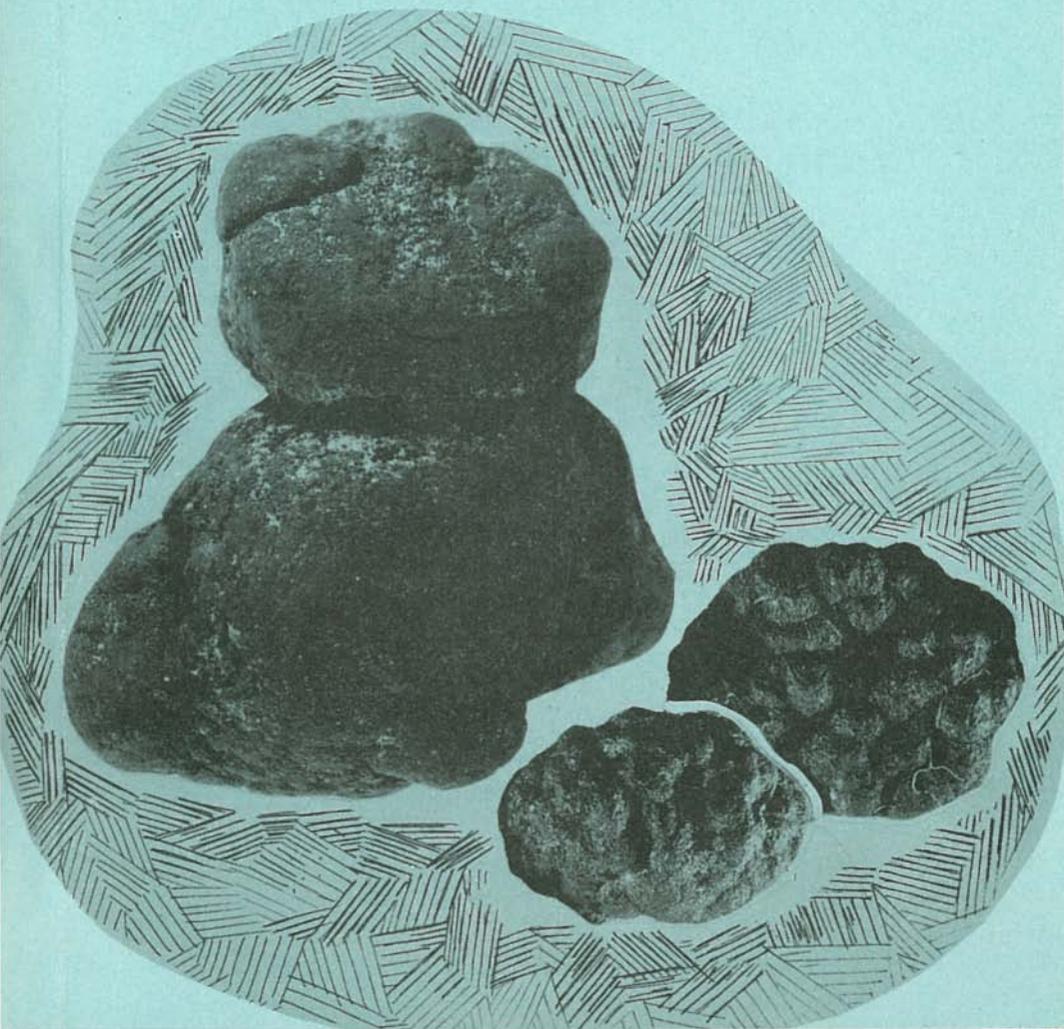


30

А.И. Васильева, Л.М. Грамм-Осипов,
Т.Н. Григорьева

**ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ
ОБРАЗОВАНИЯ ГАЙОТА ЛАМОНТ**
Западная часть Тихого океана



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Труды института геологии и геофизики
В ы п у с к 729

А.И. Васильева, Л.М. Грамм-Осипов,
Т.Н. Григорьева

**ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ
ОБРАЗОВАНИЯ ГАЙОТА ЛАМОНТ**
Западная часть Тихого океана

НОВОСИБИРСК 1990

Васильева А.Н., Грамм-Осипов Л.М., Григорьева Т.Н. Железо-марганцевые образования гайота Ламонт: западная часть Тихого океана / АН СССР, Сиб. отд.-ние, Ин-т геологии и геофизики. Отв. ред. д-р геол.-мин. наук В.Н.Шарапов. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1990. 140 с.

