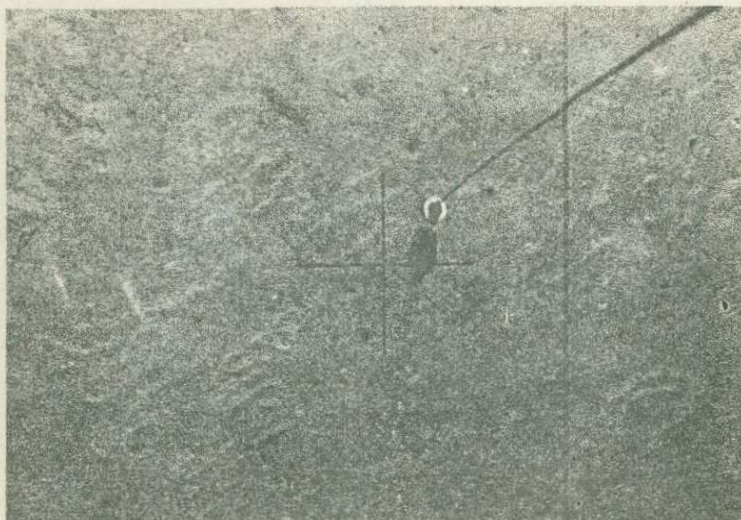


Рис. 14. Глинисто-карбонатные отложения со следами бентосных организмов

2. ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПОДВОДНЫХ ГОР

Мы отметили, что при картировании рудных полей широко используются фотографирование и телевизионная съемка дна. Возможности использования этих методов определяются тем, что поверхность рудных образований весьма специфична и резко отличается от поверхности как эффузивных, так и осадочных пород. В общем случае поверхность корок осложнена микроскульптурой, образованной вследствие специфики роста. Микроскульптура представляет собой чередование мелких бугорков и впадинок диаметром около 1 см с перепадом в несколько миллиметров. Нередко впадинки заполняются светлым кокколитофораминиферовым материалом, что дополнительно подчеркивает скульптуру при визуальном (телевизионном или фотографическом) картировании. То же отмечают Ю.А.Богданов и его соавторы (1991). Для наиболее

толстых корок характерна упорядоченность микроскульптуры. Отдельные бугорки объединяются в валики, образуя "каракулевую" поверхность (рис. 15). Уменьшение рельефности микроскульптуры чаще всего сопровождается сокращением толщины корки. Полное сглаживание поверхности (отсутствие микроскульптуры) характерно для корок тоньше 1 см и инкрустаций - тонких пленок железомарганцевых окислов на поверхности коренных пород.

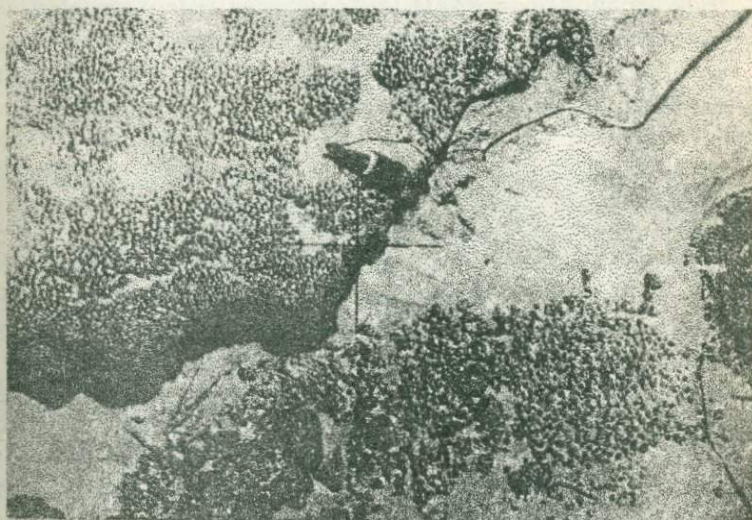


Рис. 15. "Каракулевая" поверхность корки и корково-конкреционных образований

По нашим наблюдениям толщина корок в отдельных случаях может превышать 10 см, хотя в среднем преобладают корки толщиной от 3 до 5 см как в Тихом, так и в Индийском океанах, что хорошо согласуется с литературными данными.

2.1. Строение рудных корок и сопутствующих им образований

Текстурам рудных корок уделяется довольно большое внимание. Наиболее подробные сведения приводятся по коркам Тихого океана.

П. Хальбах и Д. Путеанус (1984), описывая наиболее

толстые корки подводных гор островов Лайн и системы поднятий Маркус-Уэйк-Неккер, выделили две генерации. Древний слоистый нарост сопровождается образованием фосфорита. Более молодая генерация от него свободна. Толщина этой молодой корки редко превышает 3 см. Ранняя генерация массивна, поздняя - более пористая. В других описаниях выделяется до трех слоев. Самый древний слоистый нарост обычно полностью импрегнирован тонкозернистым апатитом. Более молодая генерация начинает расти после процесса фосфатизации. Толщина верхнего слоя корок постоянна и составляет примерно 3 см. Представление о таком трехслойном строении корок доминирует в современной литературе. Естественно, что какая-то стадия роста могла не проявиться. В таких случаях количество слоев бывает меньшим.

По данным Ю.А.Богданова и др. (цитируется по "Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана", 1991) нижний приконтактный слой сложен черным антрацитоподобным веществом оксигидратов железа и марганца. В нем различаются включения белого или розовато-серого цвета фосфатизированных известняков, либо измененных базальтов. Авторы этих сведений считают, что это незамещенные реликты пород субстрата. Толщина нижней зоны в корках и плитах непостоянна и варьирует от 1,5 до 7 см. Выше располагается бурая пятнистая зона, где оксигидраты железа и марганца образуют вертикально ориентированную пятнистость. Это дендритовидные и лапчатые выделения оксигидратов железа и марганца среди вмещающей карбонатно-фосфатной массы. Толщина этого слоя от 0 до 4 см. Верхний слой корок и плит - массивный с мелкобугорчатой поверхностью, сложен колломорфными оксигидратами железа и марганца. Толщина его от 0 до 4,5 см.

Авторы считают, что рудные корки и плиты однозначно являются седиментационными.

Корки имеют ярко выраженную микрослоистую текстуру, что свидетельствует о прерывистом характере отложения рудного вещества на поверхности субстрата.

Внутренний приконтактный слой известен в литературе как "антрацитовый" или "антрацитоподобный".

Второй слой по характерной текстуре называется пористым. Третий, внешний, слой иногда называется "буроугольным". В дальнейшем изложении мы будем пользоваться этими названиями.

"Антрацитовый" слой по результатам исследований, проведенных НИС "Геолог Петр Антропов", характеризуется на свежем сколе смоляно-черным цветом, алмазным блеском, раковистым изломом, иногда скорлуповатой отдельностью. На полированном срезе его цвет стальносерый, блеск полуметаллический. Текстура ультратонкослоистая, просматривается только под микроскопом (рис. 16). При макроскопическом наблюдении

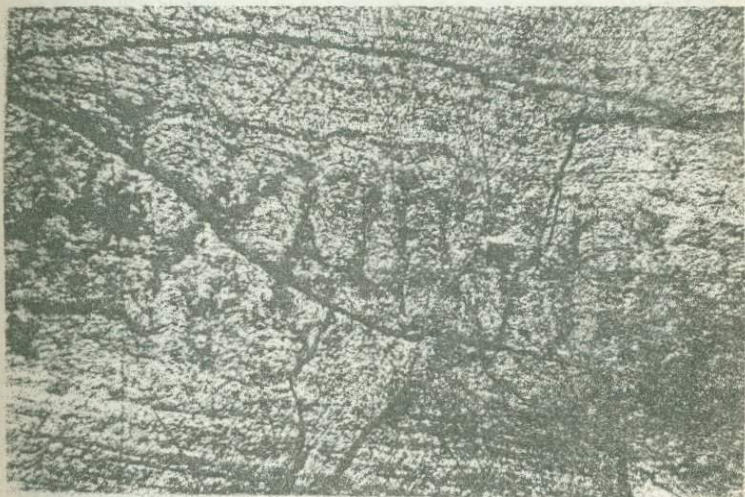


Рис. 16. Тонкослоистая текстура рудного вещества "антрацитового" слоя

она может быть определена как массивная. Местами в "антрацитовом" слое отмечаются трещины, заполненные фосфатизированным кокколито-фораминиферовым материалом. И.А. Пуляева определила в такой трещине комплекс кокколитофорид подзоны CN5 в зоны *Discoaster exilis* среднемиоценового возраста. Это позволяет сделать заключение о том, что время формирования первого слоя корок досреднемиоценовое. Толщина "антрацитового" слоя очень непостоянна. Она колеблется от полного отсутствия

слоя обычно до 3 см, но в отдельных редких случаях может достигать 8 см.

Второй, пористый, слой в большинстве случаев имеет четкую границу с "антрацитовым", но иногда отмечается постепенный переход с чередованием структур первого и второго слоев. Такие нечеткие контакты отмечаются лишь на наиболее толстых корках (более 10 см). Пористость этого слоя определяется его грубостолбчатой структурой (рис.17).



Рис. 17. Грубостолбчатая дендритовая текстура пористого слоя

Поры между столбцами часто зияющие, иногда заполненные нерудным материалом глинистого, карбонатного и фосфатного состава. Рудный материал черный, нерудное вещество белое, палевое, охристое, светлосерое, что в целом придает слою пестрый цвет. Столбцы ориентированы в направлении роста корки. На поверхностях отдельных столбцов в условиях зияющих пор при шестнадцатикратном увеличении под бинокулярным микроскопом отчетливо видны извилистые трубки червей, генеральное направление которых совпадает с направлением роста столбца. Характерно, что при толщине трубок около 0.1 мм их нередко удастся проследить в генеральном направлении развития на 5 мм и даже более. Это может быть некоторым

указателем скорости роста отдельных столбцов и, соответственно, корки в целом. Трубки червей, исходно карбонатные, интенсивно фосфатизированы вплоть до того, что под микроскопом практически не видна их реакция с соляной кислотой, но отчетливо видна реакция с молибдатом аммония в азотнокислой среде. Толщина пористого слоя варьирует от 3 до 6 см при наиболее типичном значении около 5 см. В отдельных случаях этот слой в корках отсутствует.

Выше выделяется третий, так называемый "буроугольный", слой, отличающийся от второго более массивной текстурой, нечеткой слоистостью, черным цветом, характерным землистым изломом, стеклянным до матового блеском. Структура его обычно столбчатая до микростолбчатой (рис.18), а иногда до ламинационной. Толщина слоя изменчива. В отдельных образцах она может достигать 8 см, хотя обычно колеблется около 2 см.



Рис. 18. Микростолбчатое строение "буроугольного" слоя

Все три слоя, несмотря на отмеченные явные различия, имеют одну общую особенность. Все они в достаточной мере фосфатизированы. Причем фосфатизация проявляется не только в форме замещения биологических остатков в отдельных трещинах или порах, но и в виде прожилково-вкрапленного оруденения, наиболее яркие примеры которого мы наблюдали на гайоте МБ-23 на

поднятия Маркус-Уэйк и МД-30 в Магеллановых горах. Трещина, выполненная апатитом, диагностированным в судовой лаборатории на дифрактометре ДРОН-3, прослеживается из субстрата (брекчии или базальта) через "антрацитовый", пористый и "буроугольный" слои, но не доходит до поверхности корки. Трещина не выклинивается по межслойным пространствам. Она четко срезается свободным от фосфатного оруденения еще одним слоем корки толщиной до 1.5 см по внешнему облику практически не отличающимся от "буроугольного". Эта практическая неотличимость "буроугольного" и внешнего четвертого слоя, относительная редкость находок образцов с явно выраженным прожилково-вкрапленным фосфатным оруденением в виде прожилков, пересекающих субстрат и часть слоев, но срезаемых верхним слоем, привела к тому, что в литературе больше трех основных слоев обычно не описывается.

Во многих случаях, в основном на нижних поверхностях плит-отторженцев и корково-конкреционных образований, отмечается еще одна текстурная разность рудного материала - так называемый "сухаристый" слой. Он представлен мелкозернистым черным легко осыпающимся матовым материалом. На части гор поднятия Маркус-Уэйк толщина этого слоя ничтожна. На других горах, в основном в системе Магеллановых, отмечаются значительные ее вариации. Там толщина слоя местами существенно превышает 3 см.

"Сухаристый" слой может рассматриваться как фациальная разность постфосфатного массивного слоя, подобного "буроугольному", развитому на верхних поверхностях корок, плит и корково-конкреционных образований. Текстурное же различие определяется расположением на верхней или нижней поверхности образования. Рыхлый осыпающийся рудный материал характерен не только для нижних поверхностей рудных стяжений подводных гор, но и для конкреций абиссальных котловин, в частности, для рудной провинции Кларин-Клиппертон в Северо-Восточной котловине Тихого океана.

Говоря о пост- или межжелезомарганцеворудных

процессах, приводящих к формированию текстур, следует упомянуть о значительно более редких случаях выполнения трещин в субстрате и трех рудных слоях не только жильным фосфоритом, но и кальцитом и кварцем. Причем оба минерала встречались не только в крипнокристаллической форме, но и в виде идиоморфных кристаллов в микрожеодах, отчетливо видимых под бинокляром.

Трехслойное строение корок (постфосфатный слой зачастую трудно диагностируется, поэтому отнесем его к "буроугольному", а "сухаристый" характерен только для отторженцев, поэтому не будем его рассматривать в общих закономерностях вообще) - это некоторое правило, из которого есть множество исключений. По данным исследований НИС "Геолог Петр Антропов", выполненных с ноября 1991 по апрель 1992 года, на поднятие Маркус-Уэйк и Магеллановых горах, полный трехслойный разрез корок встречен лишь в 16% случаев. Наиболее часто такие корки встречаются в интервале глубин от 1.5 до 2.0 км. С глубиной встречаемость падает, и глубже 3.5 км они не отмечены ни разу.

В 25% случаев в разрезе корок отсутствует "антрацитовый" слой. Непосредственно на субстрате отмечается пористый слой, на котором лежит "буроугольный" и, очевидно, постфосфатный. По-видимому, такие корки начали формироваться позже корок, начинающихся массивным "антрацитовым" слоем. Такой вариант строения корок ни разу не встречен на глубине менее 2 км. Наиболее широко развиты они на глубинах от 2.5 до 3.0 км.

Другой тип неполного разреза (еще более позднего начала формирования корок), представленный только "буроугольным" и, возможно, постфосфатным слоями, также встречен в 25% случаев. Для этого типа корок наиболее характерны глубины более 3.5 км.

Наиболее часто (34% случаев) встречается прерывистый разрез корок, когда присутствуют только "антрацитовый" и постфосфатный, или "антрацитовый", "буроугольный" и постфосфатный, или "антрацитовый", пористый и постфосфатный, или пористый и постфосфатный слои. Вообще прерывистый разрез корок характерен для малых глубин до 1.5 км. Наиболее редко он

отмечается в интервале от 2.5 до 3.0 км. Среди прерывистых типов разреза наиболее распространен тип, представленный пористым и постфосфатным слоями. Такие корки встречаются на всех глубинах, но наиболее типичны они для глубин более 2 км. Реже встречаются корки, сложенные "антрацитовым", пористым и постфосфатным слоями. Они тяготеют к глубинам менее 2.5 км. Корки, в составе которых отсутствует пористый слой, редки и встречаются на глубинах не более 2 км. Основу суммарной толщины корки обычно составляют "антрацитовый" и пористый слои. Поэтому, исходя из частоты встречаемости различных типов разрезов корок, можно говорить о том, что оптимальные глубины для поисков корок, способных представить промышленный интерес, в горном обрамлении впадины Минамитори лежат в интервале от 2 до 3 км. Глубже 3.5 км такие корки весьма маловероятны.

Изложенное базируется на результатах анализа 97 образцов, имевших субстрат и мало нарушенную при драгировании верхнюю поверхность, т.е. таких образцов, по которым наиболее однозначно можно было диагностировать выделяемые слои.

Конкреции и некоторая часть корково-конкреционных образований часто слагаются только аналогом внешней постфосфатной (или "буроугольной" и постфосфатной) частей корок. Это наиболее характерно, по крайней мере, для вершинных и склоновых конкреций. Лишь гигантские склоновые конкреции размером около 10 см и более иногда содержат другие текстурные элементы корок. При этом не имеются в виду случаи, когда в качестве ядра конкреции выступает обломок "антрацитового" или пористого слоя рудной корки. Такие конкреции нередки на склонах.

Особое место в ряду окисных железомарганцевых руд горного обрамления впадины Минамитори занимают брекчии с интенсивно фосфатизированным фораминиферовым цементом, где среди обломочного материала, представленного в основном базальтоидами, реже - биогермными известняками, присутствуют обломки рудного вещества и средних размеров (до 5 см) железомарганцевые конкреции с базальтоидными или же рудными ядрами.

Ю.А.Богданов и его соавторы (1990) детально описывают текстуры конкреций, сопутствующих коркам. Они указывают, что железо-марганцевые конкреции встречаются в пределах распространения корок и плит, в "промоинах", где выделяются два класса конкреций: крупные (диаметр 10 см и более) и мелкие (менее 5 см). Размеры конкреций первого класса колеблются от 10 до 60 см по длинной оси с сечением до 30 x 40 см. Самые крупные конкреции гайотов в 3-5 раз превышают размеры конкреций абиссальных котловин океана. По морфологии среди них выделяются шарообразные, караваеподобные, эллипсоидальные. В строении таких конкреций выделяется несколько слоев или оболочек. По принятой нами классификации, основанной на соотношении размеров безрудного ядра и рудной оболочки, эти образования в основной своей массе являются корково-конкреционными, а не собственно конкрециями.

Первая внутренняя оболочка - черная антрацитоподобная. Она аналогична нижнему слою корок и плит.

Вторая оболочка - черная с бурыми и белыми включениями. По текстурным особенностям она отождествляется со вторым средним слоем корок и плит. Сверху конкреция по Ю.А.Богданову и др. (или корково-конкреционное образование по принятой нами номенклатуре) покрыта слоем с мелкобугристой поверхностью, аналогичной поверхностному слою рудных корок.

Формирование конкреций (корково-конкреционных образований) - сложный неодноактный многоступенчатый процесс. Ю.А.Богданов с соавторами (1990) указывают на разные варианты их формирования. Конкреции в большинстве случаев асимметричны. Самая молодая оболочка целиком окружает сложно построенные более древние слои. В начальную стадию рост по мнению этих авторов шел во все стороны. Затем в течение длительного времени рудный материал накапливался только сверху. В самый последний этап геологической истории некоторые индивиды вновь стали наращиваться со всех сторон. По мнению Ю.А.Богданова и его коллег на формирование образований, определяемых ими как конкреции, основное влияние оказывают придонные

течения.

Т.Ю.Успенская и Н.С.Скорнякова (1991) на основе анализа текстурно-структурных особенностей конкреций и корок в качестве определяющих факторов формирования называют седиментационные и диагенетические процессы.

Полученные нами данные в общем свидетельствуют о том, что процессы формирования рудных корок и конкреций были весьма сложными и разнонаправленными. Все изученные образцы отличаются четкой зональностью, в целом совпадающей с описанной Ю.А.Богдановым и др., хотя, как отмечено выше, количество слоев и их толщина значительно варьируют.

Рассматривая процессы формирования корок и конкреций с конструктивных позиций (наращивание слоев), исследователи меньше внимание уделяют явлениям деструкции (механического разрушения, химического растворения и т.п.) и влиянию этих процессов на морфологию и текстурно-структурные особенности этих образований.

На ряде образцов были изучены некоторые детали как конструкционных, так и деструкционных явлений. Детально изучена полиядерная конкреция, имеющая сложную многоэтапную историю формирования. Первичное ее ядро сложено несколькими окатанными и полуокатанными обломками туфоалевролита и фосфатизированного известняка. Вокруг полигенного ядра сохранился фрагмент древней конкреции с тонкослоистой текстурой. Ядро из обломков осадочных пород и остатков цементирующей их рудной массы послужило единым ядром для роста последующих слоев - для следующего крупного этапа рудонакопления. В этот этап сформировался слой с массивными колломорфными выделениями железомарганцевых образований, имеющий резко несогласный контакт с элементами слоистости рудной составляющей сложного ядра. Слоистость более молодой стадии под острым углом срезает более древнюю тонкополосчатую текстуру. В следующий этап сформировалась зона с массивной радиально-дендритовой текстурой. Для этой зоны характерны послойные (тангенциальные) и радиальные трещины усыхания.

Попутно заметим, что природа трещин усыхания не

может однозначно связываться с процессом старения коллоида. Дело в том, что на свежих образцах (правда, при небольших увеличениях под бинокулярным микроскопом МБС-9) трещины типа трещин усыхания обнаруживаются крайне редко. Возникают же они при хранении образцов на воздухе в течение нескольких суток. В стационарные лаборатории образцы попадают спустя многие месяцы после их отбора.

Описываемая конкреция в совокупности представляет собой сложное полихронное комплексное ядро для самой молодой зоны, сформированной после частичного разрушения конкреции. Внешняя зона характеризуется столбчато-дендрито-глобулярной текстурой.

Детали несогласных контактов между последовательными зонами отчетливо наблюдаются в прозрачно полированных шлифах конкреций. На серии микрофотографий видны различные типы согласных конструктивных и несогласных деструктивных контактов между слоями с различными текстурно-структурными рисунками, фиксирующими перерывы в процессе формирования конкреций (рис. 19).

На рис. 20 видно, что остроугольный выступ обломка древней конкреции с тонкополосчатой текстурой, осложненной проявлением перекристаллизации вдоль секущего прожилка, обрастает слоями с глобулярно-колломорфной текстурой. Это явно деструктивный тип контакта. Однако в ряде случаев нарастание следующего слоя после перерыва происходит на предыдущий без заметного разрушения (рис. 21, 22). Расшифровка этапности формирования рудных слоев только по смене типа их текстуры затруднительна и дает неоднозначные результаты. Особенно это относится к изучению корок, плит-отторженцев и других крупных образований, когда в исследуемый образец явное несогласие может не попасть лишь из-за ограниченности его размеров относительно размеров всего объекта.

Вероятно, широко развиты процессы перераспределения вещества внутри уже сформированной корки или конкреции между смежными слоями. В пользу возможности такого явления, наблюдать которое



Рис. 19. Деструкционный контакт тонкослоистого "антрацитового" слоя, текстура которого осложнена вдоль секущей трещины, и пористого слоя с глобулярно-коллоидной текстурой. х40.

непосредственно практически невозможно, свидетельствуют явления перераспределения и перекристаллизации вещества вдоль секущих прожилков.

Контакты между слоями последовательных этапов довольно разнообразны. Кроме рассмотренных согласных и несогласных они могут быть резкими или постепенными, ровными или извилистыми. Иногда одновременные этапы формирования корок выражаются образованием зон с одинаковым рисунком, но с различным масштабом отдельных его элементов.

Достаточно разнообразны проявления взаимоотношения рудной составляющей корок и конкреций

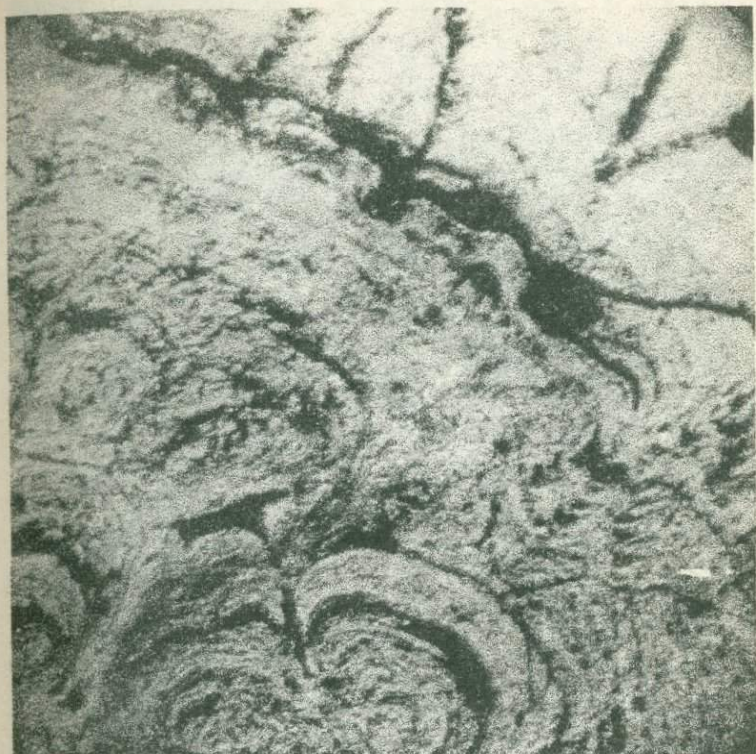


Рис. 20. Конструкционный контакт оолитоподобной и равномерно-полосчатой текстур с элементами деструкции (локального растворения) в основании равномерно-полосчатого материала. x140.

с породами субстрата и ядер. Иногда наблюдаются признаки замещения субстрата по поверхности и трещинам железомарганцевыми образованиями. В других случаях контакт субстрата и рудной оболочки ровный четкий. Не менее часто наблюдаются контакты, когда в массе интенсивно измененных пород возникают отдельные центры железомарганцевой минерализации. В этих центрах формируются либо отдельные оолиты, либо агрегаты оолитоподобных рудных выделений. Часто субстратом рудных корок и ядрами конкреций служат сильно измененные (палагонитизированные) базальтоиды с миндалекаменной

текстурой. Железомарганцевая минерализация в этих случаях развивается по трещинам, миндалинам, замещает цемент в участках брекчирования.



Рис.21. Сложный текстурно-структурный рисунок железомарганцевых выделений.

Зона мелких оолитов (I) обрастает зоной сплошной минерализации (II) и концентрически зональной тонкопалосчатой оболочкой (III). x40.

Исследование рудных корок Индийского океана показало их явное текстурное отличие от тихоокеанских корок. В Индийском океане не обнаружены многослойные корки с явным различием структуры отдельных слоев. Контакт рудных корок с субстратом при макроскопическом просмотре четкий, повторяющий поверхность субстрата. При микроскопическом исследовании обнаруживается как минимум два варианта контакта. В одних случаях он представлен ритмическим



Рис.22. Смена крупных столбчатых дендритов более мелкими. х40.

чередованием тончайших (доли миллиметра) рудных слоев и таких же слоев, представленных цеолитом (рис.23). В других случаях рудное вещество проникает на некоторую глубину в субстрат, заполняя поры в базальте, или образуя псевдоморфозы по биогенным остаткам известняка, например, по раковинам фораминифер (рис.24). В индоокеанских корках и их субстратах не отмечена фосфатизация ни в одном из изученных нами районов. Лишь на хребте Брокен, по литературным данным, отмечаются железомарганцевые фосфатизированные образования.

2.2. Микроморфология железомарганцевых рудных корок

Изучение образцов железомарганцевых корок на сканирующем электронном микроскопе CamScan позволило выявить некоторые детали их строения. Железомарганцевые корки Индийского океана обнаруживают присутствие разнообразных структур. На серии микрофотографий видно, что рудным коркам в основном свойственно глобулярное и



*Рис.23. Четкий контакт базальта с рудной коркой.
В основании корки переслаивание рудного (светлое)
и нерудного (темное) материала. х40.*

глобулярно-зернистое (рис.25), глобулярно-блоковое (рис.26), колломорфное и колломорфно-глобулярное (рис.27), колломорфно-кавернозное (рис.28) и колломорфно-ячеистое (рис.29) строение. Распределение глобулей нередко имеет зональный концентрически слоистый характер по отношению к субстрату.

Нарастание слойков происходит неравномерно, они имеют различную толщину в разных участках поверхности, что и обуславливает в конечном счете возникновение и рост дендритовидных образований. Такие образования развиты весьма широко. Особенности внутреннего строения дендритов



Рис.24. Замещение железомарганцевыми минералами скелетов фораминифер вблизи контакта с коркой. х40.

хорошо видны на микрофотографиях поперечных сколов (рис.30,31). Размеры глобулей колеблются в пределах от 300 мкм до 0,5 мкм и менее. Глобули срастаются в гроздья, образуя скопления различного размера. Как правило, крупные глобулы оказываются сложенными гроздьями глобулей меньшего размера. Вещество межглобулярного пространства имеет волокнистое и пластинчатое строение (рис.32). На некоторых сколах рудных корок можно наблюдать мелкоблоковый тип текстур (рис.26).

Вещество рудных корок характеризуется пористым строением. Благодаря глобулярно-дендритовому характеру строения рудного вещества корок, они пронизаны порами различной морфологии и размеров. Наряду с крупными

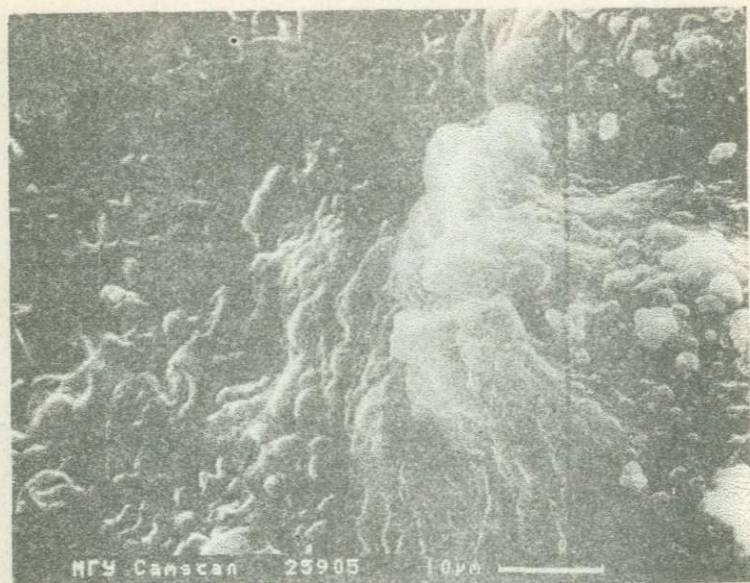


Рис.25. Микроглобулярное строение рудного вещества



Рис.26. Микроблоковое строение крупной глобулы

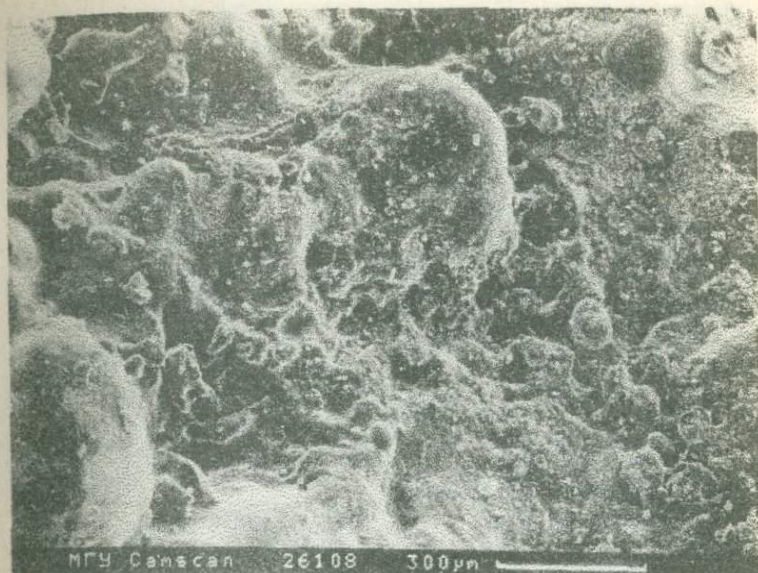


Рис.27. Коллоидно-глобулярное строение рудной массы

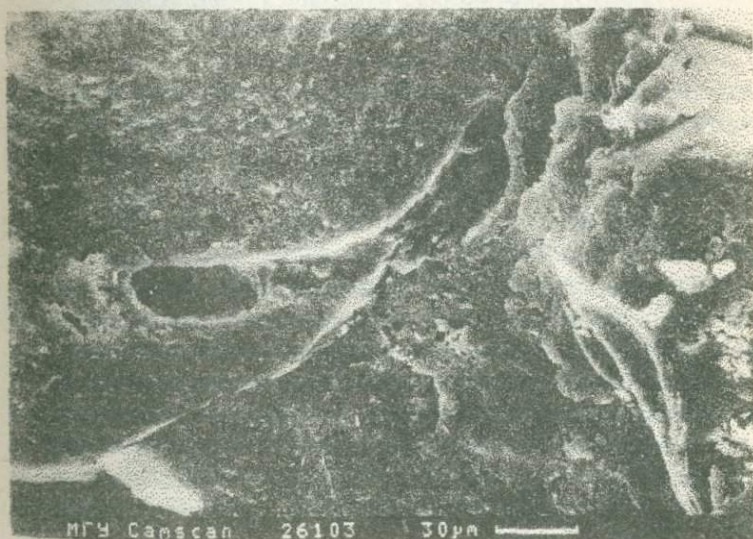


Рис.28. Коллоидно-кавернозное строение рудного вещества. В центре снимка две крупные поры, на поверхности крупной глобулы множество мелких пор

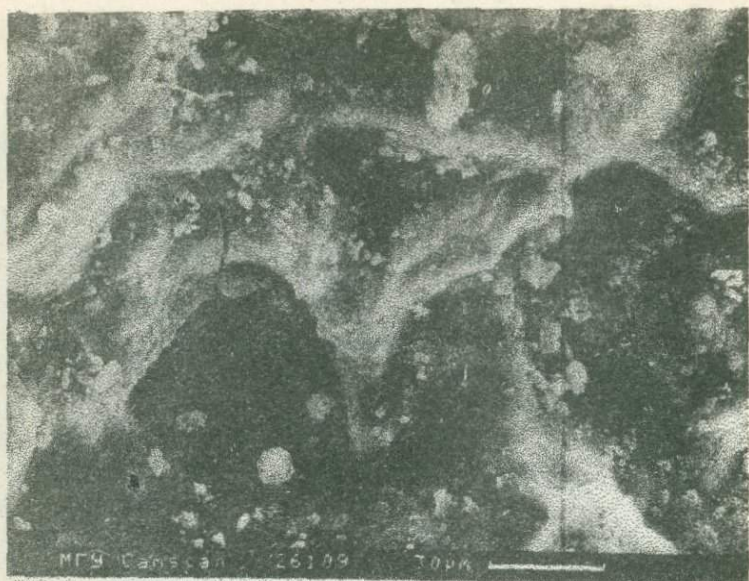


Рис.29. Коллоидно-ячеистое и петельчатое строение рудного вещества

порами размером 300 - 500 мкм и более наблюдаются многочисленные поры размером не более 0,5 мкм. Обычно поры имеют сложные очертания, нередко отмечаются полигональные, иногда щелевые поры (рис.26,28). Выделяется несколько типов пор. Во-первых, это полости или части полостей, представляющие собой промежутки между дендритами и крупными глобулами. Во-вторых, это мелкие поры, концентрически расположенные в столбиках дендритов на границах раздела отдельных рудных микрослойков. В-третьих, это поры, представляющие собой мелкие трещинки типа трещин усыхания и скорлуповатой отдельности. Последние, возможно, образуются уже в процессе хранения образцов. Стенки заведомо первичных пор часто покрыты гроздьями мелких глобулей размером около 1 мкм (рис.33).

В некоторых образцах наблюдается пластинчато-волоконистое, ячеистое и петельчатое строение рудного вещества (рис.26,28,29).

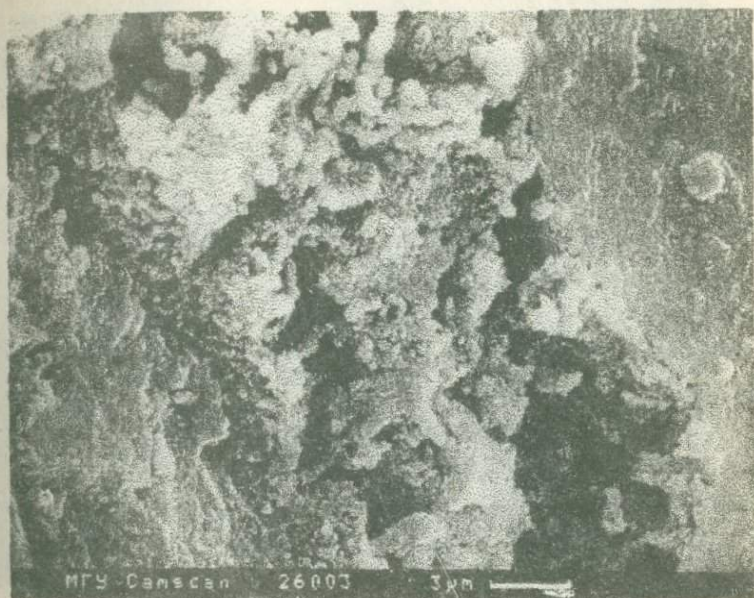


Рис.30. Колломорфно-глобулярное строение железомарганцевой корки. Хорошо видно зональное строение, обусловленное чередованием зон различного облика. Выделен контур детализации

Аналогичное строение свойственно и рудным коркам поднятия Маркус-Уэйк и Магеллановых гор Тихого океана.

Поверхностный (постфосфатный) слой рудных корок представлен глобулярно-дендритовыми выделениями тонкодисперсных смесей железомарганцевых минералов. Мелкобугорчатая поверхность корок и конкреций создается сочетанием разноразмерных глобулярных головок столбчатых дендритов. На серии электронных микрофотографий продемонстрированы детали строения поверхностного слоя. Рис.34,35 дают возможность судить об общем характере микроморфологии глобулярно-дендритовой поверхности корок. Она состоит из глобулярных головок дендритов, срастающихся между собой в более крупные колломорфно-глобулярные агрегаты.

Нередко на мелкобугорчатой поверхности корок наблюдаются участки с обломанными головками дендритов

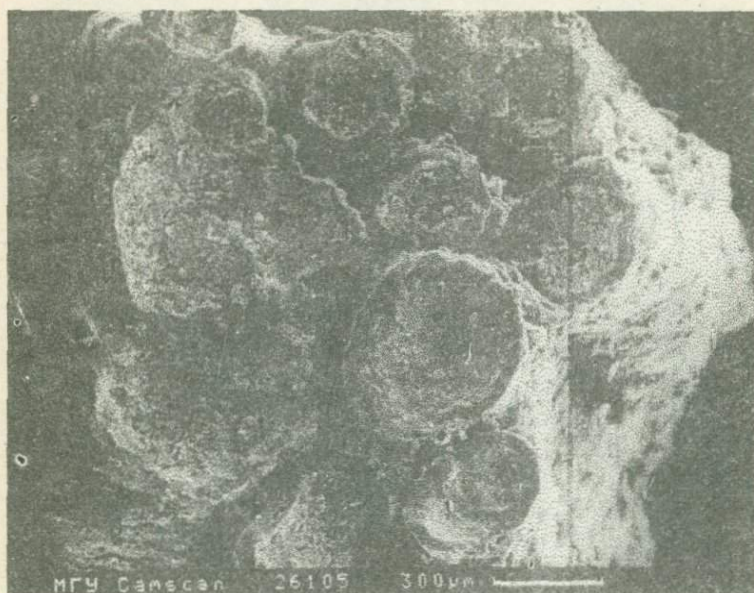


Рис.31. Увеличенная деталь рис. 30

Морфоструктура глобулей высокого порядка

(рис.35). На поверхности глобулярных головок дендритов постоянно наблюдается присыпка тонкообломочного материала: чешуйки слюд, гидрослюд, смешаннослойных алюмосиликатов, обломки кварца, полевых шпатов, органогенного материала (рис.36).

Микроморфология столбчатых дендритов в прозрачно-полированных шлифах существенно дополняет картину внутреннего строения дендритов (рис.37). На рис.38 хорошо видно, как происходит разветвление столбчатых дендритов, виден характер их сочетания в пределах поверхностного слоя. На рис.39, запечатлевшем фрагмент столбчатого дендрита, видны компактные слойки, протягивающиеся из него в соседние дендриты. Таким образом, столбики дендритов, представляющие собой на первый взгляд достаточно обособленные образования в слое корки, оказываются взаимосвязанными между собой наличием общих слойков, проходящих из одного столбика в другой. Резкое увеличение толщины этих слойков в пределах столбиков и утонение, а иногда и прерывание некоторых в



Рис.32. Волокнисто-пластинчатое строение скола межглобулярного пространства

промежутках между ними, и обуславливает формирование глобулярно-столбчатой текстуры. Это особенно наглядно видно на фотографиях аншлифов (рис.37).

Привлекают внимание и другие детали строения поверхностного слоя корок, позволяющие в известной степени выяснить некоторые особенности процесса их формирования. Так, например, на срезах торцевых поверхностей столбчатых дендритов часто наблюдаются концентрические и радиальные трещины усыхания, нарушающие концентрический рисунок слойков (рис.40). На некоторых косых сколах можно наблюдать особенности слоистого строения в пределах дендритов и петельчатую структуру междендритового вещества (рис.41). На (рис.42) запечатлены и торцевые поверхности столбчатых дендритов (отдельные головки обломаны), и косой скол их, на котором видна слоистая текстура внутренней части дендрита.

Как было отмечено выше, рудное вещество корок характеризуется весьма высокой пористостью. На (рис. 43),

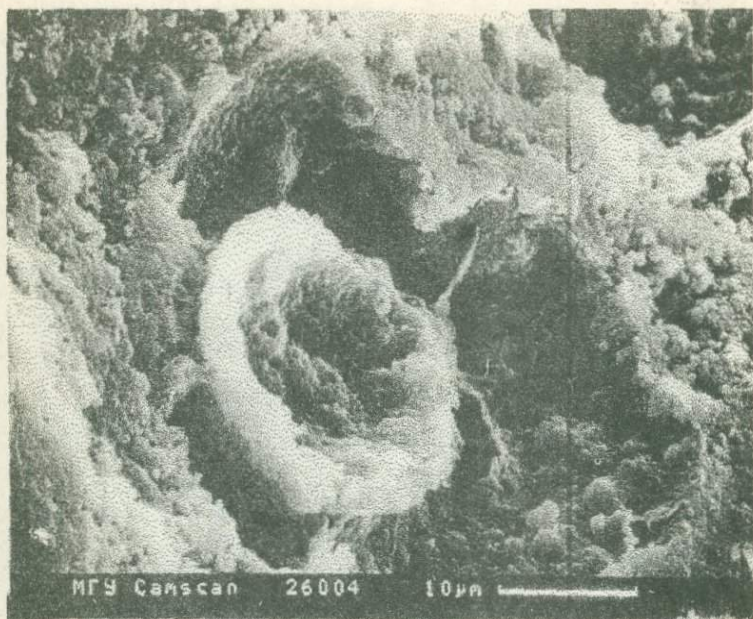
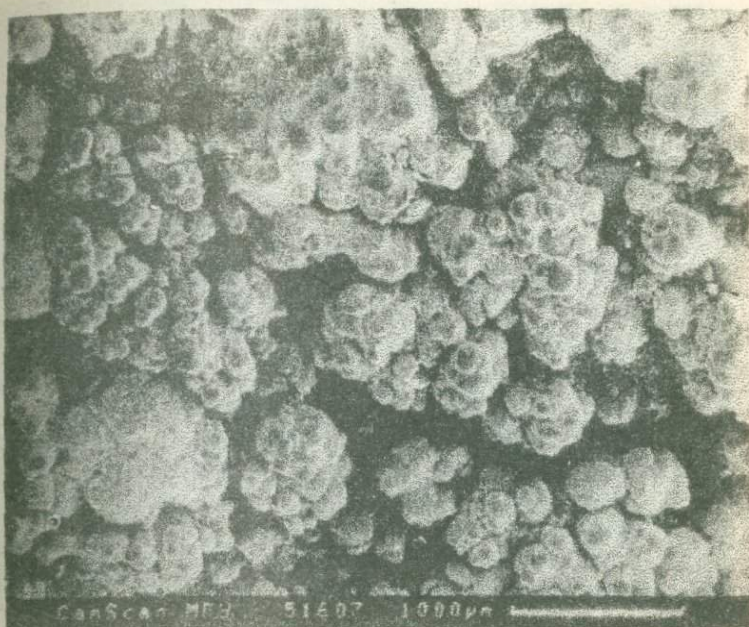


Рис.33 Микроглобули рудного вещества, осложняющие стенки крупной поры

представляющем деталь поверхности скола дендрита, видно правильное concentрическое расположение пор разной формы и размеров. Особенности пористой структуры корок можно наблюдать и на многих приведенных выше рисунках.

На (рис. 44) на срезе поверхностного слоя рудной корки с тонкослоистой петельчатой структурой среди столбиков дендритов размещены крупные поры (каналы) преимущественно округлой формы. В этих каналах видны новообразования мелких глобулей (рис.45). Многократное возобновление процесса образования глобулей и других колломорфных выделений, обуславливающее возможность выделения нескольких генераций глобулярных обособлений, является, по-видимому, весьма характерной особенностью железомарганцевых корок. Агрегаты молодых глобулей, покрывающие стенки пор и каналов в уже сформированных частях корок наблюдаются и в других слоях этих образований.