В работе освещаются вопросы размещения, морфологии, строения, минералогии и геохимии железо-марганцевых отложений гайота Ламонт (уровень 1400 м), сформировавшегося после прекращения магматической деятельности вулканов, слагающих возвышенность Маркус-Уэйк. Рассматриваются локальная изменчивость и ее причины для основных характеристик нодулей и корок.

На основе комплекса генетических признаков железо-марганцевых образований, термодинамических расчетов и анализа физико-химической обстановки предложен гидрогенный (седиментационный) механизм рудообразования.

Представляет интерес для геохимиков и геологов-рудников.

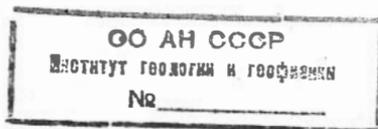
ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

д-р геол.-мин. наук В.Н.Шарапов

РЕЦЕНЗЕНТЫ

к.г.-м.н. С.В.Сараев (ИГиГ СО АН СССР)

к.г.-м.н. М.Ф.Соколова (СНИИГГиМС Мингео СССР)



© Институт геологии
и геофизики СО АН СССР,
1990

ПРЕДИСЛОВИЕ

В проблематике генезиса железо-марганцевых образований (ЖМО) на морском дне ясно просматривается два основных аспекта /10,34, 36,37,157,159/: 1 - глобальные и региональные закономерности размещения и состава ЖМО; 2 - раскрытие локальных факторов, определяющих зарождение, рост и прекращение отложения соединений марганца и железа в виде корок или конкреций.

Большинство литературных сведений касается первого из указанных аспектов. Для разрешения вопросов, которые неизбежно встанут перед исследователями, изучающими генезис ЖМО, необходима определенная информация: о локальных особенностях их размещения в пределах определенных морфоструктур, о внутренней структуре и составе, гидрохимической характеристике придонной и иловой воды и т.п. Однако именно таких данных в литературе недостаточно. Поэтому по инициативе М.Ф.Сташук (ТОИ ДВО АН СССР) проведен специальный рейс НИС "Академик Виноградов" (рейс № 8, 1986 г.), в котором целенаправленно изучались особенности распределения, состава и структуры ЖМО на гайотах. В качестве полигона был выбран характерный вулканический хребет в пределах возвышенности Маркус-Уэйк - гайот Ламонт. Из обширной комплексной информации, полученной при проведении этого исследования, в настоящей работе приводится та её часть, которая касается геолого-минералогических аспектов проявления ЖМО в пределах данной морфоструктуры. В сборах коллекции и первичной ее экспедиционной обработке принимали участие Ю.А.Коновалов, Ю.А.Мартынов, В.Н.Щарапов, В.В.Гусев, В.А.Акимцев, которым авторы признательны за содействие в подготовке материалов для лабораторного изучения.

Глава У монографии написана Т.Н.Григорьевой и А.И.Васильевой, УП - А.И.Васильевой и В.А.Бобровым при участии Т.Н.Григорьевой, УШ - Л.М.Грамм-Осиповым, остальные - А.И.Васильевой. Все авторы данной работы, за исключением А.И.Васильевой, являются участниками рейса № 8 НИС "Академик Виноградов".

Основной объем аналитических работ выполнен в ИГиГ СО АН СССР. Статистическая обработка анализов проб проведена Г.А.Третьяковым, Е.П.Третьяковой и В.Н.Щараповым. Фотографирование ЖМО и шлифов сделаны С.Г.Моториным, в графическом оформлении работ принимала участие Л.А.Бишаева. Весьма полезными для авторов были обсуждения, критические замечания и конструктивные положения, высказанные В.В.Велинским, А.Л.Павловым, И.А.Калугиным. Всем названным специалистам авторы искренне благодарны.