В поверхностном слое часто обнаруживаются



*Рис.34. Глобулярно-дендритовая поверхность
постфосфатного слоя корки*

микрофаунистические остатки (рис.46).

“Буроугольный” слой рудных корок также состоит из столбчатых дендритов с многочисленными мелкими порами. На поперечных срезах дендритов отчетливо проявлено их концентрически зональное строение, выраженное в тонкослоистом нарастании рудных оболочек (рис.47). Промежутки между дендритами выполнены тонкозернистым пористым материалом. В этом слое в порах и каналах также наблюдаются наросты глобулей более молодых генераций.

Пористый слой - рыхлый. В нем сохраняются неразрушенные железомарганцевые дендриты и агрегаты глобулей. Основу слоя составляют охристые массы, в составе которых фиксируются минералы железа, марганца и различные алюмосиликаты. На рис.48 хорошо видно, что особенностью микроморфологии этого слоя является отсутствие четко выраженных структурных закономерностей. Слой представляет собой чередований элементов микроморфологии, аналогичной верхним слоям (глобулей,



Рис.35. Поверхность рудной корки. Часть головок дендритов обломаны. Видна внутренняя зональность на сколах

дендритов и их деталей), и бесструктурных объемов, их заключающих. В слое также встречаются концентрически зональные глобулярные образования (рис.49), участки с глобулярно-дендритовой текстурой (рис.50). В каналах и порах наблюдаются агрегаты глобулей молодых генераций. Особенности состава и строения слоя находят отражение в постоянном обнаружении в его отдельных компонентах помимо марганца и железа элементов-примесей: кремния, алюминия, магния, калия, титана.

Тыловые части корок, соответствующие “антрацитовому” слою, отличаются скорлуповато-слоистым строением глобулей железомарганцевого состава. В однородных железомарганцевых массах этого слоя встречаются шестигранные сколы кристаллов апатита (рис.51). В трещинах скорлуповатой отдельности наблюдаются агрегаты тонкочешуйчатых смешаннослойных минералов в ассоциации

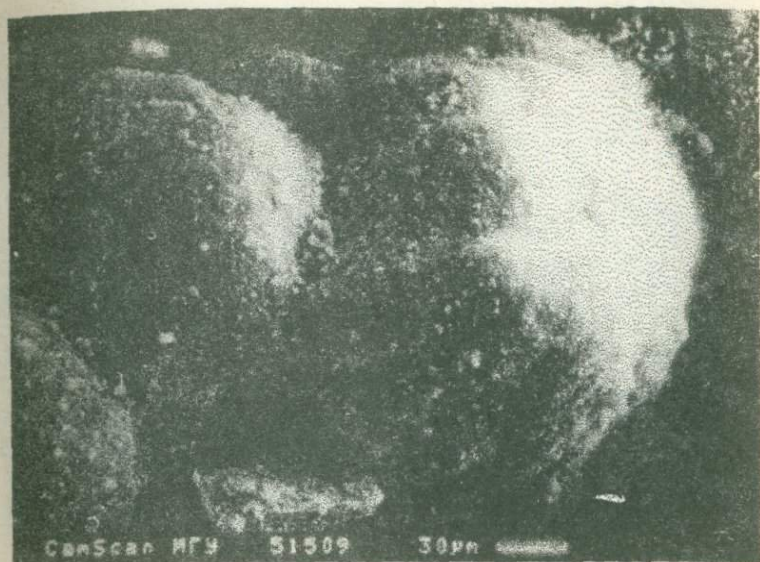


Рис.36. Поверхность глобулярной головки дендрита с присыпками тонкого нерудного материала на поверхности

с тонкодисперсным апатитом (рис.52). В этих участках фиксируются повышенные содержания фосфора, кальция, алюминия, кремния и калия на фоне постоянного присутствия марганца и железа. Микроморфология рудных оболочек железомарганцевых конкреций подобна микроморфологии корок.



*Рис.37. Столбчатые дендриты.
Прозрачно-полированный шиф. x95.*

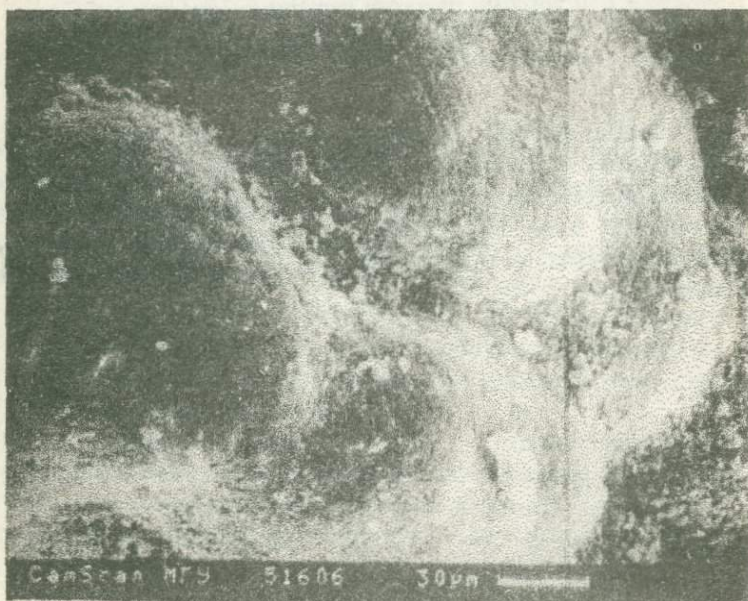


Рис.38. Разветвление дендритов. Вид сверху



Рис.39. Переход слойков с одного дендрита на соседний при их разветвлении. Вид сбоку на косом обломке

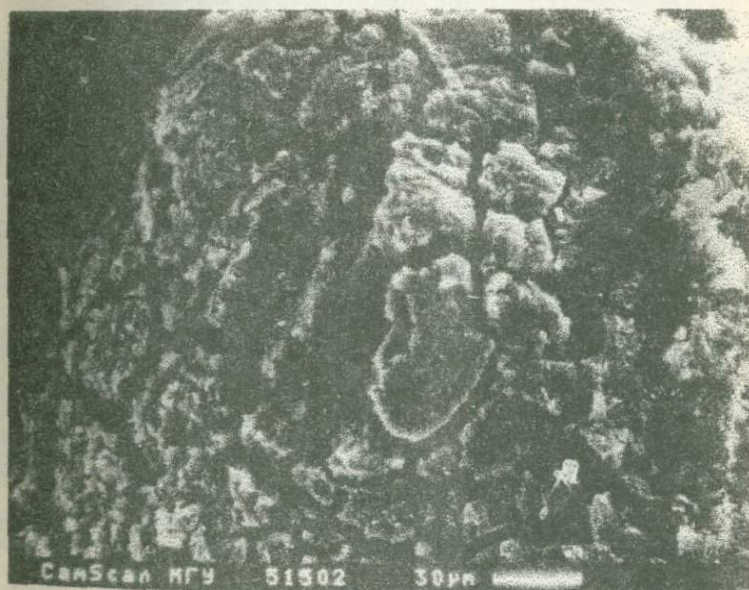


Рис.40. Концентрические и радиальные трещинки усыхания на торцевом сколе дендрита



Рис.41. Тонкослоистая петельчатая структура столбчатого дендрита в косом сколе



Рис.42. Столбчато-дендритовая текстура. Часть торцов дендритов обломана. На сколах видна слоистая структура

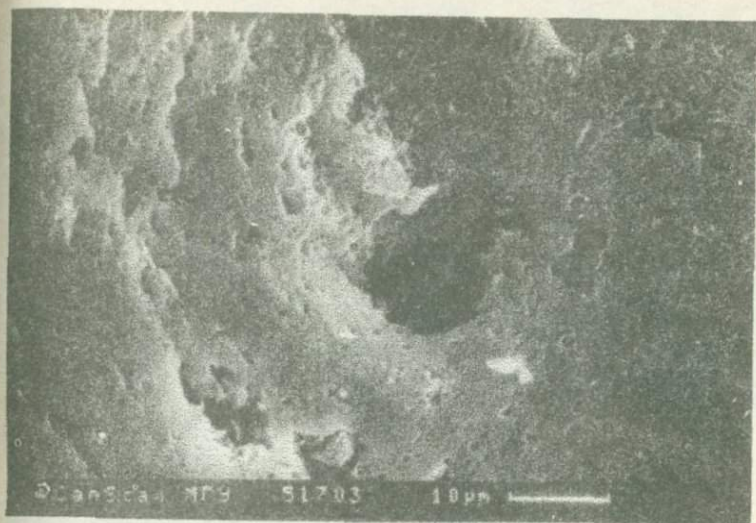


Рис.43. Концентрическое расположение пор на сколе дендрита



Рис.44. Тонкослоистая петельчатая структура скола. Округлые поры (каналы) среди дендритов. В точке 1 установлено высокое содержание Ti, примеси Si, Al, K, Fe, Mn, в точке 2 - Mn, Fe.

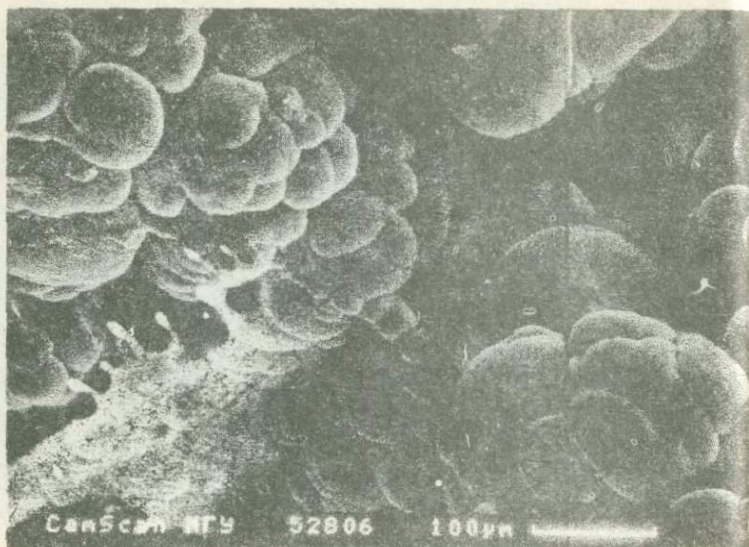


Рис. 45. Деталь рис. 44. Мелкие глобулы второй генерации в порах

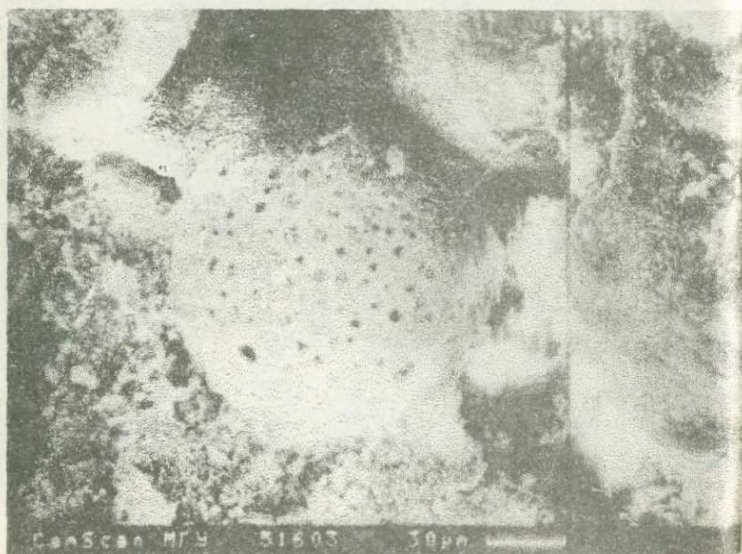


Рис.46. Скелет радиолярии среди дендритов постфосфатного слоя корки



Рис.47. Концентрически зональное нарастание рудного материала дендрита в "буроугольном" слое (скол дендрита)

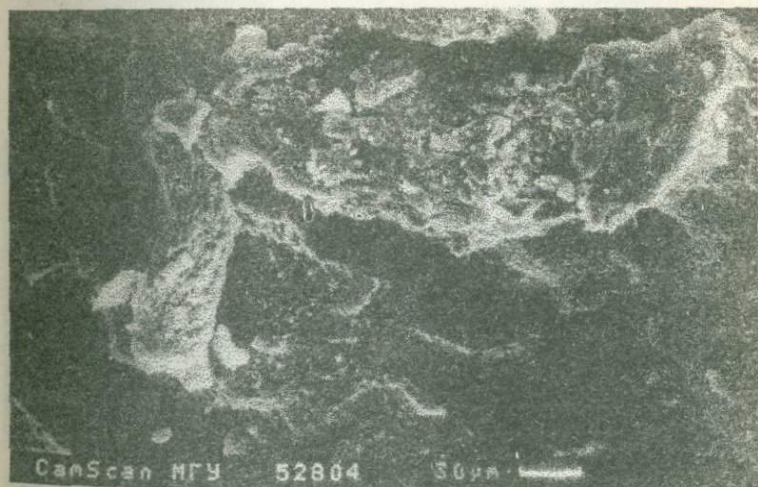


Рис.48. Характер выделения рудного вещества в пористом слое. При небольших увеличениях оптического микроскопа (рис.17) видна четкая закономерность роста. При больших увеличениях закономерности на видно. В точке () в центре обнаружены значительные количества Si, Al, Mg, Fe, K, Ti*

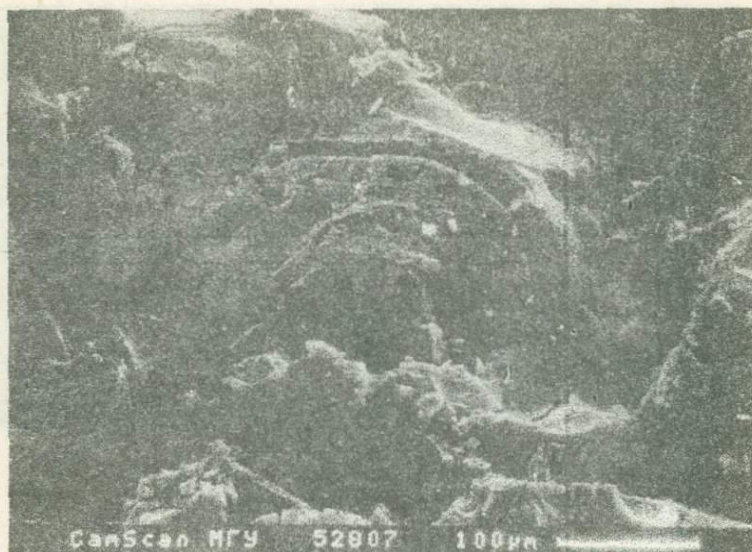


Рис.49. Концентрическая зональность крупной глобулы в пористом слое. В точке () обнаружено много Fe, Mn, присутствуют Si, Al, K, Ca*

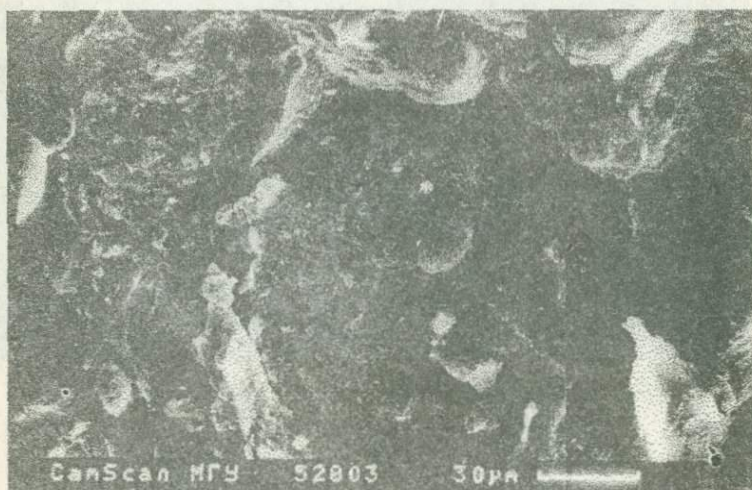


Рис.50. Проявление глобулярно-дендритовой текстуры в пористом слое. В точке () много Fe, Mn, примеси Al, Si, K, Ca, Ti.*

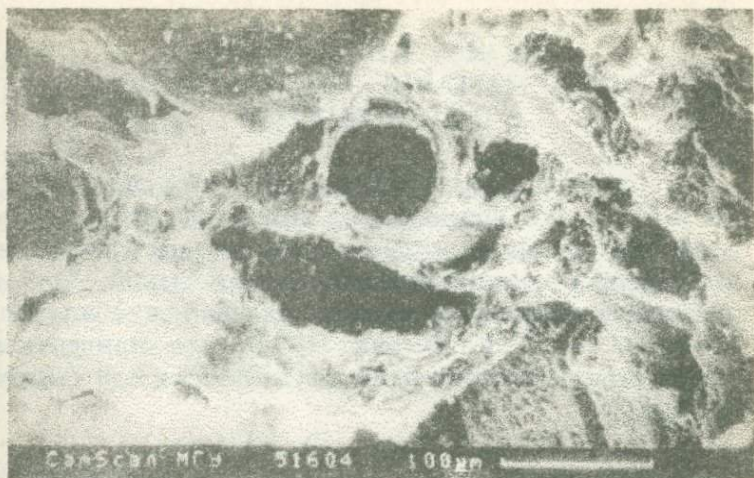


Рис.51. Поперечный срез кристалла апатита (черное в центре) в колломорфной смеси Mn-ферроксигита и вернадита. Электронный микроскоп. x15 000.

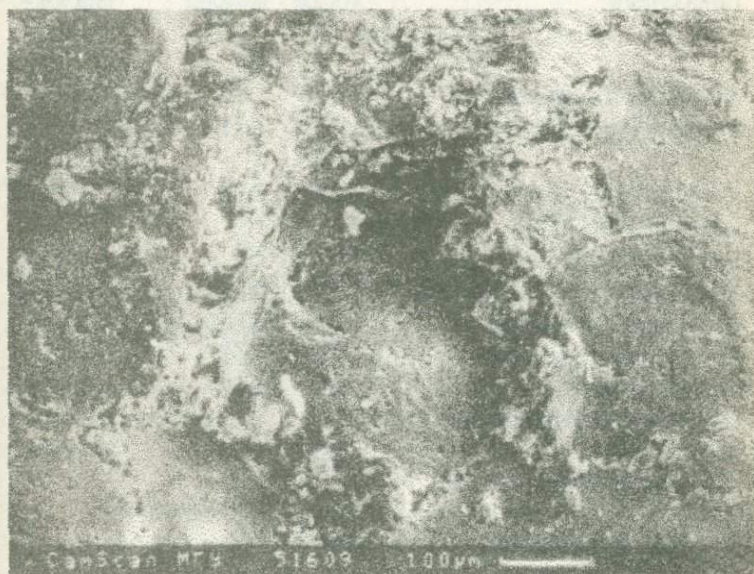


Рис.52. Прожилки кристаллических выделений апатита в колломорфной смеси вернадита и Mn-ферроксигита. Электронный микроскоп. x 16 000.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПОДВОДНЫХ ГОР

Сведения о физических свойствах как рудных корок, так и субстратов, приводимые в литературе, чрезвычайно редки и направлены на рекламу разрабатываемой техники для эксплуатации соответствующих месторождений. Ярким примером такого подхода является таблица 1 из работы Дж. Латимера и Р. Кауфмана (1985), где приведены сопоставительные характеристики рудных корок и двух видов субстрата :

Таблица 1

Физические свойства корок и субстратов
по Латимеру и Кауфману.

показатели	корки	базальт	гиалок- ластит
объемная плотность в сухом виде, г/см ³	1.31	1.01	1.53
удельный вес зерен, г/см ³	2.81	2.76	2.54
твердость по Шору	18	15	
пористость, %	55	32	38
коэффициент пустотности	1.15	0.445	0.608
прочность на сжатие	8.36	32.55	3.00
прочность на разрыв	1.75	4.51	
модуль Юнга	1.00	4.57	0.149
скорость акустического импульса	2.26	3.45	1.01
угол внутреннего трения, град.	42	52	
сила сцепления, МПа	2.9	7.8	
плотность, г/см ³	1.8	2.0	1.6
влажность, %	27	13	44

Из этой таблицы следует, что корки по физическим параметрам резко отличаются от субстрата и при малейшем напряжении легко могут отделяться от него. Цитируемая статья посвящена проблемам добычи. Возможно поэтому авторы дали явно тенденциозную подборку физических параметров, определенных, кстати, по очень непредставительной выборке образцов.

Мы не определяли столь большого набора параметров для горных пород, являющихся субстратом, и рудных корок. Тем не менее некоторые параметры попытаемся охарактеризовать (таблица 2):

Таблица 2

Плотности и влажности субстратов и руд по результатам работ НИС "Геолог Петр Антропов" на поднятии Маркус-Уэйк в 1990-1991 г.г.

породы или руды	п	плотность		плотность скелета		влажность	
		сред., %	К вар.	сред., %	К вар.	сред., %	К вар.
анкарамиты	57	2.74	10	2.58	14	6.2	76
трахибазальты	13	2.64	20	2.41	26	9.7	71
туфы, туффит	28	2.00	13	1.58	27	23.5	40
фосфатизированные брекчии	15	2.45	9	2.14	14	12.7	42
песчанники	11	2.16	14	1.64	26	24.8	45
глины	12	1.57	10	0.83	29	71.2	62
известняки	12	2.20	9	1.80	20	18.8	54
фосфатизированные известняки	29	2.17	15	1.72	29	22.6	53
корки	82	1.95	0.1	30.0	4.2		
корково-конкреционные образования	35	1.99	0.1	27.3	4.7		
конкреции	31	2.00	0.15	26.7	4.2		

В процессе этих работ, равно как и при работах НИС "Академик Александр Сидоренко" в Индийском океане, установлено, что корки в общем случае от субстрата по контакту не отделяются. Скалывание драгами происходит либо по средней части пористого слоя, либо по трещинам в подстилающей породе. Некоторое исключение составляют

корки на глинистых сланцеватых породах. Ручная разборка поднятого драгами материала (скалывание корок с субстрата с помощью зубил и молотков) позволяет в некоторой мере очистить рудный материал от субстрата, но даже это не обеспечивает получение абсолютно чистого материала корок в больших массах. Руда либо остается разубоженной породами субстрата, либо часть ее, в основном "антрацитовый" слой, не попадает в рудную массу. Связано это явление, по-видимому, с тем, что физические характеристики отдельных слоев многослойных корок различаются между собой иногда значительно (таблица 3), чем свойства субстрата и присубстратного слоя корки.