Глава I. ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Гайот Ламонт расположен в центральной части возвышенности Маркус-Уэйк, которая представляет собой западную часть крупной структуры дна Тихого океана - системы поднятий Маркус-Неккер, в некоторых случаях называемую Срединно-Тихоокеанскими горами (поднятием, хребтом). Эта горная система протягивается на 5,2 тыс. км в субширотном направлении от южной оконечности Гавайского хребта до области сочленения Идзу-Бонинского и Марианского глубоководных желобов. С севера к ней примыкает Северо-Западная, а с юга - Восточно-Марианская котловина.

Основные черты геоморфологии, формирования гайота Ламонт и его геологии приведены по данным предыдущих исследователей /36, 39,40,46,53,72/. Наиболее детально работы по этим вопросам были выполнены на НИС: "Пегас" в 1975-1976 гг. СахЖНИИ ДВО АН СССР, "Калисто" в 1978-1979 гг. и "Академик Виноградов" в 1986 г. ТОИ ДВО АН СССР.

Геоморфология гайота Ламонт

Вал Маркус-Уэйк, куда входит гайот Ламонт, состоит из группы подводных гор, покоящихся на едином подоле с изобатой 5250 м. Здесь известно не менее 20 гор и гайотов, между которыми расположены участки выровненного рельефа с отдельными небольшими горами и абиссальными холмами. Морфологически выделяется три группы гайотов: с вершинами, лежащими в интервале 1000-1400, 1600-2000 и 2900-3500 м от поверхности океана. Высота таких гайотов достигает соответственно 3750-4250, 3250-3650 и 2350-2750 м, диаметр их вершин 14-42, 9-14 км и менее 9 км.

Гайот Ламонт (рис. 1) относится к первой из выделенных групп. Поверхность его вершины представляет собой всхолмленное плато, которое наклонено и вытянуто в направлении с СЗ на ЮВ более чем на 60 миль, ширина - 8-12 миль. Бровка на западе расположена на изобате 1350-1500 м, а на востоке - 1800 м. Морфологически поверхность гайота делится на три сегмента: западный, центральный и восточный.

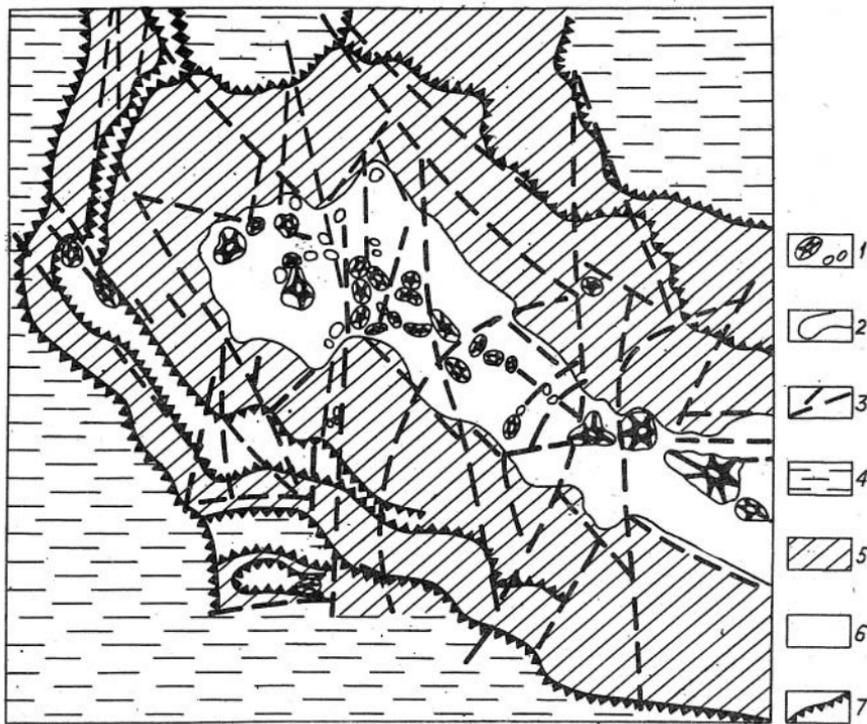


Рис. I. Морфоструктурная схема гайота Ламонт (составлена на основании батиметрических данных /39/):
 1 - вулканические купола и конусы; 2 - бровка вершинной части гайота; 3 - предполагаемые разломы; 4 - аккумулятивные площадки; 5 - склоны с углами наклона более на менее 10° ; 7 - тектонические уступы и ступени.