Таблица 3

Плотность и влажность отдельных слоев корки гайота МД-30

слой	плотность г/см ³	влажность %
"антрацитовый"	2.17	24.5
пористый	1.65	38.0
"буроугольный"	1.83	33.3

Из сопоставления таблиц 2 и 3 совершенно очевидно, что перепады значений определявшихся параметров между отдельными слоями корки и между "антрацитовым" слоем и базальтоидным субстратом соизмеримы. Сравнение же плотности этого слоя корки с плотностями других типов субстрата свидетельствует об их близости.

4. ЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ РУДНЫХ КОРОК

Элементному составу корок в литературе уделяется наиболее пристальное внимание. Крупные обобщающие сводки и публикации по отдельным районам содержат сведения о средних концентрациях отдельных элементов (таблица 4).

Таблица 4.

Среднее содержание рудных элементов в кобальтоносных корках наиболее перспективных районов Мирового океана (по Андрееву и др., 1989)

Район	среднее содержание рудных элементов, %							
	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	TR*	Mo	P
Тихий океан								
Мидпасифик	18.8	14.2	0.63	0.44	0.12	447	0.04	-
	132**	126	129	129	119	37	43	
Уэйк	15.8	15.8	0.32	0.40	0.26	727	0.02	
	24	24	24	24	23	19	33	
Лайн	20.2	13,6	0.40	0.52	0.35	1618	0,04	0.31
	244	244	345	327	321	82	63	61
Гавайские о-ва	19.2	14.5	0.72	0.36	0.08			
	99	99	86	99	99			
Туамоту	26.4	13.2	1.36	0.63	0.09	-	-	1.28
	9	9	9	9	9	-	-	9
Маршалловы о-ва	19.3	11.3	0.74	0.43	0.05	1096	0.03	0.34
	7	7	7	7	8	7	7	6
Индийский океан								
гора Экватор	15.6	17.8	0.48	0.33	0.17			
	11	11	11	9	11			
гора Экватор	23.18	-	0.53	1.75	0.28	-	-	0.06
	4	-	4	4	4	-	-	4

* В группу редкоземельных элементов включены иттрий, церий и лантан, г/т

** Числитель-среднее содержание элемента, %; знаменатель - количество анализов.

В литературе встречаются отрывочные сведения о содержании отдельных элементов в других районах. Например, концентрации кобальта до 1% зафиксированы в Сомалийской котловине, единичные образцы с содержанием кобальта до 0.9% подняты со склонов Мозамбикского, Мадагаскарского

хребтов, локальных поднятий Западно-Австралийской котловины.

Судя по литературным данным, состав корок зависит от глубины океана в точке отбора. Ф.Манхейм (1986) приводит следующее обобщение (таблица 5):

Таблица 5

Распределение по глубине кобальта и марганца в корках, %

Глубина (м)	Центральная часть Индийский океан		Мировой океан			
	Тихого океана(53*)	(102*)	(679*)			
	кобальт	марганец	кобальт	марганец		
0-1000	1.31	26.08	-	-	0.97	26.42
1000-1500	1.00	25.33	0.76	18.89	0.83	22.66
1500-2000	0.86	24.57	0.39	18.50	0.76	21.87
2000-2500	0.67	22.47	0.40	18.98	0.61	21.01
среднее по всем глубинам	0.76	22.60	0.42	18.01	0.63	21.62

* -число значений; принятых в расчет

Д.Хальбах и Д.Путенаус (1984) приводят аналогичные данные по коркам поднятия Маркус-Неккер и островов Лайн:

Таблица 6

Распределение элементов в корках по глубине океана, %

Глубина, м	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Mn/Fe
4400-4000	19.7	16.7	0.67	0.24	0.10	1.17
4000-3000	25.5	18.0	0.63	0.35	0.13	1.41
3000-2400	20.5	19.5	0.69	0.18	0.09	1.05
2400-1900	25.5	16.1	0.88	0.41	0.07	1.58
1900-1500	24.7	15.3	0.90	0.42	0.06	1.61
1500-1100	28.4	14.3	1.18	0.50	0.03	1.99

Из сопоставления таблиц 4, 5 и 6 следует, что концентрации отдельных металлов в одних и тех же районах по разным источникам различны. Кроме того, связь

содержаний металлов с глубиной океана тоже неоднозначна. Определяется это очевидно тем, что вариации концентраций зависят не только, а иногда и не столько, от глубины океана или региона (глобальный фактор), но и от ряда региональных и локальных факторов. По нашим данным, полученным в Индийском океане в условиях соизмеримых глубин в основном от 2.9 до 3.4 км, содержание кобальта, например, варьирует от 0.38 до 1.21%. Более того, разные образцы из одной драги содержат этого металла от 0.38 до 0.52 (Восточно-Индийский хребет) или от 0.45 до 1.21% (Кокосовая котловина). При массовом исследовании корок в Тихом океане в общем случае анализировались не отдельные образцы, а валовые пробы начальной массой не менее 12 кг во влажном состоянии. При этом среднее содержание основных компонентов оказывалось различным для отдельных гор (таблица 7).

Таблица 7

Содержание основных компонентов в рудных корках отдельных рудопроявлений горного обрамления впадины Минамитори (%)

Элемент	поднятие Маркус-Уэйк		Магеллановы горы	
	МБ-23	Арнольд	МА-15	МД-30
марганец	20.97	17.49	19.89	19.42
железо	14.70	14.04	15.89	15.54
пятиокись				
фосфора	3.30	3.42	2.31	2.66
кобальт	0.58	0.47	0.57	0.49
никель	0.47	0.38	0.41	0.39
медь	0.13	0.15	0.10	0.17

По содержанию марганца наши данные удовлетворительно корреспондируют с данными таблицы 4. По содержаниям же остальных компонентов подобие практически не усматривается. Не отмечается и значимая корреляция с глубиной. Коэффициенты корреляций для разных гайотов варьируют от -0.12 до -0.22 при уровнях

значимости от 0.20 до 0.22. Наиболее тесная связь с глубиной намечается среди основных элементов у никеля (коэффициент корреляции до -0.46). Из других элементов - у молибдена (до -0.48) и у неодима (до +0.52). Характер и сила корреляционных связей между определявшимися элементами для отдельных гайотов показаны на рис. 53.

В результате корреляционного анализа установлено, что наиболее тесные положительные связи отмечаются (по мере убывания) между марганцем, молибденом, кобальтом, никелем, стронцием, свинцом, цинком и церием. Связи этих элементов с прочими либо незначимы, либо отрицательны. Это может свидетельствовать о том, что перечисленные элементы концентрируются в едином процессе. Железо, медь, цирконий, ниобий и барий накапливаются в корках под влиянием каких-то дополнительных явлений. Фосфатизация - процесс самостоятельный, не связанный с накоплением рудных элементов.

Интересно сопоставить эти результаты с результатами геохимических исследований абиссальных железомарганцевых конкреций, развитых, например, в Северо-Восточной котловине Тихого океана. Для конкреций рудной провинции Клариян-Клиппертон в свое время разными авторами были установлены две группы элементов. Первая - это марганец, никель и медь, к которым тяготеют благородные и некоторые другие металлы. Вторая - железо, кобальт и редкие земли. В корках же кобальт тесно связан с марганцем, а медь из марганцевой группы выпадает как в Тихом, так и в Индийском океане.

Для выяснения возможного влияния типа субстрата на толщину и состав корок, встречаемых на различных глубинах, мы провели статистические исследования состава корок и глубины их залегания по отдельным типам пород субстрата. Основные результаты этих исследований приведены в таблице 8.

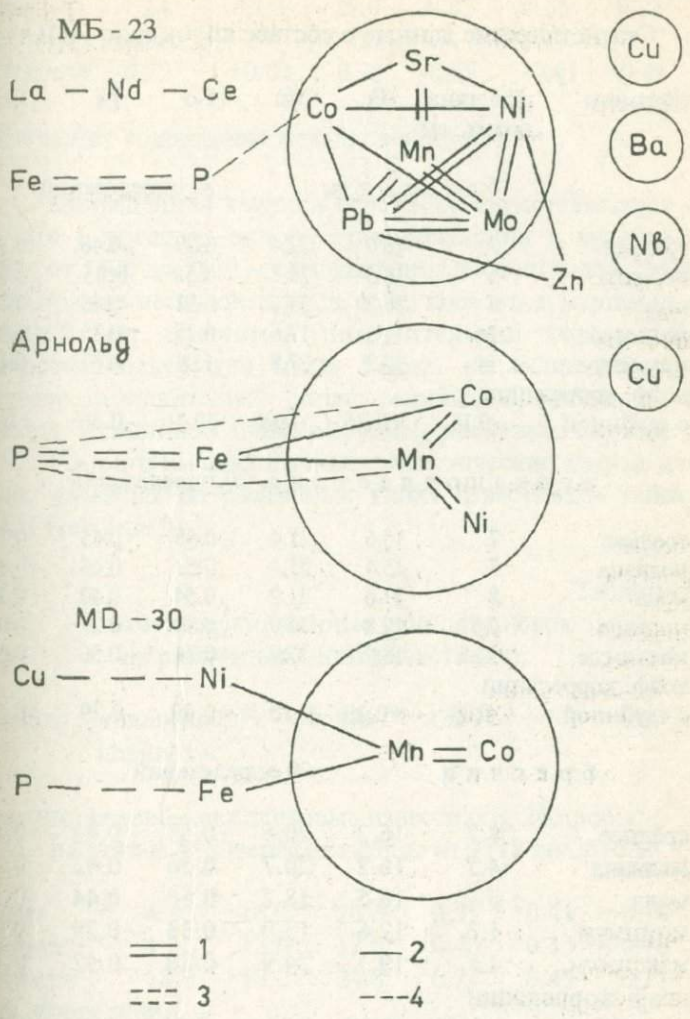


Рис.53. Характер группирования химических элементов в корках различных рудопоявлений поднятия Маркус-Уэйк и Магеллановых гор.

а - МБ-23, б - Арнольд, в - МД-30,
 Положительные связи: 1 - $k > 0,7$, 2 - $0,7 > k > 0,5$
 Отрицательные связи: 3 - $k > 0,7$, 4 - $0,7 > k > 0,5$

Статистические данные о составе корок гайота ИОАН.

параметр	толщина корки, см	Fe	Mn	Co	Ni	Cu
б а з а л ь т ы, 20 определений						
среднее	7	16.0	22.4	0.59	0.46	0.14
медиана	5	16.5	22.7	0.58	0.45	0.14
мода	5	16.5	23.4	0.57	0.45	0.14
минимум	1.5	11.9	17.6	0.35	0.35	0.08
максимум	14	18.2	27.8	1.04	0.62	0.12
коэф. корреляции с глубиной	-0.16	+0.36	-0.00	+0.10	-0.40	+0.69
в у л к а н о к л а с т и к а, 30 определений						
среднее	7	15.6	21.4	0.55	0.45	0.12
медиана	7	15.4	21.4	0.53	0.46	0.12
мода	8	17.6	21.2	0.54	0.40	0.10
минимум	0.6	12.8	14.9	0.39	0.27	0.07
максимум	12.5	18.9	23.9	0.74	0.56	0.18
коэф. корреляции с глубиной	-0.08	+0.19	-0.15	+0.09	-0.29	+0.64
б р е к ч и, 20 определений						
среднее	4.7	16.2	20.5	0.55	0.42	0.12
медиана	4.7	16.2	20.7	0.56	0.43	0.12
мода	5	16.5	18.2	0.50	0.44	0.12
минимум	1.3	12.6	13.9	0.33	0.29	0.08
максимум	12	19.1	24.9	0.80	0.52	0.18
коэф. корреляции с глубиной	+0.01	-0.16	-0.11	-0.01	-0.16	+0.74
и з в е с т н я к и, 65 определений						
среднее	6.4	16.6	20.6	0.54	0.42	0.13
медиана	5.4	16.5	20.7	0.52	0.42	0.13
мода	4.5	18.4	19.1	0.51	0.44	0.12
минимум	0.8	10.1	13.2	0.29	0.33	0.09

максимум	24	19.3	25.0	0.83	0.55	0.21
коэф. корреляции с глубиной	-0.22	+0.03	-0.28	-0.25	-0.41	+0.41

Примечание: содержание металлов дано в % .

Приведенная таблица отчетливо свидетельствует о том, что в пределах одного рудопоявления в интервале глубин от 1400 до 2900 м сколько-нибудь отчетливой связи концентрации металлов, прежде всего кобальта и марганца, с глубиной нет. Значимая положительная корреляция отмечается только для меди. Корки на вулканогенном субстрате незначительно богаче марганцем, кобальтом и никелем. Толщина их также в среднем несколько больше.

Рассмотрим аналогичные статистические данные для корок, развитых на различных типах известняков гайота ИОАН (таблица 9).

Таблица 9

Статистические данные о составе корок
на различных типах известняков.

параметр	толщина корки, см	Fe	Mn	Co	Ni	Cu
фораминиферово-кокколитовые известняки, 24 пробы, поднятые в интервале глубин от 1711 до 3070 м						
среднее	4.9	16.9	20.3	0.51	0.41	0.14
минимум	1.3	13.3	17.5	0.40	0.33	0.10
максимум	18.0	19.2	24.8	0.77	0.49	0.21
коэф. корреляции с глубиной	-0.41	-0.16	-0.07	-0.20	-0.14	+0.38

рифовые известняки, 22 пробы, поднятые
в интервале глубин от 1594 до 2629 м

среднее	6.7	16.5	20.7	0.56	0.44	0.13
минимум	2.0	14.4	7.2	0.39	0.35	0.10

максимум	12.5	18.5	25.0	0.77	0.55	0.17
коэф. корреляции						
с глубиной	-0.26	+0.17	-0.55	-0.41	-0.67	+0.63

интенсивно фосфатизированные известняки, 16 проб,
поднятые в интервале глубин от 1800 до 3070 м

среднее	4.5	16.7	21.0	0.54	0.42	0.14
минимум	1.3	13.3	19.0	0.41	0.33	0.10
максимум	11.0	18.9	24.8	0.77	0.49	0.21
коэф. корреляции						
с глубиной	-0.59	+0.13	-0.59	-0.69	-0.51	+0.77

Примечание: содержание металлов дано в % .

Из этой таблицы следует, что в отдельных выборках корреляция концентрации металлов, в частности кобальта, с глубиной может быть достаточно высокой, но это скорее исключение, а не правило. Концентрации металлов на различных типах известняков при различной степени их фосфатизированности соизмеримы. Последнее позволяет нам объединить корки на различных известковых субстратах для еще одного исследования.

В таблице 10 приведены статистические характеристики корок на известняках на склонах различной экспозиции гайота ИОАН.

Таблица 10
Статистические данные о составе корок
на западном и восточном склонах гайота ИОАН.

параметр	толщина корки, см	Fe	Mn	Co	Ni	Cu
западный склон, 42 пробы, интервал глубин от 1590 до 2810 м						
среднее	6.7	16.6	20.4	0.55	0.42	0.13
минимум	1.3	10.1	13.2	0.29	0.34	0.09

максимум	24.0	19.2	25.0	0.83	0.55	0.21
коэф. корреляции с глубиной	-0.29	-0.06	-0.12	-0.12	-0.31	+0.41

восточный склон, 16 проб,
интервал глубин от 1730 до 3070 м

среднее	7.2	15.8	21.0	0.51	0.44	0.14
минимум	1.6	13.3	19.0	0.41	0.40	0.10
максимум	12.5	18.6	24.1	0.60	0.51	0.21
коэф. корреляции с глубиной	-0.83	+0.30	-0.42	-0.39	-0.34	+0.89

Примечание: содержание металлов дано в процентах

Рассмотрим еще одно сопоставление. В таблице 11 сопоставлены глубины распространения, толщины и составы корок вершинной и склоновой фаций. Под вершинной фацией мы в данном случае понимаем корки выпуклого склона вблизи перехода плоской вершинной поверхности к собственно склону. Под склоновой - все корки собственно склонов с их выпуклыми, вогнутыми перегибами, террасами и другими осложнениями.

Таблица 11
Сопоставление корок вершинной и склоновой фаций.

параметр	глуб., м	толщ., см	Fe	Mn	Co	Ni	Cu
вершинная фация, 57 проб							
среднее	1636	7.4	15.1	21.8	0.56	0.48	0.11
минимум	1348	1.8	10.1	13.2	0.29	0.37	0.07
максимум	2083	18.0	18.4	25.0	0.91	0.85	0.23
мода	1396	8.0	13.2	20.6	0.51	0.47	0.13
склоновая фация, 95 проб (для железа и марганца - 73)							
среднее	2320	5.6	16.5	20.7	0.54	0.42	0.14

минимум	1361	0.6	11.9	14.6	0.11	0.27	0.07
максимум	3070	24.0	19.4	24.8	0.83	0.62	0.36
мода	2750	5.0	17.6	21.5	0.57	0.40	0.15

Примечание: содержание металлов дано в процентах

Четкого различия по средним и модальным значениям толщин корок и концентраций металлов в корках вершин и склонов не отмечается. В то же время сопоставление средних и модальных значений свидетельствуют о неодинаковом распределении металлов в корках различных фаций и о повышенной толщине корок вблизи вершины.

Итак, ни глубина океана, ни тип субстрата, ни экспозиция склона не являются однозначно определяющими факторами ни толщины корок, ни их состава. Это относится как к региональному, так и к локальному планам. Отсюда можно сделать предварительное заключение о том, что и толщина и состав корок в значительной мере определяются не глобальными факторами типа кислородного минимума. Не определяют их и региональные факторы: в целом горное обрамление впадины Минамитори характеризуется сопоставимым орудением, но отдельные гайоты могут резко различаться по характеру орудения. Локальные факторы типа состава субстрата или экспозиции склона тоже проявляются неоднозначно. Это, очевидно, свидетельствует о том, что существуют еще и микролокальные факторы типа мелких перегибов рельефа, обуславливаемых ими струйных течений и т.п. Толщина корки, как было показано выше, во многом определяется ее текстурой, т.е. набором слагающих ее слоев. Рассмотрим послойный состав корки на примере одного из образцов, отобранных на гайоте МБ-23 (таблица 12).

Таблица 12

Послойный элементный состав рудной корки-отторженца гайота МБ-23 (поднятие Маркус-Уэйк),%

слой	Fe	Mn	Co	Ni	Cu	P2O5
внешняя постфосфатная оболочка, верх	16.98	25.11	0.72	0.57	0.14	0.91

"буроугольный"	18.89	20.85	0.60	0.38	0.05	0.99
переходный от "буро- угольного"						
к пористому	16.80	27.52	0.77	0.59	0.09	0.99
пористый	13.16	29.17	0.82	0.71	0.21	1.03
переходный от пористого к						
"антрацитовому"	5.96	15.58	0.23	0.41	0.13	13.07
"антрацитовый"	13.81	21.50	0.23	0.26	0.07	7.41
безрудный субстрат (брекчия)	6.94	0.90	0.02	0.06	0.03	14.01
внешняя постфосфатная оболочка, низ	19.75	44.61	1.21	1.12	0.28	0.73

Эти данные позволяют в какой-то мере понять причину отсутствия жестких связей состава корок с глубиной. Наиболее богаты кобальтом и марганцем пористый слой и внешняя постфосфатная оболочка. Постфосфатная оболочка характеризуется небольшой толщиной и при значительной суммарной толщине корки не может определять средних концентраций металлов в корке в целом. Пористый же слой встречается в основном в интервале глубин от 1.5 до 2.5 км. Причем возможны ситуации, когда на этих глубинах он отсутствует, что дополнительно осложняет картину. Причины же прерывистости роста корок пока не ясны. Решение этого вопроса поможет решить проблему поисков наиболее толстых и наиболее богатых полезными компонентами разностей. Другими словами, следует говорить о некотором совокупном влиянии на рост корок и сопутствующих им образований целого ряда факторов, независимых друг от друга и на сегодняшний день недостаточно изученных.

По данным микрозондового анализа в составе

изученных железомарганцевых образований Индийского океана установлены практически все порообразующие элементы: Na, Mg, Al, Si, P, S, Ca, K, Ti, Cl. Содержание марганца варьирует от 7,9 до 29,8 %, при этом существенно преобладают значения на уровне 20-21 %. Эти значения находятся в пределах содержаний, приводимых Н.С.Скорняковой (1989). По ее данным концентрация марганца в конкрециях и корках Индийского океана колеблется от 0,7 до 39,6 %, составляя в среднем 16,36 %. При этом значения, превышающие среднее, обычно наблюдаются в конкрециях глубоководных котловин, которые она рассматривает вместе с рудными образованиями поднятий. Содержание железа меняется от 7,6 до 23,4 % при среднем значении 14,13 %. Эта величина находится в полном соответствии с данными Н.С.Скорняковой (14,25 %), хотя пределы колебаний по ее данным более значительны: от 5,3 до 28,4 %.

Н.С.Скорнякова приходит к выводу, что изменение химического состава конкреций контролируется общими закономерностями пелагического седиментогенеза, которые определяют фациальные обстановки рудообразования. В качестве геохимического показателя фациальных обстановок рудообразования предлагается использовать величину отношения Mn/Fe (марганцевый модуль). Показано, что эта величина в конкрециях и корках Индийского океана обладает резкой изменчивостью (от 0,18 до 7,0), в зависимости от седиментационной обстановки и интенсивности диагенетического перераспределения элементов.

В изученных образцах марганцевый модуль меняется по частным определениям от 0,32 до 3,60. При этом значения <1 редки. Преобладают значения, несколько превышающие 1 (1,17 - 1,69). В этой связи обращает на себя внимание то обстоятельство, что марганцевый модуль довольно резко меняется в различных слоях конкреций и корок, что может свидетельствовать о существенной смене условий их формирования на различных этапах.

С величиной марганцевого модуля четко коррелируют содержания кобальта, никеля и некоторых других элементов. При значении отношения Mn/Fe меньше 1 кобальт и никель микрорентгеноспектральным методом не установлены. С

ростом значения отношения содержания этих металлов превышают порог чувствительности метода. При значении Mn/Fe равном 2 содержание кобальта достигает 0,9-1,4 %, а никеля - 0,6-0,7 %. Если марганцевый модуль превышает 3, то содержание кобальта устойчиво выше 1 % и может достигать 1,5 %, а никеля - до 0,9 %. Однако в некоторых локальных участках конкреций и корок эта закономерность нарушается вплоть до обратных соотношений. Причины этого не установлены.

Отмечена связь величины марганцевого модуля и с содержанием кремнезема. При значении модуля менее 1 содержание SiO_2 достигает 13 %, а при высоких значениях (более 3) снижается до 1,8 %.

Аналогичными зависимостями характеризуются изученные образцы конкреций и корок поднятия Маркус-Уэйк и Магеллановых гор Тихого океана.

В одном из образцов корки-отторженца (плиты) с гайота МБ-23 было прослежено распределение по слоям основных рудообразующих компонентов и некоторых важнейших элементов-примесей.

Содержание марганца колеблется от 10,8 до 28,9 %. Наибольшей марганцовистостью характеризуется приядерный "антрацитовый" слой, сложенный преимущественно вернадитом. В этом слое содержание марганца достигает 28,9 %. Соизмеримое количество марганца установлено в самой молодой рудной оболочке на нижней поверхности плиты (от 20,0 до 20,9 %). Минимальные содержания от 13,3 до 22,8 % зафиксированы в пористом обохренном слое.

Поведение железа прямо противоположно поведению марганца. В наиболее марганцовистом "антрацитовом" слое содержание железа составляет 6,3 - 12,8 %, в молодой оболочке на нижней поверхности поднимается до 14,8 - 16,9 %, а в обохренном пористом увеличивается до 17,6 - 20,2 %, достигая соизмеримой с марганцем концентрации. Таким образом, отношение Mn/Fe в антрацитовом слое максимально, а в пористом приближается к 1.

Содержание кремнезема максимально в пористом слое (7,8 - 10,5 %), тогда как в "антрацитовом" его концентрация составляет от 1,1 до 1,8 %, что хорошо согласуется с приведенными выше данными по коркам Индийского океана.

Железомарганцевые образования содержат первые проценты магния, кальция, натрия, титана, алюминия, никеля и фосфора и десятые доли процента калия, кобальта, меди, цинка, свинца и серы. Отмечена тенденция уменьшения содержания магния, натрия, калия, никеля, кобальта, меди и цинка от более марганцовистых разностей к более железистым.

Содержание пятиоксида фосфора по данным микронзондового анализа в тихоокеанских железомарганцевых образованиях колеблется от 1,8 до 5,5 %, достигая максимальных значений в приядерных слоях, что хорошо согласуется с данными послойных химических определений (таблица 11).

По данным полуколичественных спектральных анализов установлено, что основными элементами-примесями в железомарганцевых рудных корках и сопутствующих им корково-конкреционных образованиях и конкрециях являются никель, кобальт, титан, ванадий, медь, свинец, цинк, хром, молибден, вольфрам, цирконий, гафний, ниобий, тантал, серебро, сурьма, висмут, мышьяк, кадмий, олово, германий, галлий, индий, бериллий, скандий, церий, лантан, иттрий, иттербий, гадолиний, уран, торий, литий, стронций, барий, золото, платина, ртуть, таллий.

Распределение элементов-примесей по различным слоям корок и конкреций весьма неравномерно. Выделяется два уровня концентрации ряда элементов. В поверхностных слоях зафиксировано накопление никеля, кобальта, ванадия, меди, свинца, цинка, иттрия, иттербия. В приядерных слоях иногда повышенные концентрации образуют никель, ванадий, медь, свинец, цинк, висмут, серебро, таллий, иттрий, иттербий. Надо заметить, что приповерхностные слои обнаруживают устойчивую тенденцию к накоплению перечисленных, характерных для них элементов. В приядерных же частях поведение указанных элементов не столь определено.

5. ЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ КОНКРЕЦИЙ, СОПУТСТВУЮЩИХ РУДНЫМ КОРКАМ

Как мы отмечали, конкреции на подводных горах встречаются на вершинных поверхностях, склонах и у

подножий. Конкреции вершин и склонов крупных скоплений не образуют и в качестве самостоятельного потенциального полезного ископаемого рассматриваться не могут. По-видимому, они могут только дополнять, причем незначительно, рудную массу корок в их коренном залегании, глыб-отторженцев и корково-конкреционных образований. У подножий же нередко отмечаются локальные ареалы распространения конкреций с плотностью залегания до 35 кг/м². На отдельных участках в виде конкреционных мостовых плотность их залегания повышается до 60 кг/м² и более. Такие залежи установлены на северных шлейфах гор Ламонт-Ледд, Арнольд, МБ-23, на южном шлейфе массива Скрипс в Тихом океане. Описаны конкреционные мостовые и в Индийском океане (Прокопцев, Прокопцев, 1988)..

Если корки, как отмечено выше, тесно срастаются со скальным субстратом, то конкреции залегают на вязкотекучем глинистом осадке. Это обстоятельство может способствовать тому, что в разряд полезного ископаемого конкреции могут попасть раньше собственно корок. В связи с этим рассмотрим состав конкреций в зависимости от их геоморфологического положения (таблица 13).

Таблица 13
Элементный состав конкреций поднятия Маркус-Уэйк

Элемент	Конкреции вершин			Конкреции склонов			Конкреции подножий		
	С, %	V	n	С, %	V	n	С, %	V	n
Mn	23,80	17	33	19,75	15	79	19,98	10	174
Fe	14,81	12	33	15,93	13	79	15,60	10	174
Ni	0,62	25	33	0,46	25	79	0,56	21	174
Cu	0,11	31	33	0,19	32	79	0,29	24	174
Co	0,62	16	33	0,47	15	79	0,42	13	174
P2O5	3,53	62	30	1,81	76	66	0,77	41	175

Примечание: С - средняя концентрация, V - коэффициент вариации, n - количество анализов

Из таблицы следует, что конкреции подножий беднее конкреций вершин и склонов марганцем и кобальтом, богаче медью, но, главное, они существенно беднее любых оксидных

руд поднятия Маркус-Уэйк пятиокисью фосфора - чрезвычайно вредного компонента при пиromеталлургическом переделе руды. Содержание же марганца и кобальта в них соизмеримо с соответствующими значениями, полученными для корок различных гайотов горного обрамления впадины Минамитори (таблица 6).

Следует заметить, что столь низкие содержания кобальта в конкрециях подножий отмечены в конкретном регионе Маркус-Уэйк. В Канарской котловине Атлантики работами НИС "Геленджик" установлены конкреции подножий на южных шлейфах гор с содержанием кобальта от 0,56 до 0,70 %.

6. МИНЕРАЛОГИЯ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОРОК.

Железомарганцевые корки подводных гор, как и абиссальные конкреции, в значительной мере сложены рентгеноаморфным веществом. В отличие же от абиссальных конкреций роль окристаллизованного вещества в них еще меньше. Право на такое заключение дают нам массовые рентгеноструктурные исследования свежих образцов, выполненные в судовой лаборатории НИС "Геолог Петр Антропов" на дифрактометре ДРОН-3.

6.1. Общая характеристика минерального состава корок и сопутствующих им рудных образований

Корки являются полиминеральными образованиями, в которых среди преобладающей рентгеноаморфной фазы присутствуют окристаллизованные рудные минералы и примесь нерудного материала, прежде всего алюмосиликатов из группы глинистых минералов. Рудная составляющая корок представляет собой ультрамикроскопические сростания различных минеральных фаз аморфных и частично раскристаллизованных окислов и гидроокислов марганца и железа. Поэтому диагностика их возможна лишь с использованием рентгенографии в сочетании с микронзондовым рентгеноспектральным анализом и электронной микроскопией, сопровождаемой энергодисперсионным анализом и микродифрактометрией.

Частоты встречаемости минеральных ассоциаций в различных типах руд по данным рентгеноструктурного анализа, выполненного в судовой лаборатории НИС "Геолог Петр Антропов" во время рейса с осени 1991 по весну 1992 года, приведены в таблицах 14 и 15.

Таблица 14

Минеральные ассоциации рудных образований
поднятия Маркус-Уэйк

Тип рудных образований	Вы-борка V	Частоты встречаемости минеральных ассоциаций						
		V+Ar	V+Q	V+Ar+Q	V+a	V+nBs+a	V+ABs+a	V+Bsl+a
корки	82 · 18	12	30	12	16	6	3	3
корково-конкреционные образ.	19 · 16	16	16	37	26	5	0	0
конкреции	18 · 6	22	39	11	22	0	0	0

Примечание: V - вернадит, nBs - неустойчивый бузерит, ABs - асболанбузерит, Bsl - бузерит-1, Ar - апатит.

Q - кварц.

- ассоциация трех и более нерудных минералов:

глинистые, апатит, кварц, полевые шпаты, пироксены, кальцит, барит и др.

В указанный период изучался преимущественно южный фланг поднятия Маркус-Уэйк. Ранее, когда изучался его северный фланг, было установлено, что десятиангстремные минералы встречаются не менее, чем в четверти случаев.

Минеральные ассоциации рудных образований
центральной части Магеллановых гор

Тип рудных бор- образо- ваний	Вы- бор- ка V	Частоты встречаемости минеральных ассоциаций							
		V+	V+	V+Ap	V+	V+nBs	V+ABs	V+Bsl	
		Ar	Q	+Q	a	+a	+a	+a	
корки	78	14	28	23	7	22	1	4	1
корково- конкрецион- ные образов.	15	0	7	20	20	46	7	0	0
конкре- ции	12	0	8	42	0	33	17	0	0

Примечание: обозначения минералов и ассоциаций те же, что в таблице 14.

В сравнении с минеральным составом корок поднятия Маркус-Уэйк (для других рудных образований выборки недостаточно представительны), в Магеллановых горах отмечается ряд особенностей. В частности, реже встречаются ассоциации без нерудных примесей, значительно снижается встречаемость десятиангстремных гидроокислов марганца, реже встречается кварц-вернадитовая ассоциация за счет увеличения встречаемости многокомпонентных ассоциаций с нерудными минералами.

Как свидетельствуют результаты исследований, выполненных в судовой и стационарной лабораториях, основная масса железомарганцевых образований представлена агрегатами субмикроскопических сростаний повсеместно отмечаемого вернадита и марганецсодержащего фероксигита, которые образуют различные глобулярно-дендритовые и



Рис. 54. Соотношение массивных и глобулярных выделений Мп-ферросилита+вермикулита (1), импрегнированного мелкими выделениями апатита (2) с ассоциацией глинисто-гидроалюминистых минералов (3) в "антрацитовом" слое. х40

глобулярно-колломорфные образования. Этими агрегатами сложены все слои рудных корок и конкреций, которые в изученных образцах оказались идентичными по составу железомарганцевых минералов и отличаются только по морфологии выделений и текстурно-структурным особенностям. При минераграфическом исследовании прозрачно-полированных шлифов и аншлифов выявлены разнообразные по микроморфологии железомарганцевые выделения (рис. 54, 55; 56, 57). Тектурный рисунок рудного вещества корок и конкреций определяется в основном развитием глобулярно - колломорфных агрегатов. Промежутки между этими агрегатами (светло-серое на снимках) заполнены глинистыми и гидроалюминистыми минералами (темно-серое). В промежутках между слоями в тонкослоистых оторочках глобулярных выделений, в



Рис.55. Концентрически зональный дендрит железомарганцевых минералов (1) с гнездовым выделением апатита (2), обрамленный нерудной ассоциацией (3). х40.

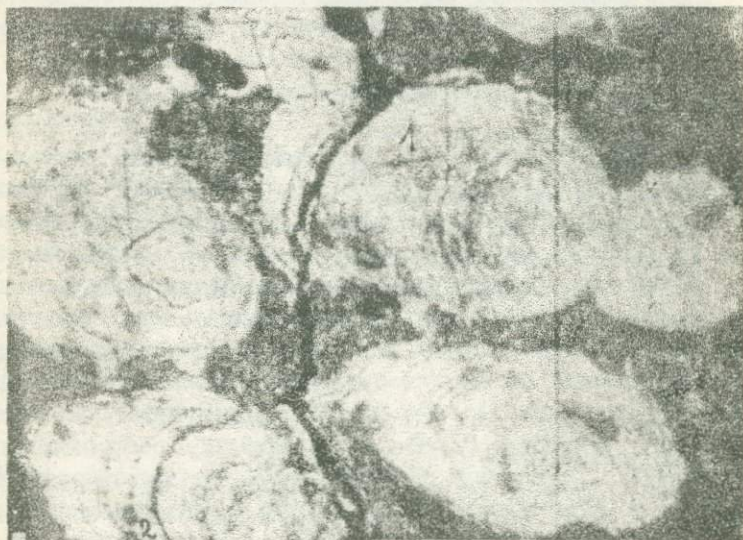


Рис.56. Коллоидно-глобулярные выделения пористого слоя. Обозначения те же. х40



Рис.57. Концентрически зональные выделения Мп-ферроксигита+вернадита (1) с заполнением интерстиций апатитом (2) и нерудной ассоциацией (3). х63

ассоциации с алюмосиликатными минералами в интерстициях между глобулями, а также по концентрическим трещинам отслоения и радиальным трещинам размещаются тонкозернистые выделения апатита.

По данным рентгенофазового анализа основная масса марганецсодержащих образований диагностируется как вад и вернадит. По данным инфракрасной спектроскопии эта масса сложена в основном манганогелем, на фоне которого фиксируются кристаллические фазы вернадита и рансьеита, которые диагностируются характеристическими полосами 455, 485 см-1 (рансьеит), 435-440, 500 см-1 (вернадит) и 510, 470 см-1 (бернессит).

На рис.58 и в таблице 16 приведены результаты изучения колломорфных почковидных концентрически зональных и слоистых железомарганцевых образований на рентгеновском микроанализаторе "Superprobe-733".



Рис.58. Исследование распределения отдельных элементов в рудном веществе глобулярно-дендритового концентрически зонального строения. 1 - фото в обратно рассеянных электронах, 2- 5 - в характеристическом излучении: 2-Al, 3-Si, 4-Mn, 5-Fe. x540

Пространство между почками, глобулями и дендритами выполнено порообразующими минералами: опалом, халцедоном, кварцем, плагиоклазом, минералами типа монтмориллонита и нонтронина. На приведенных фотографиях видно, что почковидные колломорфные агрегаты железомарганцевого состава весьма неоднородны. В них наблюдается чрезвычайно тонкое чередование зон, обогащенных марганцем и железом, и зон, обогащенных

кремнезем (на фотографиях последние выглядят более темными). При этом, перефирические зоны в большей степени обогащены кремнеземом, чем центральные участки. Иногда удается наблюдать образование зон колломорфного кремнезема (опала или халцедона) вокруг почковидных агрегатов железомарганцевых минералов (рис.58). Выделения кремнезема в виде опала или халцедона часто удается наблюдать и в массе почковидных, слоистых агрегатов железомарганцевых минералов. Это свидетельствует о том, что в железомарганцевых выделениях имеет место чрезвычайно тонкое прораствание минералов железа и марганца с минералами кремнезема, а также другими породообразующими минералами.

В результате использования разнообразных методов электронномикроскопических исследований установлено, что основная масса железомарганцевых образований сложена в различной степени раскристаллизованными вернадитом (от полностью аморфного до слабо раскристаллизованного и железистого вернадита с дефектной структурой) и марганцовистым фероксигитом. Эти минералы находятся в субмикроскопических сращениях между собой. Размеры отдельных колломорфных выделений составляют 0.01-0.07 мкм. С них получены диффузионные кольцевые дифрактограммы, отвечающие вернадиту и фероксигиту, и отчетливые кольцевые микродифрактограммы, отвечающие магнанзиту (MnO_2), который образуется за счет аморфных окислов под пучком электронов в процессе анализа.

Вернадит $MnO_2 \cdot H_2O$ (H_2MnO_3) - является типичным и весьма распространенным минералом железомарганцевых рудных корок и конкреций. Именно он определяет плотный облик "антрацитового" слоя, его смоляно-черный цвет и сильный стеклянный блеск. Иногда в агрегате вернадита и марганцовистого фероксигита встречаются и другие марганцевые минералы. В частности обнаружены единичные включения асболана, лучше раскристаллизованного, чем вернадит, а также пластинчатые кристаллы размером 0.5-0.8 мкм, которые на основании точечной микродифракционной картины отнесены к гетеролиту (рис.59). Изредка во внешних слоях корок и конкреций встречаются удлиненные уплощенные кристаллы размером 0.2-1 мкм. Расчет

Результаты микрозондового анализа химического

Слой	MnO	FeO	MnO/FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O	TiO2
"антрацитовый"	44,4	9,1	4,8	2,9	3,8	1,9	0,8	н/о	1,0
	43,7	10,2	4,3	2,7	4,3	2,3	1,0	0,1	1,2
	45,2	9,1	4,9	2,7	3,8	1,0	0,8	н/о	1,1
	45,9	9,6	4,7	2,9	4,0	1,0	0,7	н/о	1,3
	45,1	8,1	5,6	3,0	3,1	1,2	0,8	н/о	1,1
	36,3	16,1	2,2	1,9	4,5	0,9	0,6	н/о	1,8
пиритный	22,8	23,8	0,9	1,7	2,9	0,1	0,2	0,2	1,9
	22,5	26,0	0,9	1,6	3,1	0,1	0,2	0,3	1,5
	24,3	25,8	0,9	1,7	3,5	0,4	0,3	0,1	1,7
	29,3	22,7	1,3	1,8	3,7	0,6	0,4	0,2	1,9
	17,2	24,0	0,7	1,5	1,9	0,3	0,6	0,2	2,4
нижняя поверхность	35,7	19,4	1,8	2,2	3,9	2,8	0,7	н/о	1,8
	36,7	19,3	1,9	2,0	3,7	3,0	0,8	н/о	1,8
	36,4	19,8	1,8	2,0	3,8	3,0	0,7	н/о	1,8
	34,9	20,6	1,7	2,1	3,8	2,6	0,7	н/о	2,0
	27,8	19,1	1,4	1,0	1,9	0,2	0,2	0,3	1,7
	28,5	20,2	1,4	1,9	2,8	0,1	0,1	н/о	1,8
	27,4	21,7	1,2	1,0	2,8	н/о	н/о	н/о	2,3

состава отдельных слоев корки-отторженца с гайота Арнольд (аналитик Н.И.Чистякова)

Al2O	SiO2	NiO	CoO	CuO	ZnO	SO3	P2O5	PbO	Сумма
0,5	1,8	1,6	0,6	0,3	0,1	0,7	0,5	0,3	70,3
0,6	1,7	1,5	0,7	0,2	0,1	0,7	0,5	0,2	71,7
0,5	1,3	1,7	0,6	0,3	0,1	0,6	0,4	0,3	69,5
0,6	1,6	1,6	0,7	0,3	0,1	1,1	0,6	0,2	72,2
0,6	1,2	1,6	1,3	0,4	0,1	0,8	0,5	0,3	69,2
0,7	1,1	0,7	0,4	0,3	0,1	1,0	0,8	0,1	67,3
1,0	8,4	0,2	н/о	н/о	н/о	0,6	1,2	0,2	65,2
1,0	9,4	0,2	н/о	0,1	н/о	0,4	1,2	0,4	68,0
0,9	7,8	0,3	н/о	н/о	н/о	0,5	1,0	0,3	68,6
0,8	5,9	0,4	н/о	0,1	н/о	0,9	0,9	0,5	70,1
3,4	10,5	0,2	н/о	н/о	н/о	0,4	1,0	0,3	63,9
1,0	3,8	0,7	0,4	0,2	0,1	0,4	0,8	0,2	74,1
0,9	3,6	0,8	0,4	0,2	0,1	0,3	0,8	0,1	74,5
1,0	3,6	0,7	0,4	0,3	0,1	1,1	0,9	0,1	75,7
1,2	4,2	0,7	0,4	0,1	0,1	1,0	0,7	0,2	75,3
1,4	5,1	0,4	0,5	0,2	0,1	0,5	0,9	0,2	61,5
1,3	4,6	0,5	0,5	0,2	н/о	1,0	1,0	0,1	64,4
1,0	5,3	0,5	0,8	0,3	н/о	1,2	1,1	0,1	65,5

Примечание: "н/о" - не обнаружено



*Рис. 59. Кристаллические выделения гетеролита
в массе Mn-ферроксигита и вернадита (2).
Извлечено на реплику - (1). x16000.*

микродифракционных картин с этих кристаллов позволил диагностировать их как пиролюзит (рис.60). Пиролюзит образуется при дегидратации вернадита в виде черных сажистых выделений. На электронно-микроскопических снимках видно, что он образует как бы оторочку глобулярно-коллоидного выделения вернадита и ферроксигита.

Бернессит обнаружен только методом ИК-спектроскопии в ассоциации с аморфным манганогелем, вернадитом, рансьеитом, монтмориллонитом, полевым шпатом и кварцем. Здесь следует заметить, что бернессит как правило не обнаруживается в свежих образцах, но после их прогрева или длительного хранения на воздухе он заметно проявляется. Отсюда не исключено, что бернессит образуется непосредственно в процессе анализа. Тем более, что для него характерны весьма тонкодисперсные выделения. Не исключено, что он развивается по вернадиту,



Рис.60. Удлиненные плоские кристаллы пирролизита (1) на контакте со смесью вернадита и Mn-ферроксигита (2). x21000

но может быть и продуктом раскиссталлизации аморфного манганогеля.

Рансьеит - кальциевый псиломелан, обнаружен также только с помощью ИК-спектроскопии в массе железомарганцевых образований. По-видимому, он слагает отдельные очень тонкие зоны и участки в колломорфно-глобулярных выделениях. Из минералов марганца в массе железомарганцевых выделений диагностирован также романешит.

В сопоставимых с вернадитом количествах в глобулярно-колломорфных железомарганцевых образованиях присутствует марганецсодержащий ферроксигит. В изученных образцах ферроксигит установлен методами электронной микроскопии и мессбауэровской спектроскопии ЯГР. Ферроксигит содержит значительное количество марганца, о чем свидетельствует непременно появляющаяся под

электронным пучком отчетливая кольцевая микродифрактограмма манганазита. Считается, что марганец может входить в структуру ферроксигита изоморфно или в виде тонкодисперсной механической примеси вернадита.

Иногда в смеси железомарганцевых минералов фиксируется гетит (рис.61), гематит, слоистые алюмосиликаты.

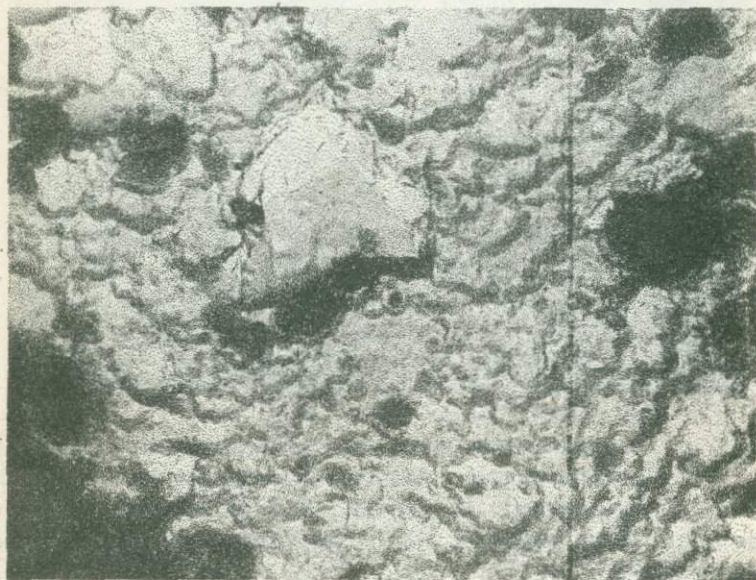


Рис.61. Выделения гетита (черное) в сростаниях с вернадитом и Mn-ферроксигитом. x21000.

Гетит имеет тонкодисперсное строение. Он выявляется с помощью рентгеновской дифрактометрии, мессбауэровской спектроскопии и электронной микроскопии. Иногда на поверхности ферроксигита отмечаются тонкие пленочки, состоящие из мельчайших (порядка тысячных долей микрометра) сросшихся выделений, микродифрактограмма которых позволяет отнести их к франклиниту (рис.62).

Фосфатная минерализация в рудных корках и конкрециях представлена апатитом, который, как было отмечено выше, в виде вкрапленных, гнездово-вкрапленных, прожилково-вкрапленных выделений размещается как внутри



Рис.62. Мелкие выделения франклинита (черное) в массе железомарганцевых минералов. x17000.



Рис.63. Гнездово-вкрапленные выделения апатита (1) в массе железомарганцевых образований. x40

железомарганцевых глобулярно-колломорфных образований по концентрическим и глобулярным трещинам, в интерстициях между дендритами и глобулями, так и в межглобулярном пространстве в ассоциации с глинисто-гидрослюдистыми минералами. Апатит характеризуется очень тонкозернистым строением и в прозрачно-полированных шлифах имеет вид прожилково-гнездобразных выделений с высоким рельефом (рис.63). Макроскопически в корках и конкрециях в местах обогащения апатитом он имеет вид мелковетвящихся маломощных прожилков беловато-розового или белого цвета. Апатит отчетливо фиксируется рентгенофазовым анализом, ИК-спектроскопией и по характерной люминесценции в ультрафиолетовом свете. Наиболее детально его удалось изучить при рентгено-микроскопическом исследовании. Отдельные гнезда кристаллического апатита среди колломорфной массы железомарганцевого состава показаны на рис.64.

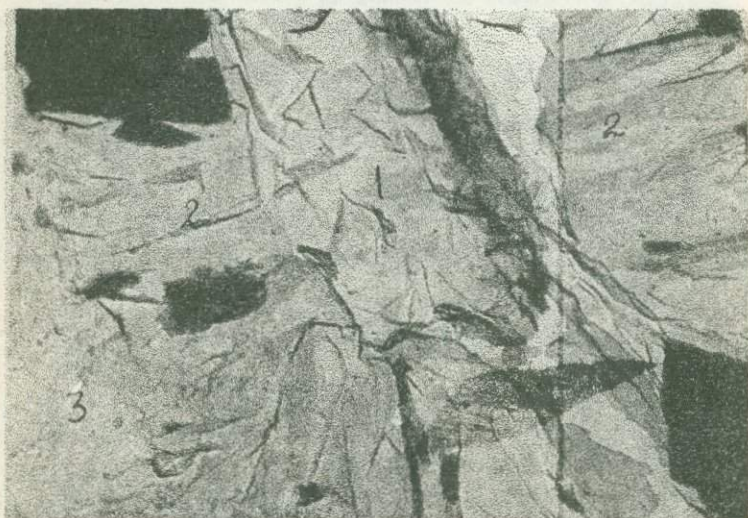


Рис.64. Две генерации кристаллического апатита в форме прожилкового выделения. В центре гнездо ранней генерации (1). Оно обрастает более молодой генерацией (2) в массе железомарганцевых минералов x18000.

Кристаллический апатит дает четкую точечную микродифрактограмму. Иногда его дифрактограммы свидетельствуют либо о его разрушении, либо о том, что процесс его кристаллизации еще не завершен. Так или иначе, апатит тоже обнаруживает различные степени окристаллизованности. Основная масса апатита в железомарганцевых образованиях имеет наложенный характер. Вторичный апатит как бы замещает минералы марганца и железа (рис.65).



Рис.65. Прожилок апатита с неровным фестончатым контактом с основной рудной массой. $\times 1700$

Для него характерны секущие прожилковые формы выделения. Наряду с этим отчетливые остроугольные образования апатита встречаются в интерстициях между концентрически-зональными глобулями железомарганцевых образований (рис.66) в смеси с халцедоном, опалом, цеолитами и слоистыми алюмосиликатами. Наиболее вероятное объяснение таких проявлений апатита - микроихтиолиты (зубы и плакоидные чешуйки рыб).

Особенно обогащены апатитом приадерные слои, в

а)



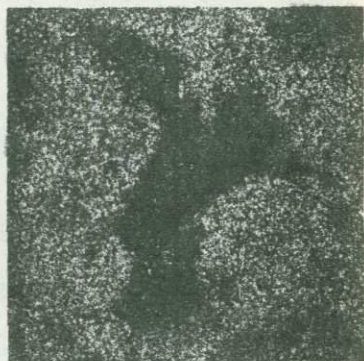
б)



в)



г)



д)



е)



ж)



Рис.66. Остроугольное включение фосфата кальция в рудную массу. х 540. а - фотография в обратно рассеянных электронах, б - ж - фотографии в характеристическом излучении : б - Са, в - Р, г - Мп, д - Fe, е - Si, ж - Al. В остроугольном выделении присутствуют только Са и Р.

которых он наблюдается как в виде единичных кристаллов размером до 20 мкм, так и в виде гнездообразных скоплений кристаллов. Размер скоплений до 300 мкм.

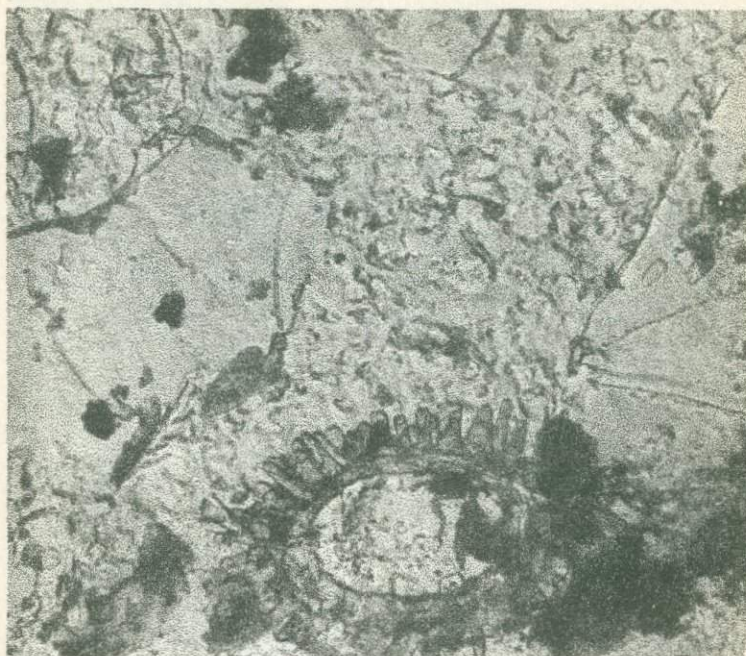
Химический состав фосфатов кальция приведен в таблице 17, из которой следует, что фосфаты представлены двумя минералами, один из которых содержит редкие земли и иттрий (анализы с 1 по 5), второй - кремний и алюминий (анализы 6, 7 и 8). Вероятнее всего первый - это оксикарбонат - апатит (даллит) с общей формулой $\text{Ca}_5(\text{F},\text{O})(\text{PO}_4\text{CO}_3\text{OH})_3$, второй - силикат - апатит с формулой $(\text{Y},\text{Th},\text{Ca})_5(\text{F},\text{O})(\text{SiO}_4\text{PO}_4\text{AlO}_4)_3$.

образец N ана- лиза	Химический состав фосфатов							
	415б	415б	415б	415г	415г	415г	415г	415г
	1	2	3	4	5	6	7	8
Сао	42,8	42,9	41,7	43,1	41,9	46,9	45,7	43,5
FeO	0,2	0,1	0,6	1,0	0,6	2,0	2,7	3,3
MgO	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5	н/о	н/о	н/о
Na2O	1,2	1,1	1,3	1,3	0,7	н/о	н/о	н/о
K2O	н е о б н а р у ж е н							
TiO2	0,4	0,2	0,6	0,1	0,1	н/о	н/о	н/о
SiO2	0,8	0,2	0,1	0,1	0,3	6,2	7,9	9,0
Al2O3	0,3	0,2	н/о	н/о	н/о	0,6	0,9	1,1
Y2O3	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	0,2	0,1	0,1
La2O3	0,7	0,7	0,7	0,8	0,8	н/о	н/о	н/о
Ce2O3	н е о б н а р у ж е н							
Pr2O3	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	н/о	н/о	н/о
Nd2O3	1,1	1,1	1,2	1,2	1,3	н/о	н/о	н/о
Sm2O3	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	н/о	н/о	н/о
Gd2O3	0,3	0,3	0,5	0,3	0,2	н/о	н/о	н/о
Tb2O3	н е о б н а р у ж е н							
Dy2O3	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	н/о	н/о	н/о
Ho2O3	н е о б н а р у ж е н							
Er2O3	0,2	0,2	0,1	0,1	н/о	н/о	н/о	н/о
Tm2O3	н/о	н/о	0,1	0,1	н/о	н/о	н/о	н/о
Yb2O3	н/о	н/о	0,1	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
P2O5	30,7	30,7	30,9	31,7	29,8	30,5	29,6	28,6
SO3	1,2	1,3	1,2	1,5	1,4	1,0	1,0	1,0
F	2,6	2,5	2,6	3,2	3,0	3,5	3,6	3,5
Сумма	84,8	83,9	84,1	86,9	82,6	90,9	91,5	90,1

Примечание: "н/о" - окисел не обнаружен

В железомарганцевых корках и конкрециях неоднократно встречались фаунистические остатки, замещенные слоистыми алюмосиликатами, железомарганцевыми минералами, оксидами железа (рис. 67).

Среди массы железомарганцевых минералов встречаются обломки кварца размером 0,2 - 0,6 мкм, ортоклаза размером 0,3 - 0,5 мкм, плагиоклаза, апатита, чешуйки слюды, фаунистические остатки. Интерстиции между глобулярно-



*Рис. 67. Палеонтологический объект, замещенный
алюмосиликатным материалом, среди рудной массы.
x16000*

- дендритовыми и глобулярно-колломорфными выделениями часто заполнены разнотипными слоистыми и смешаннослойными алюмосиликатами различных форм выделения от чешуйчатых до полосчатых (рис. 68 и 69). ИК-спектроскопия подтверждает присутствие в образцах монтмориллонита, гидрослюд, нонтронита, каолинита (рис. 70) и кальцита. Присутствуют также цеолиты. Под электронным микроскопом диагностирован ломонит (рис. 71 и 72). В одном случае ЯГР обнаружен сидерит.

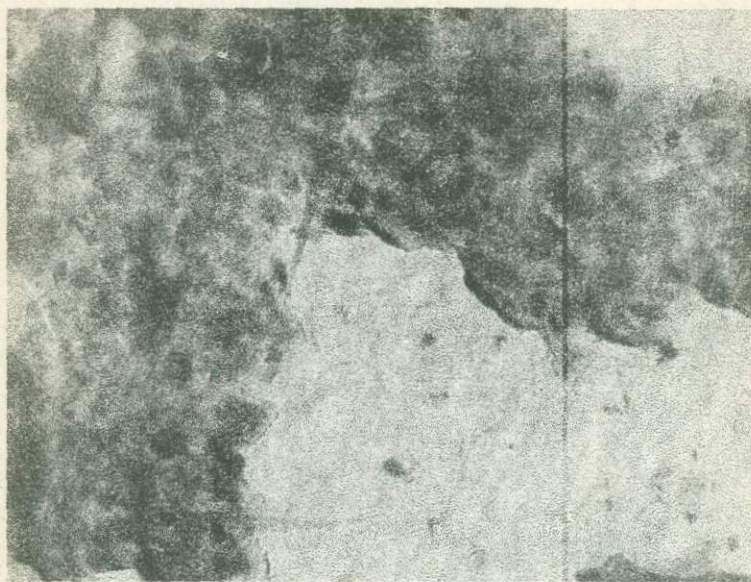


Рис.68. Чешуйчатые агрегаты алюмосиликатов. х19000

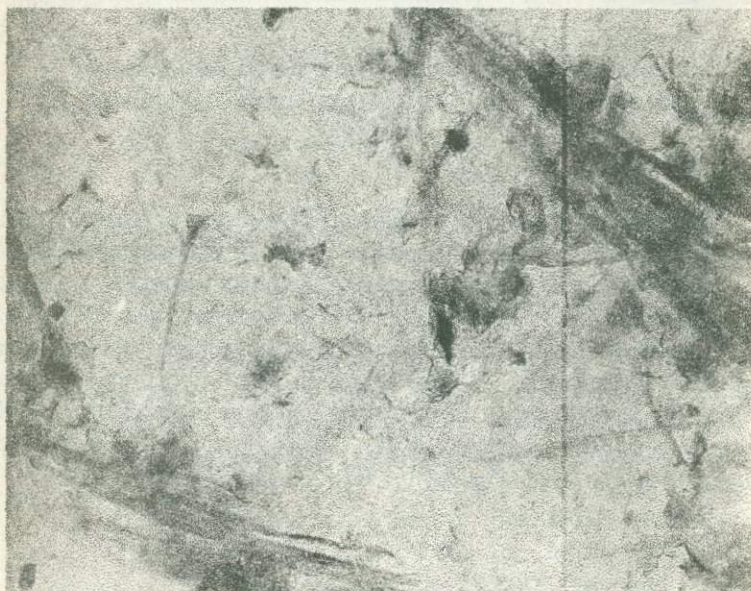


Рис.69. Игольчатые агрегаты алюмосиликатов. х16000

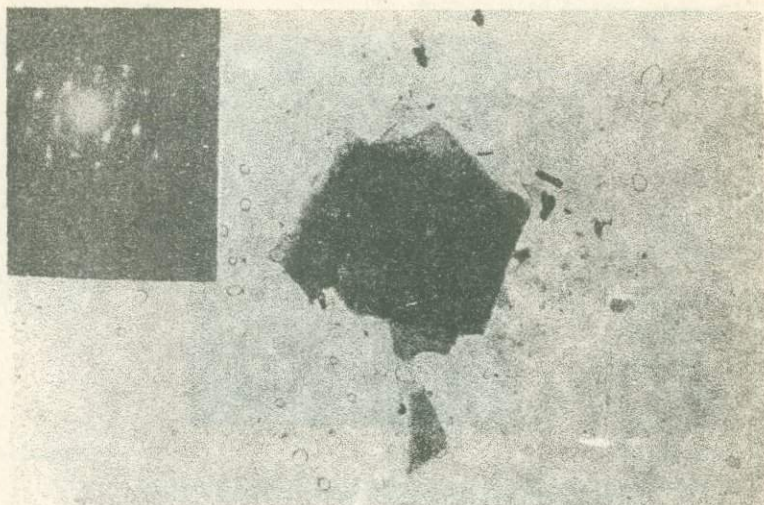


Рис. 70. Частица каолинита из рудной корки на базальте. $\times 12000$. Микродифрактограмма.



Рис. 71. Пластинчатые полупрозрачные кристаллы ломонита на поверхности аморфной массы железомарганцевого состава. $\times 20000$.



Рис. 72. Микродифрактограмма ломончита

Все выявленные различными методами минералы приведены в таблице 18.

Таблица 18

Минерал	Методы диагностики					Примеч
	крис-талло-оптика	РФА	ИК-спек-троскоп.	элект-ронная микроскопия	ЯГР	
Вад (маг-ганогель)	+	+	+			Аморфная часть, раз-вита по-всеместно
Вернадит	+	+	+	+		+ Преоблада-ет в "ан-трацитовом" слое
Fe-верна-дит				+		
Mn-феро-ксицит	+			+	+	+
Мангана-зинг	+			+	+	+
						Вероятно образуется при хране-

Таблица 18 (продолжение)

Минерал	Методы диагностики				Примеч
	крис-талло-оптика	РФА	ИК-спек-троскоп.	элект-ронная микро-скопия	
Бернессит				+	нии и анализе то же Встречен только в постфос- фатной оболочке
Расъеит				+	
Асболан				+	Встречен на контак- те пори- стого и "антраци- тового" слоев
Пирролюзит				+	Встречен только в "антрацито- вом" слое
Романешит				+	
Литиофорит	+				
Гетероляит				+	Возможно возникно- вание под электрон- ным пуч- ком в про- цессе ана- лиза за счет фер- ригидрита
Гетит				+	
Ферригидрит				+	
Гематит				+	
Франклинит				+	
Кварц	+	+	+	+	+
Опал	+	+	+	+	+

Таблица 18 (окончание)

Минерал	Методы диагностики					Примеч
	крис-талло-оптика	РФА	ИК-спек-троскоп.	элект-ронная микро-скопия	ЯГР микро-рентге-носко-пия	
Халцедон	+	+	+	+	+	
Кристобалит		+				
Коллофан (микрокрисаллич. апатит)	+		+	+		
Силикат-апатит (абукумалит)	+	+		+	+	
Оксикарбонат-апатит (даллит)		+	+	+	+	
Кальцит	+	+				
Сидерит				+		
Ортоклаз				+		
Плагиоклаз					+	
Мусковит				+		
Ломонтит				+		
Монтмориллонит		+	+			
Нонтронит			+			
Каолинит				+		
Гидрослюда		+		+		
Смешаннослойные алюмосиликаты				+		
Галит				+		
Сильвин				+		
Палеонтологические остатки	+			+		Часто за-щены руд-ными обра-зованиями и алюмосили-катами до полных псев-доморфоз

6.2. Особенности минералогической зональности рудных корок и конкреций

Массовые рентгеноструктурные и кристаллооптические исследования отдельных слоев корок, корково-конкреционных образований и конкреций (в основном исследовались собственно корки поднятия Маркус-Уэйк) показали, что отдельные слои достаточно четко различаются между собой по минеральным ассоциациям (таблица 19).

Таблица 19

Послойный минеральный состав
грубозональных корок поднятия Маркус-Уэйк

Слой рудной корки	Вы- бор- ка	Частоты встречаемости минеральных ассоциаций, %							
		V Ap	V+ Q	V+ V+Ap +Q	V+ a	V+nBs +Q	V+ABs +Ap	V+5A +Ap	
"Антраци- товый"	/1	6	73	3	0	3	0	10	4
Пористый	79	42	2	12	3	39	1	1	0
"Буроуго- льный"	142	31	1	46	1	6	15	0	0

Примечания:

под знаком "V" кроме собственно вернадита подразумеваются сложные сростания железистого вернадита и марганцовистого ферроксигита; учтены единичные пробы, в которых кроме указанных присутствуют другие десятиангстремные минералы.

Таким образом, для "антрацитового" слоя помимо наиболее характерного состава довольно часто появление примесей наиболее устойчивых десятиангстремных минералов. Здесь же по данным мессбауэровской

спектроскопии отмнчается и гетит. Подобный минеральный состав для аналогов "антрацитового" слоя описан П.Хальбахом с соавторами (1989) для района островов Лайн. Авторы отмечают возможность обнаружения в этих слоях тодорокита, который мы таже встречали на отдельных гайотах поднятия Маркус-Уэйк и в Магеллановых горах. В пористом слое весьма часто встречается вернадит (иногда в сростаниях с ферроксигитом) без примесей других минералов. Это может быть обусловлено тем, что крупные вытянутые поры, занимающие пространство между столбцами рудного материала, зачастую зияющие (свободные от постороннего заполнителя). Если же поры в большей или меньшей мере заполнены тем или иным материалом, отражающим условия рудообразования, - фиксируется некоторая сложная ассоциация. В "буроугольном" слое кварц и алюмосиликаты в ассоциации с рудными минералами отмечены в 2/3 случаев. Однако и рудный компонент без примесей - не редкость (31 % проанализированных образцов). Практически все подобные пробы относятся к внутренней зоне "буроугольного" слоя, т.е. слое идентифицируется и гетит.

Текстурно-структурные и морфологические особенности зональности рудных корок и конкреций являются отражением их минерального состава. Для того, чтобы проследить изменение минерального состава по зонам (слоям) был проведен сопоставительный анализ по трем типичным образцам с гайотов Арнольд, МБ-23 (Маркус-Уэйк) и МД-30 (Магеллановы горы). Все три образца были изучены с помощью рентгенофазового анализа, мессбауэровской спектроскопии, электронной микроскопии с микродифрактометрией. В отдельных случаях использована инфракрасная спектроскопия.

ЯГР-спектры снимались на установке ЯГРС-4 с источником излучения Co_{57} в матрице хрома. Использовались порошковые пробы массой 200 мг. Изоморфный сдвиг рассчитывался относительно нержавеющей стали. Для калибровки шкалы скоростей использовался $\alpha-Fe_2O_3$.

Установлено, что ЯГР-спектры всех изученных образцов близки друг другу. Изоморфный сдвиг находится в пределах 0,45 - 0,48 мм/с, а квадрупольное расщепление 0,6С

- 0,62 мм/с. Эти данные характеризуют трехвалентное железо в шестирной координации. Не смотря на принципиальное различие между выделяемыми слоями, в их доминирует одна и та же минеральная форма железа. Наличие асимметрии пиков поглощения свидетельствует о дальнем порядке, поэтому минеральная форма железа не является аморфной, а обладает кристаллической структурой. Из гидроокислов железа дублетным характером ЯГР-спектров обладают лепидокрокит, ферригидрит, а также суперпарамагнитные формы гетита и ферроксигита. Полученные ЯГР-спектры нельзя отнести к ферригидриту, т.к. имеется существенное отличие по квадрупольному расщеплению. У лепидокрокита асимметрия пиков поглощения обратная. Наиболее близка к полученным параметрам суперпарамагнитная форма ферроксигита, изученная Ф.В.Чухровым с соавторами (1976) на синтетических и природных аналогах δ -FeOОН из железомарганцевых конкреций. Этот вывод для изучаемых образцов однозначно подтвержден многочисленными электронномикроскопическими наблюдениями Mn-ферроксигита и его микродифрактограммами.

Упомянувшиеся выше, установленные мессбауэровской спектроскопией, гетит, ферригидрит и сидерит, существование которых подтверждено данными электронномикроскопического изучения, не имеют сколько-нибудь значительного распространения в рудной массе корок и сопутствующих им образований. Их можно рассматривать в данном случае как аксессуарные экзотические минералы.

Идентичность различных зон рудных корок и конкреций проявляется не только в минеральной форме железа, но и в значительной мере марганца. Об этом убедительно свидетельствуют дифрактограммы локальных образцов из различных слоев одних и тех же образцов корок. Первое, что привлекает внимание - это постоянное присутствие пика 2,429, который интерпретируется как слабо раскристаллизованная фаза (вад), и пиков, характерных для вернадита. Эти две минеральные формы характерны для всех слоев, т.е. вернадит и вад наряду с Mn-ферроксигитом составляют основную массу рудных минералов корок.

Основу послыоного различия минерального состава

рудных корок составляют не железомарганцевые минералы, а фосфаты, кварц, его аморфные аналоги и алюмосиликаты. На контактах с некоторыми нерудными минералами местами отмечаются локальные проявления других минералов железа и марганца, в частности, лепидокрокита, гетита.

Во всех образцах отчетливо фиксируются зоны фосфатной минерализации. Для изучения распределения и текстурно-структурных форм выделения апатитов наиболее удобно использовать их люминесценцию в ультрафиолетовом свете. Апатит люминесцирует желтым и лимонно-желтым цветом. Причем, описанные выше силикат-апатит и оксикарбонат-апатит различаются цветом люминесценции. Апатит отчетливо проявляется на дифрактограммах. Наиболее интенсивная люминесценция отмечается в приадресном слое конкреций и в нижних слоях рудных корок. Наиболее интенсивно фосфатизированы ядра конкреций и субстраты корок. Иногда слои от "антрацитового" до "буроугольного" представляют собой сплошную сеть прожилков, гнезд и вкрапленности апатита. Апатит образует псевдоморфозы по органическим остаткам (по трубкам червей). В участках развития апатита обнаруживаются целый ряд вновь образованных минералов: кристоболит, кальцит, литиофорит, каолинит, гетит. Именно в центральных приадресных зонах и присубстрактных частях корок наиболее интенсивны диагенетические процессы перераспределения вещества, перекристаллизации и возникновения новых фаз. Очевидно, эти процессы в какой-то мере обусловлены процессами фосфатизации.

В интерстициях между рудными минералами, как уже отмечалось, присутствуют кварц, полевые шпаты и некоторые другие нерудные минералы. Они, особенно кварц, характерны преимущественно для приповерхностных слоев корок и конкреций. Количество их во внутренних слоях явно меньше до полного отсутствия в отдельных рентгенодифрактометрических определениях. Таким образом, результаты дифрактометрического анализа свидетельствуют с одной стороны об общности минерального состава отдельных слоев, с другой, - об их индивидуальности, в основном, по составу нерудных минералов.

Методом ИК - спектроскопии с точки зрения

характеристики зональности был изучен образец корки (N415) с гайота Арнольд. Инфракрасные спектры пропускания были получены на спектрофотометре ИР-20 (Капл Цейс) в области 4000-400 см⁻¹.

Препараты - сухой порошок с размером частиц менее 2 мкм на подложке бромистого калия и эмульсия в вазелиновом масле этого порошка на той же подложке. Порошок получен путем измельчения в агатовой ступке с изобутиловым спиртом. Для таких пар препаратов получены сначала обзорные спектры, а затем путем изменения толщины слоя получены спектры в областях, в которых проявляются характеристические полосы примесей в небольшом количестве.

Полученные обзорные ИК-спектры позволяют сделать оценку изменения относительного количества примесей по отношению к основной фазе. При получении ИК-спектра в некоторых областях увеличение толщины слоя позволяет более надежно определять примеси в малых количествах. Анализ (интерпретация) ИК-спектров проводился по общепринятым методам качественного молекулярного анализа. Использовались атласы Н. Moenke. Academia Vergal. Berlin. 1966. 1969. Mineral spectren, HW van der Marel. Atlas of inferared Spectroscopy Sient Publ. Co. 1976.

В установленных ассоциациях минералов характеристическими полосами (не перекрывающимися с полосами, соответствующими другим минералам) являются для бернессита - 510, 470 см⁻¹, вернадита - 435-440, 500 см⁻¹, рансьеита - 455, 485 см⁻¹, монтмориллонита - 1040, 925 см⁻¹, кварца - 1100, 800, 785 см⁻¹, полевого шпата - 1010 см⁻¹ (широкая), кальцита - 1500-1400, 880-870, 720-710 см⁻¹, карбонат-апатита - 1160, 975, 605, 585, 1520, 1470, 1435 см⁻¹.

По данным ИК-спектроскопии во всех слоях образца основная масса представлена плохо окристаллизованным марганцовистым минералом (манганогелем), на фоне которого фиксируются кристаллические фазы вернадита, рансьеита, бернессита и примесей нерудных минералов. О возможной природе бернессита в результатах ИК-спектроскопии мы уже упоминали. Он может образовываться в процессе анализа. Из нерудных минералов установлены монтмориллонит, кварц, полевые шпаты и кальцит во всех

слоях. Апатит типа даллита характерен для приадресной зоны. Он проявляется в виде наложенного прожилково-вкрапленного оруденения.

Прожилки по отношению к слоям железомарганцевой минерализации как секущие, так и межслоевые. Обломочные зерна апатита, по-видимому, имеют биогенную природу (микроихтиолиты) и захвачены в матрицу железомарганцевых образований в процессе роста.

Смешанный комплекс полевых шпатов, цеолитов, глинистых и некоторых других минералов, заполняющий крупные поры пористого слоя, преимущественно захвачен в процессе роста. Однако часть смешаннослойных минералов и цеолитов, в частности филлипсита, могла образоваться путем фракционирования отложившегося материала в процессе диагенеза. В "буроугольном" слое кварц присутствует в относительно повышенных количествах в виде кластических частиц и в виде тонкодисперсного материала, рассеянного среди железомарганцевой массы. Можно предположить, что тонкодисперсный кварц является результатом раннедиагенетических преобразований. Правда, при таком взгляде на природу кварца нет ясности, что же подвержено диагенезу. Более логичным представляется, что микрокристаллический тонкодисперсный кварц и аморфные проявления кремнезема, часто отмечаемые в интерстициях рудной массы, могут быть продуктами выноса кремния из материнских пород алюмосиликатного состава в процессе гальмиролиза. В пользу такого заключения свидетельствует, в частности, каолинит, иногда диагностируемый электронной микроскопией в массе железомарганцевых образований, - крайне неустойчивый в морской среде минерал, типичный представитель кор выветривания суши. Не противоречит такому взгляду и сама морфология проявления минералов аморфного кремнезема и кварца, а также палеотипный облик базальтоидных пород субстрата рудных корок и ядер конкреций и корково-конкреционных образований.

Таким образом, индивидуальность слоев грубозональных (слоистых) корок поднятия Маркус-Уэйк и Магеллановых гор определяется в первую очередь не основными рудными минералами, а нерудной фазой, захваченной в процессе роста, минералами кремнезема,

фосфатным оруденением, наложенным на процесс образования рудных корок, и процессами перекристаллизации железомарганцевых минералов под воздействием фосфатизации.

Корки Индийского океана по минеральному составу несколько отличаются от корок Магеллановых гор и поднятия Маркус-Уэйк меньшим количеством окристаллизованных минералов. Рентгеноструктурный анализ образцов, доставленных в стационарную лабораторию в воздушно сухом состоянии, показал наличие в них только рентгеноаморфной фазы, кварца и кальцита. С целью обогащения окристаллизованной минеральной фазы образцы были выщелочены реактивом Честера. В нерастворимом остатке удалось диагностировать кроме кварца (кальцит, естественно, растворился) основные плагиоклазы от лабрадора до анортита, филлипсит, следы палагонита (хлоритоида?), вернадита, ближе не определенной десятиангстремной фазы и гетита.

Электронно-микроскопические исследования образцов индоокеанских корок в ультратонких срезах в комплексе с микродифрактометрией позволили диагностировать асболан, вернадит, асболан-бузерит, ферроксит, тодорокит, самородный металл (алюминий или медь, ближе не определенный), шпинель и каолинит. Окисные и гидроокисные минералы марганца и железа те же, что и в тихоокеанских корках. Самородный металл в корках Тихого океана обнаружен не был. Самородные металлы и интерметаллические соединения неоднократно были установлены в абиссальных конкрециях. Причем в Индийском океане эти образования в конкрециях обнаруживались значительно чаще, чем в Тихом, хотя отечественная и мировая практика изучения океанических конкреций значительно богаче в Тихом океане. Шпинель, по-видимому, как кальцит, полевые шпаты, часть кварца, захвачена в виде эдафогенного обломка в процессе роста корки. Цеолиты вообще и филлипсит в частности достаточно обычны в ассоциации с окисными и гидроокисными минералами марганца и железа в корках и конкрециях. Филлипсит может рассматриваться как минерал диагенетического или гальмиролитического происхождения. Каолинит же может рассматриваться, пожалуй, только как продукт гальмиролиза.

Сопоставление минеральных ассоциаций рудных корок и сопутствующих им рудных образований Тихого и Индийского океанов свидетельствует о принципиальном единстве процесса накопления рудного материала. Основное различие, видимо, заключается в скорости роста. В Тихом океане скорость была переменной, что привело к формированию чередующихся массивных и грубопористого слоев. В Индийском - она была относительно постоянной. Принципиальное же различие связано с наложенным процессом фосфатизации в западном сегменте Тихого океана, который совершенно не отмечается в изученной части Индийского океана. Этот процесс способствовал раскристаллизации рентгеноаморфной массы вообще, формированию отдельных минералов железа и марганца на контактах с фосфатными прожилками в частности и, как следствие, образованию специфических микроструктур.

7. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ

Рудные корки и сопутствующие им образования развиты на поверхности дна. Они приурочены к вполне определенным геоморфологическим элементам. В связи с этим вопросы генезиса существенного практического значения; например, для разработки поисковых критериев, иметь не могут. Они представляют, в основном, теоретический интерес с позиций разработки некоторых вопросов осадочного (поверхностного) рудогенеза.

Резюмируем главные закономерности условий существования, строения и состава рудных корок и сопутствующих им корково-конкреционных образований и конкреций.

1. Собственно корки встречаются на любых скальных и твердых породах, но не могут существовать на участках развития рыхлых осадков.

2. Собственно корки по полученным нами данным развиты на глубинах от 1,5 до 3,5 км. При этом необходимо оговорить, что глубин менее 1,5 км мы не исследовали. В литературе же есть указания на то, что корки встречаются на

глубине около 1,0 км. Таким образом, область распространения собственно корок можно в первом приближении ограничить интервалом глубин от 1,0 до 3,5 км.

3. Элементный состав корок по полученным данным не проявляет однозначной связи с составом субстрата и глубиной океана. В литературе приводятся достаточно противоречивые данные о наличии такой связи с глубиной, но данных о связи состава корок с составом субстрата мы не встречали.

4. Контакт корки с субстратом в отдельных, достаточно редких, случаях резкий четкий даже при микроскопическом исследовании. В этих случаях на границе отмечается тончайшее проявление аутигенной цеолитовой минерализации. Чаще в приконтактной зоне субстрата отмечаются псевдоморфозы железомарганцевых рудных образований по отдельным элементам субстрата (по отдельным минеральным зернам, фаунистическим остаткам и т.п.). При этом, если субстрат представлен эффузивной породой, она имеет явный палеотипный облик вплоть до полного разложения первичных минералов.

5. Рудное вещество корок представлено в значительной мере рентгеноаморфной фазой. Количество в той или иной мере окристаллизованных минералов больше в западной части Тихого океана, чем на индоокеанских поднятиях. В интерстициях рудных выделений рассеяны нерудные минералы. Среди них, говоря о генетических вопросах, необходимо отметить те, седиментационный генезис которых наименее вероятен, т.е. те, которые могли образоваться в процессе некоторых трансформаций первичного вещества. Из наиболее широко развитых минералов это прежде всего кварц, заведомо отсутствующий в породах субстрата. Транспортировка же его с континентов течениями или ветрами хотя и возможна, но весьма проблематична. Характерно увеличение количества кварца от тыловой присубстратной части корки к ее внешнему слою. Кроме кварца в рудном веществе корок как Тихого, так и Индийского океанов отмечены цеолиты и каолинит, возможность транспортировки которых с суши также

проблематична.

6. Текстуры рудных корок Тихого и Индийского океанов на макроскопическом уровне достаточно резко различаются. В тихоокеанских корках выделяется несколько различных по текстуре слоев, в индоокеанских - слой единственный. На микроскопическом уровне различий существенно меньше. Независимо от региона выделяются в качестве основных ламинационные и дендритовые текстуры. На ультрамикроскопическом уровне рудная масса представлена в основном глобулами, состоящими в свою очередь из более мелких глобулей. Отмечаются также волокнистые и петельчатые текстуры. В целом такое строение может рассматриваться как строматолитовое.

Приведенные характеристики корок и их субстратов позволяют высказать предположение о том, что в общем случае корки формируются на тех участках дна, которые достаточно продолжительное геологическое время находятся в непосредственном контакте с водой в зонах дерепции (абсолютного ненакопления осадочного материала). Это приводит к постоянному взаимодействию твердой фазы (горной породы) с подвижной жидкой фазой (водой). Придонные течения, явные следы которых мы можем наблюдать не только инструментальными методами, но и по донным фотографиям (рис. 2), способствуют постоянному нарушению динамического равновесия между водой и породой. В следствие этого происходит подводное химическое выветривание горных пород - гальмиролиз. При этом происходит деструкция алюмосиликатов с выносом подвижных компонентов типа таких как кремнезем, щелочи, щелочные земли и ряд других. Железо и марганец в реальных придонных условиях активной реакции среды (рН) и окислительно-восстановительного потенциала (Еh), являясь наименее подвижными, образуют остаточные скопления типа корки пустынного загара, отмечаемой при химическом выветривании в субаэральных условиях.

Такой взгляд на природу корок позволяет легко объяснить и образование сопутствующих им рудных плит-отторженцев, корково-конкреционных образований и конкреций. Все эти разновидности рудных стяжений

образуются по трещинам отдельности за счет того же подводного химического выветривания и либо остаются на месте (плиты), либо в той или иной мере перемещаются (скатываются) по склонам, накапливаясь в локальных впадинах на вогнутом склоне.

Роль гидрогенного фактора при таком подходе сводится к локальному перераспределению рудного вещества между отдельными рудными индивидами и отдельными их частями. Вспомним описанные выше деструкционные формы взаимоотношения отдельных слоев рудных образований (рис. 19), когда поверхность более древнего слоя носит явные следы растворения. Интенсивность гидрогенного перераспределения вещества, по-видимому, различна на различных глубинах, что и определило, в частности, неравномерность распределения по глубине многослойных корок в горном обрамлении впадины Минамитори. Процесс растворения активизируется на некоторой глубине, приблизительно соответствующей нынешнему уровню около -2500 м или несколько глубже. По мере погружения под этот уровень первичная корка ("антрацитовый" слой) в большей или меньшей мере растворяется. Растворенный же рудный материал, суммируясь с гальмиролитическим, определяет быстрый рост корки на меньших глубинах, что привело к быстрому росту пористого слоя.

На сегодня в изложенной точке зрения есть явные слабые места. Для доказательства первичной остаточной природы рудных минералов необходимо доказать вынос щелочей, щелочных земель и кремнезема из материнских пород. Для щелочей и щелочных земель это почти невозможно. Для доказательства же выноса кремнезема необходимо изучить формы выделения кварца в интерстициях рудной массы. Однозначным доказательством процесса можно будет считать преобладание кварца в идиоморфных кристаллах (свидетельство того, что зерна не перенесены на сколько-нибудь большие расстояния ветром или водой). Этот момент в наших исследованиях упущен.

Главный же вопрос, на который мы пока не готовы дать ответ (на него однозначного ответа нет и у наших предшественников, сторонников собственно гидрогенно-осадочного происхождения корок) - это вопрос соотношения

железа и марганца в руде на фоне их соотношения в материнской породе. Возникает проблема значительного выноса железа за пределы системы материнская горная порода - рудная корка - придонная вода и накопления этого железа в какой-то другой системе.

8. СТРУКТУРА РУДОПРОЯВЛЕНИЙ. ПРОБЛЕМЫ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ

Привлекая сведения о геологии Мирового океана, полученные вне проблемы поисков рудных кобальтоносных корок, прежде всего результаты исследований трансокеанических геотраверзов, несложно убедиться, что корки развиты далеко не повсеместно. Не будем говорить о типичных океанических котловинах, например, Северо-Восточной в Тихом или Западно-Австралийской в Индийском океанах и межгорных впадинах типа Минамитори, где глубины заведомо превышают характерные для корок и развиты рыхлые отложения. Обратим лишь внимание на то, что на срединно-океанических хребтах в условиях различной степени высокотемпературной гидротермальной активности и молодого вулканизма описание сколько-нибудь типичных корок нам не встречалось ни разу. В то же время близость современного вулканизма сама по себе - не помеха для образования крупных скоплений корок, как это отмечается в районе Гавайского архипелага. Оруденение некоторым образом сконцентрировано на отдельных крупных участках дна Мирового океана. Это позволяет говорить о специфических рудных провинциях. Приуроченность оруденения к определенным интервалам глубин океана и некоторым конкретным характеристикам дна заставляет заняться исследованием внутренней структуры провинций. Это в свою очередь требует определения основных таксономических понятий.

8.1. Таксономия проявлений рудных корок и сопутствующих им образований

Итак, в Мировом океане можно выделить крупные

регионы, полностью свободные от оруденения в виде корок. Это океанические котловины с относительно постоянной глубиной океана, такие как Северо-Восточная и Перуанская в Тихом океане, Ангольская и Бразильская в Атлантике, Центральная и Амстердамская в Индийском океане и, возможно, ряд других, которые авторами не исследовались. В противовес этим регионам Центральная, Северо-Западная и Южная котловины Тихого океана, Западно-Австралийская и Кокосовая Индийского океана, Северная часть Канарской котловины Атлантики характеризуются весьма сложным строением. По их периферии и во внутренних частях широко развиты подводные хребты; горные системы, состоящие из цепей отдельных гайотов и островершинных гор; изометричные многовершинные горные массивы. Это дает основание говорить о планетарных сегментах коркового оруденения и выделить в качестве таксонов первого порядка рудные провинции.

Рудная провинция - это единая структурно-геоморфологическая зона, более или менее постоянно несущая на себе следы оруденения в любых возможных его проявлениях (массивные корки, курумообразные развалы корковых плит и корково-конкреционных образований, конкреции). Каким-то образом оговаривать граничные размеры рудной провинции не представляется возможным. Например, рудная провинция Маркус-Уэйк-Неккер протянулась почти на 40° с запада на восток при ширине около 3° . Рудная же провинция горы Экватор по площади не превышает $1 \times 2^{\circ}$. Незначительно большими размерами характеризуется Северо-Канарская провинция.

В качестве рудных провинций могут рассматриваться горные системы, хребты, отдельные горные массивы, в пределах которых отмечаются глубины от 1 до 4 км и склоны крутизной от 10 до 20° , которые практически во всех случаях свободны от молодых рыхлых осадков. Говоря о рудной провинции нет возможности говорить о непрерывности оруденения. Тем не менее в качестве обязательных требований к выделению рудной провинции должны быть предъявлены следующие:

1. Размеры заведомо бесперспективных участков (глубоко погруженных седловин, плоских днищевых

поверхностей впадин и т.п.) должны быть соизмеримыми с размерами перспективных участков.

2. Общий характер оруденения, геохимическая специализация, минеральный и элементный состав руд на различных участках единой провинции должны быть близкими.

3. Пост- или межрудные процессы, не связанные с собственно кобальто-марганцевым оруденением должны быть едиными.

В западной части Тихого океана, где отдельные крупные линейные близкие по характеристикам рудные провинции сближаются, можно говорить о рудных узлах. Примером такого узла может быть узел горного обрамления впадины Минамитори. Рудные узлы можно выделить только в западной части Тихого океана и нигде более.

Рудные провинции состоят из рудных полей.

Рудное поле может быть приурочено к единому крупному геоморфологическому элементу - единому хребту, гайоте, островершинной горе, единому многовершинному горному массиву, контур которого может быть определен изобатой около 4 км. В пределах единого рудного поля руды могут быть представлены сплошными корками, развалами плит-отторженцев и корково-конкреционных образований, скоплениями конкреций и любыми комбинациями этих рудных образований. Размеры отдельных рудных полей могут измеряться по протяженности первыми сотнями километров при ширине во многие десятки километров. Естественно, что в пределах единого рудного поля геохимическая специализация руд, минеральный и элементный их состав, история конструктивных и деструктивных процессов, пост- и межрудные процессы едины.

Строение рудных полей может быть более или менее сложным. Они могут быть приурочены к склонам локального поднятия практически не осложненного дополнительными перегибами, но могут быть связаны со сложно построенным многовершинным горным массивом, осложненным террасами, седловинами, в которых накапливаются рыхлые осадки, уступами существенно круче 20° , где корки обычно

не отмечаются. В первом варианте оруденение может быть практически сплошным. Во втором оно будет явно прерывистым. В связи с возможной прерывистостью оруденения, а также в связи с различием рудных образований по формам их проявления (корки, конкреции и т.п.), которые определяются геоморфологическими элементами высоких порядков, следует говорить о более высоком порядке таксономии рудных скоплений - о рудной залежи.

Рудная залежь - это элементарное проявление оруденения, приуроченное к элементарной форме рельефа (вершинной поверхности, выпуклому склону, вогнутому склону, подошве и т.п.). В рудной залежи отмечается один тип руды или явное преобладание одного типа (корки, корково-конкреционные образования, конкреции вершин, конкреции подножий и т.п.). Рудная залежь может ограничиваться либо естественной границей, за которой руда отсутствует, например, переходом склона в террасу с молодыми нелитифицированными осадками; либо сменой доминирующего типа оруденения, например, сменой сплошных сливных корок выпуклого склона смесью корок, плит-отторженцев, корково-конкреционных образований вогнутого склона. В последнем случае граница между двумя залежами может быть в значительной мере условной. Но, не смотря на условность, такие границы имеют принципиальный смысл при определении горно-технических условий добычи. При определении границ залежей целесообразно учитывать мезо- и микроморфологию поверхности, на которой развито оруденение. Морфология поверхности, как и формы проявления оруденения, определяют горно-технические условия возможной будущей добычи.

В пределах единой рудной залежи элементный и минеральный состав руды должен характеризоваться постоянством по валовым пробам (выше мы показали, что и элементный и минеральный состав может достаточно существенно различаться от слоя к слою по толщине корки даже в пределах одного образца). Другими словами, единая залежь определяется единством сорта руды.

8.2. Понятие месторождения рудных корок и сопутствующих им образований.

Основные характеристики строения месторождения

Месторождение полезного ископаемого - понятие геолого-экономическое. То есть, месторождением считается такое рудопоявление, которое технически возможно и экономически целесообразно эксплуатировать. Исходя из такого определения на сегодня в мире не существует ни одного месторождения рудных корок. Это определяется прежде всего тем, что в мире не существует ни одного устройства, способного оторвать рудный материал от субстрата и с тем или иным количеством разубоживающей нерудной массы поднять его на поверхность в промышленных масштабах. Не существует сегодня (по крайней мере в России) технологии передела железомарганцевых кобальтоносных руд не только с высоким содержанием фосфора, как это отмечается в рудном узле впадины Минамитори, но и с низким его содержанием (корки Индийского океана). Поэтому с формальной точки зрения определить понятие месторождения рудных корок и сопутствующих образований не представляется возможным.

Тем не менее, возможно более полная характеристика того, что со временем будет рассматриваться как месторождение, необходима хотя бы для того, чтобы разработчики добычной техники, технологи металлургического процесса, транспортники и экономисты представили себе то, с чем придется иметь дело в случае признания корок и сопутствующих им образований металлургическим сырьем.

Корки являются поверхностным тонкопластовым образованием. Поэтому регламентировать минимальное количество руды для определения месторождения придется выражая его в количестве (массе) рудного материала на единице площади поверхности дна. Масса прежде всего определяется толщиной корки. Корки могут характеризоваться постоянной текстурой на всю толщину или иметь явно выраженную макрослоистость. В последнем случае принципиально важно установить возможность или невозможность скалывать и собирать всю корку или только

некоторую ее часть, т.е. иметь представление об извлекаемой части руды. С вопросом извлечения напрямую связан вопрос разубоживания руды безрудной массой субстрата. Качество рудного материала, определяемого как руда, т.е. минимальное содержание металлов будет определено существенно позже, ближе к началу промышленной добычи, исходя из конъюнктурных соображений соответствующего времени.

Вероятнее всего размеры месторождения будут определяться некоторой наиболее богатой и наиболее простой в геоморфологическом плане частью рудного поля (отдельной горы, хребта). При этом месторождение может охватить не одну, а несколько залежей. В свою очередь это определит необходимость срезания (скальвания, отрыва) сливной корки с субстрата, подбора плит-отторженцев и корково-конкреционных образований самого различного размера до многих десятков сантиметров в поперечнике, раскальвания и подбора конкреционной мостовой. Все это вместе взятое определяет требования к рабочему органу (или сменным органам) добычного агрегата.

Характеризуя условия залегания корок, мы отмечали, что их поверхность повторяет поверхность субстрата. Поверхность же субстрата как правило очень неровная. Участки с гладкой ровной поверхностью встречаются спорадически и имеют распространение в несколько десятков метров по профилю телевизионных или фотографических наблюдений. Обычно же поверхность осложнена подушечной, шаровой отдельностью, уступами, т.е. в общем случае она мелко осциллирует с периодом в десятки сантиметров - первые метры и амплитудой обычно до полуметра, что отчетливо видно на приведенных в разделе 1 фотографиях дна океана. Это также определяет требования к конструктивным характеристикам рабочего органа добычного агрегата.

Даже если месторождение будет ограничено одной залежью, приуроченной, например, к выпуклому склону в привершинной части подводного поднятия (наиболее простые геоморфологические условия, максимальная вероятность относительно гладких поверхностей, минимальное количество корково-конкреционных образований и плит-отторженцев), изменение глубины океана будет измеряться первыми сотнями

метров. В принципе же перепад глубин на несторождении может достигать 2,5 км. Этот момент должен учитываться при разработке системы подъема собранной рудной массы.

Резюмируя, можно сказать, что понятие месторождения рудных корок и сопутствующих им рудных образований подводных поднятий может быть определено только после разработки (хотя бы предварительной, но учитывающей изложенное) системы сбора и подъема руды, с учетом потерь за счет скалывания корки не на полную толщину, неровностей дна (из локальных впадин определенных горизонтальных и вертикальных размеров руда, видимо, извлекаться не будет), разубоживания рудной массы веществом субстрата, с учетом рыночной стоимости металлов на момент формулировки этого понятия.

8.3. Возможные способы поисков и разведки рудных корок.

Принцип оценки ресурсов и запасов

Картирование рудных провинций - задача в принципе решенная. Мелкомасштабная батиметрическая карта обеспечивает возможность выделения участка дна открытого океана с глубинами от 1 до 4 км. Среднемасштабные навигационные карты позволяют обычно с необходимой точностью проанализировать перепады глубин и, как следствие, углы склонов. Для оценки геологических ресурсов провинции, пожалуй, нет необходимости в отборе проб донного материала. Оценка может произврдится исходя из некоторых усредненных представлений о толщине корок, модальные значения которой для различных провинций укладываются в интервал от 3 до 5 см. Элементный состав тоже достаточно стабилен (таблица 4), что, по крайней мере, для первых оценок позволяет использовать некоторые средние по Мировому океану данные. В этом случае можно принимать содержание марганца за 20 %, железа - 14 %, кобальта - 0,6 %, никеля - 0,5 %. Количество меди и прочих металлов при оценке геологических ресурсов учитывать нет смысла.

Картирование рудных полей, приуроченных к отдельным хребтам, гайотам, горам, заключается прежде всего в возможно более точном определении фактического

положения и конфигурации такого поднятия. Эта задача может быть решена планомерным промером дна. Эффективной может быть локация бокового обзора дальнего действия, позволяющая составлять сонографическую (физиографическую) карту дна. Комплексование промера и локации позволяет качественную сонографическую карту увязывать с абсолютными отметками глубин. Такой комплекс обеспечивает достаточно надежное оконтуривание потенциального рудного поля, но практически не дает представления о его внутренней структуре. Для исследования структуры рудного поля необходимо выявить участки заведомого отсутствия молодых нелитифицированных осадков. Эта задача решается акустическими методами. Достаточно надежно сведения о значительных толщах осадков на вершинных поверхностях и субгоризонтальных террасах дает сейсмоакустическое профилирование. Но этот метод мало эффективен в условиях узких террас, расчлененности вершинных поверхностей и во многих других случаях в реальных условиях. Запись часто сильно искажается дифрагированными волнами и другими помехами. Для картирования рыхлых осадков может быть рекомендован низкочастотный эхолот, работающий как профилограф, т.е. позволяющий получать отражения не только от поверхности дна, но и от отражающих границ в толще осадков. Определенный эффект может быть получен и при использовании штатных высокочастотных судовых эхолотов после их некоторой модификации. Если регистрировать не только время прихода отраженного сигнала, но и его амплитуду, можно определить различия в акустической жесткости поверхности дна. Естественно, что жесткость кристаллических пород и известняков выше, чем жесткость рыхлых осадков.

При картировании рудного поля уже нельзя обойтись обобщенными данными о качестве руды. В связи с этим совершенно необходимо драгирование всех основных потенциальных рудопроявлений. Задача драгирования - определение наиболее вероятной средней толщины корок рудного поля, силы сцепления корок с субстратом (возможности отделения корок от субстрата), среднего элементного состава корок и других рудных образований. В

связи с необходимостью определения некоторых усредненных данных, профили (время) драгирования могут быть достаточно длинными, но по возможности укладываемыми в одно потенциальное рудопроявление (одну рудную залежь).

На стадии картирования рудных полей оцениваются прогнозные ресурсы по категориям $P_1 + P_2$, для чего с достаточной точностью определяется положение и общий контур поля, определяются контуры наиболее крупных безрудных участков (например, контур вершинной поверхности гайота, покрытой рыхлыми осадками) и исследуется качество руды.

Картирование рудных залежей - это задача разведки. Залежь, как отмечено выше, содержит преобладающий тип (промышленно-технологический сорт) руды. В условиях мало осложненного склона переход от выпуклой поверхности к вогнутой, которые характеризуются различными сортами руд, может происходить без перерыва оруденения. На сложно построенных склонах границы залежей могут проходить по террасам, выполненным молодыми осадками, крутым безрудным уступам и т.п. Отдельные безрудные окна возможны в рамках единой залежи, особенно, приуроченной к вершинной поверхности. Для определения границ распространения того или иного сорта руды, для регистрации безрудных окон, связанных с участками развития рыхлых осадков, наиболее удобны оптические методы исследований. Телевизионная информация в вещательном или малокадровом режиме позволяет в реальном масштабе времени в процессе профилирования отмечать участки развития сплошных сливных корок на субстрате, различного рода отторженцев (плит, корково-конкреционных образований) с достаточно однозначным определением их размеров, залежи единичных конкреций и конкреционных мостовых, участки развития рыхлых осадков. Покадровое фотографирование дна не позволяет вести наблюдений в процессе профилирования, но качество фотографий в общем случае выше качества видеоманитофонной записи. Наборы фотографий дна позволяют многократно возвращаться к интерпретации одних и тех же участков профиля. Итак, оба оптических метода высоко информативны, но оба имеют определенные недостатки. Поэтому практически при картировании рудных

залежей используются необитаемые буксируемые подводные аппараты, оснащенные теле-, кинокамерами и осветителями.

При разведке данные оптических исследований должны быть надежно увязаны с рельефом поверхности дна. В принципе рельеф с определенной степенью детальности изучается при картировании рудного поля в целом с помощью судовых эхолотов. При этом следует иметь ввиду, что диаграмма направленности даже наиболее узколучевых эхолотов не обеспечивает определения глубины в точке. Эхолотная глубина - всегда некая интегральная характеристика. В условиях спокойного, близкого к горизонтальному, дна это свойство эхолотной глубины реальную картину практически не искажает. В условиях же сложного рельефа искажения неизбежны. За счет искажений могут быть пропущены террасы, уступы и другие элементы. Определение истинного рельефа может выполняться с помощью эхолота, установленного на буксируемом подводном аппарате с фото- и телеустановками, или с помощью датчика давления, установленного там же. Фотографирование и телепередача осуществляется при постоянном отстоянии аппарата от дна, равном 3-5 м.

Результаты промера и оптических исследований в комплексе позволяют выделить границы рудных залежей вдоль профилей наблюдений. В межпрофильном пространстве эти границы могут быть проведены лишь предположительно. В условиях относительно простого строения степень надежности проведения границ определяется только плотностью сети наблюдений. В отдельных же случаях на склонах отмечаются продольные врезь различного происхождения. Такие долины расчленяют рудное поле не только в соответствии с генеральным направлением изобат, но и ограничивают отдельные залежи вдоль склона. Картирование таких образований наиболее удобно методом локации бокового обзора высокого разрешения. Для этого используются аппараты, буксируемые на расстоянии 50-100 м от поверхности дна. Использование придонной локации позволяет с высокой точностью и разрешенностью картировать вдольсклоновые осложнения.

Оконтурив потенциальную залежь, необходимо определить качество руды в ней: толщину корки, ее текстуру,

отделяемость от субстрата, элементный состав основных полезных компонентов и компонентов-примесей, влияющих на выбор технологии металлургического передела. Это, как и на стадии картирования рудных полей, осуществляется сегодня только драгированием. Значительно надежнее опробование можно было бы вести с помощью точечного пробоотборника, например, буровой установки для бурения скважин на глубину 15-20 см ниже поверхности дна, но подобных инструментов пока не существует. Для получения с помощью драги возможно более локализованной пробы профили драгирования приходится сокращать до единственного надежного зацепа. Длинные профили драгирования крайне нежелательны, поскольку характеристики руды могут меняться в пределах одной залежи с глубиной, типом субстрата и т.п. При длинном профиле есть риск отобрать единую пробу из двух рядом расположенных залежей. Тем более, что в отдельных случаях граница залежи определяется только сменой типа оруденения.

Запасы руды и металлов в залежи определяются ее площадью, средней по залежи толщиной корки и средними по залежи содержаниями металлов. При статистически достоверном опробовании результаты подсчета запасов могут соответствовать категории C_2 . Картографические материалы при этом должны соответствовать масштабу 1:50000 как по плотности сети наблюдений, так и по точности привязки подводных аппаратов и инструментов.

Естественно, если при оценке ресурсов учитывается вся закартированная рудная масса, то при подсчете запасов в расчет принимаются только такие корки и сопутствующие им образования, которые будут соответствовать временным кондициям. Временные же кондиции определяются с учетом возможности извлечения руды, извлекаемости металлов из руды и конъюнктуры рынка металлов. Поэтому они будут определены позже, ближе к моменту создания добычной техники и началу реальной опытной добычи этого типа руд.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рудные корки и сопутствующие им плиты-отторженцы, корково-конкреционные образования и конкреции развиты на подводных поднятиях в интервале

любые скальные и твердые породы, как вулканогенные, так и литифицированные осадочные.

Рудные корки в общем случае чрезвычайно тесно сращены с субстратом. Многие физико-механические характеристики рудного вещества корок и субстрата соизмеримы.

В пределах единой рудной провинции отсутствуют сколько-нибудь жесткие связи элементного состава и толщины корок с глубиной океана и составом субстрата.

Основу рудной фазы составляют рентгеноаморфные и слабо раскристаллизованные окислы и гидроокислы марганца и железа. Среди окристаллизованных минералов основным является вернадит. Такой состав характерен для всех изученных рудных провинций. Различия между провинциями, отдельными рудными полями единой провинции и даже между различными слоями одного образца корки возможны по экзотическим окристаллизованным рудным минералам и по нерудной составляющей, как эдафогенной, так и аутигенной и пост- или межрудной.

Изученные рудные провинции Тихого океана характеризуются интенсивной фосфатизацией субстратов и корок. Фосфатизация носит наложенный прожилково-вкрапленный характер. Содержание пятиоксида фосфора в отдельных образцах достигает 10 % и более при средних значениях результатов анализов крупнообъемных проб начальной массой не менее 12 кг около 3 %. В изученных образцах из различных индоокеанских провинций это значение редко достигает 1 %.

Среди нерудных минералов в рудной массе обращают на себя внимание кварц (который отсутствует в породах субстрата), цеолиты и каолинит (крайне неустойчивый в морской воде минерал). Такая минеральная ассоциация позволяет считать, что одним из основных механизмов формирования рудных корок является гальмиролиз (подводный аналог химического выветривания). При этом рудная корка может рассматриваться как аналог корки пустынного загара.

Роль водородного фактора может сводиться к перераспределению рудного вещества - к выщелачиванию его из сформированной корки при опускании ее в процессе

вертикальных тектонических движений ниже некоторой критической глубины и переотложению на батиметрически более высоких уровнях.

В настоящее время нет возможности определить понятие месторождения рудных корок и сопутствующих им образований прежде всего потому, что не существует технических средств добычи и технологии металлургического передела руды.

При разработке добычной техники необходимо учитывать морфологию рудопоявлений, определяемую прежде всего геоморфологическими элементами различных порядков от региональных до микролокальных; различие форм рудных образований (корки, плиты-отторженцы и т.п.); физико-механические характеристики рудного материала и субстратов.

При разработке технологии обогащения и металлургического передела необходимо учитывать значительное содержание пятиоксида фосфора в рудах многих рудных провинций Мирового океана.

При выборе очередности районов освоения (в том числе и предварительного изучения), по-видимому, следует отдавать предпочтение рудным провинциям с минимальными концентрациями технологически вредных компонентов, а в провинциях, интенсивно зараженных, например, фосфором, - рудным залежам, не содержащим этих компонентов - залежам конкреций фации подножий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев С.И., Корсаков О.Д., Лыгина Т.И. - Изученность железомарганцевых конкреций. // Железомарганцевые конкреции Мирового океана. Л. 1984. с. 11-62.
2. Андреев С.И., Ванштейн Б.Г., Аникеева Л.И. и др. - Кобальтоносные железомарганцевые корки океана. / Морская геология и геофизика, 1989, вып. 6, М., 48 с.
3. Батурин Г.Н. - Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М. "Наука", 1986. 328 с.
4. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т. - Микроструктуры железомарганцевых конкреций океана. Атлас микрофотографий. М. "Наука", 1989. 288 с.
5. Богданов Ю.А., Зоненшайн Л.П., Лисицын А.П. и др. - Железомарганцевые рудные образования подводных гор океана. // Изв. АН СССР, сер. геол. 1987 N 7. с. 103-120.
6. Геология и металлогения северной и экваториальной частей Индийского океана. - Отв. ред. Е.Ф.Шнюков. Киев, "Наукова думка" 1984, 165 с.
7. Железо-марганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана. //Ю.А.Богданов, О.Т.Сорохтин, Л.П.Зоненшайн и др. М. "Наука". 1990. 229с.
8. Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. - Коллектив авторов, ред. П.Л.Безруков.М."Наука" 1976. 301 с.
9. Кругляков В.В., Лукьянов В.Ю., Глебов А.Ю. и др. - Некоторые результаты работ на кобальтоносные железомарганцевые корки Индийского океана. // Геохимические исследования океанических железомарганцевых конкреций и вмещающих осадков. Геленджик. 1992. 73-84 с.
10. Кругляков В.В. - Акустические методы исследования при поисках и разведке рудных месторождений дна океана. //Международная научная конференция "Геофизика и современный мир". Сборник рефератов докладов. М. 1993. с.201.
11. Прокопцев Г.Н., Прокопцев Н.Г. - Рудообразование в связи с отделением продуктов ликвации. /ДАН СССР, т.303, N 3, 1988. 705-707 с.
12. Успенская Т.Ю., Скорнякова Н.С. - Текстуры и

структуры океанских железомарганцевых конкреций и корок. М. "Наука". 1991. 240 с., 192 рис.

13. Хальбах П., Путенаус Д. - Богатые кобальтом железомарганцевые корки из районов подводных гор центральной части Тихого океана; состав и образование.

// 27 Международный геологический конгресс. т.6, ч.1. М. "Наука". 1984. с. 27-40.

14. Чухров Ф.В., Звягин Б.Б., Горенков А.И. и др. - Ферроксицит - новая модификация FeOОН. // Изв. АН СССР, сер. геол. 1971 N 5, с. 5-24.

15. Dongyk. Study on cobalt rich manganese crust in the Middle Pacific basin seamount region.// Marine geol. Quaternary geol. - 1986, N 1, p. 75-85.

16. Halbach P., Manheim F.T. - Potential of cobalt of other metals in ferromanganese crusts on seamount of the Central Pacific basin.// Marine Mining, 1984, vol.4, N 4, p. 319-336.

17. Hein J.R., Manheim F.T., Schwab W.C. - Cobalt-rich ferromanganese crusts from the Central Pacific.// XVIII annu. offshore technol. conf. - Houston, 1986, p. 119-124.

18. Hein J.R., Morgenson L.H., Clague D.A., Kaski R.A. - Cobalt rich ferromanganese crusts from the exclusive economic zone of the United States and nodules from the oceanic Pacific. // Geology and resource potential of the continental margin of Western North America and adjacent ocean basin.- Houston (Tex.), 1987, p. 753-771.

19. Hein J.R., Schwab W.C., Davis A.S. - Cobalt-rich and platinum-rich ferromanganese crusts and associated substrate rocks from the Marshall Islands.// Marine Geol., 1988, vol. 78, p. 255-283.

20. Latimer J.P., Kaufman R. - Preliminary considerations for the design of cobalt crusts mining systems in the US ecrz. // Ocean Eng. and Environ.: Sun Diego, Calif. - 1985, vol. 1, p.378-399.

21. Manheim F.T. - Marine cobalt resources. // Science, 1986, vol. 232, N 4750, p. 600-608.

22. Paul R.C. - Development of Metalliferous Oxida from cobaltrich manganese crusts.// Marine Technol. Soc. - 1985, vol. 19, N 4, p. 45-49.

23. Pichocki C., Hoffert H. - Characteristics of Corich ferromanganese nodules and crusts sampled in French Polynesia.
// Marine Geol. - 1987, vol. 77, h. 109-119.

Оглавление

Введение	4
1. Распространение и условия залегания рудных корок и сопутствующих им рудных образований	7
1.1. Батиметрия и геоморфология	7
1.2. Соотношение корок, корково конкреционных образований и конкреций по условиям залегания	11
1.3. Субстраты рудных корок	18
2. Текстурно-структурная характеристика рудных образований подводных гор	22
2.1. Строение рудных корок и сопутствующих им образований	23
2.2. Микроморфология железомарганцевых рудных корок	37
3. Физические свойства железомарганцевых образований подводных гор	58
4. Элементный состав рудных корок	60
5. Элементный состав конкреций, сопутствующих рудным коркам	74
6. Минералогия железомарганцевых корок	76
6.1. Общая характеристика минерального состава корок и сопутствующих им образований	76
6.2. Особенности минералогической зональности рудных корок и конкреций	101
7. Генетические проблемы	108
8. Структура рудопроявлений, проблемы поисков и разведки	112
8.1. Таксономия проявлений рудных корок и сопутствующих им образований	112
8.2. Понятие месторождения рудных корок и сопутствующих им образований. Основные характеристики строения месторождения	116
8.3. Возможные способы поисков и разведки рудных корок. Принцип оценки ресурсов и запасов	116
Заключение	122
Список литературы	125

**РУДНЫЕ КОРКИ
ПОДВОДНЫХ ПОДНЯТИЙ
МИРОВОГО ОКЕАНА**

Редактор В.В.Кругляков

Технические редакторы И.В.Пономарев и О.М.Курбанов

Подписано к печати 25 октября 1993г. Формат 60х90/16.
Усл.-печ.л.8.4, уч-изд л. 8.8.

Отпечатано на ротапринте ЦГГЭ

5329