льными долинами и несколько "сдвинут" на юг относительно оси гайота, восточный - пространственно более тесно связан с центром, но отделяется от него уступом и понижением бровки.

Поверхность плато осложнена мелкими формами рельефа (купола, конусы), которые отличаются друг от друга высотой и взаимным расположением.

Облик западного сегмента целиком определяет группировка ку-

полов в виде колец, на основании чего сделан вывод о возможном существовании сложной структуры в виде одного кратера или нескольких, наложенных один на другой.

Линейно мелкие формы рельефа (купола и конусы) протягиваются через все сегменты, но наиболее развиты они в центре и на востоке. Одиночные купола зафиксированы по краю плато в центральной и западной его частях. Высота куполов 50–100 м, конусов – 100–400 м.

Склоны гайота по сравнению с вершиной довольно однообразны. Они имеют: одинаковую, крутую привершинную часть (угол наклона более 20°), среднюю (начиная с изобаты 3000 м) – с резким изменением наклона до 10° и нижнюю (изобаты 4000–5000 м) – с углом наклона менее 10° .

Склоны изрезаны V-образными долинами с глубиной вреза до 400 м и наклоном дна, который меняется в зависимости от крутизны участка склона формирования долины.

Привершинная часть гайота и склоны осложнены субгоризонтальными уступами, террасами, ступенями. В разных частях гайота они прослеживаются по-разному: либо по всему периметру (уровень 4200 м), либо образуют широкие площадки, прямолинейные террасы, уступы, холмы, перегибы в рельефе (изобаты 2200, 2600, 3000 м, уровень 5400 м).

Наиболее полный анализ становления форм рельефа гайота Ламонт проведен И.К. Туезовым /72/, а несколько позже Г.Л. Кирилловой и др. /39/.

Согласно их представлениям морфоструктура гайотается вулканическим и тектоническим факторами. Первый ответствен за формирование основного тела горы, а также за мелкие выступающие формы (кратеры, купола, конусы) на вершине и склонах. При этом показано, что купола и конусы наложены на абразионную поверхность плато и, следовательно, моложе нее. Образование кратеров эти авторы связывают с продолжением действия разлома юго-восточного простирания, сформировавшего линейную цепочку куполов, а также с новой активизацией субмеридиональных разломов. Местоположение гайота, его блоковое строение, разломы, формирование подводных долин и уступов связаны с тектоническим фактором.

Процессы абразии (на фоне тектонического опускания, эвстатических колебаний уровня моря и вулканизма) сформировали плато на

вершине горы, отдельные террасы и ступени на нем.

Образование современного микроландшафта связано с эрозией вулканических форм рельефа, транзита и неустойчивого накопления эдафогенного, биогенного и глинистого материала, а также формированием небольших аккумулятивных шлейфов у подножия склона.

Геология

Вопросы геологии подводных гор Маркус-Уэйк и собственно гайота Ламонт ранее рассмотрены в связи с изучением формирования магматических комплексов и связанных с ними структур Маркус - Неккер.

Ниже изложены краткая характеристика вулканитов этого поднятия и представления о геологическом строении гайота Ламонт, которые позволяют сопоставить распространенность, черты сходства и различия комплексов, присущих.

По данным В.В.Матвееenkova и Н.А.Маровой /46/, Г.Б.Рудника и В.В.Матвееenkova /53/ среди магматических пород поднятия Маркус-Неккер выделено три комплекса вулканических пород: оливиновые базальты, дифференцированные щелочные базальтоиды и роговообманковые щелочные базальтоиды.

Породы первого комплекса встречены на гайотах восточной части Центрально-Тихоокеанских гор (Уэйк-Неккер) и представлены в основном палагонитовыми туфами оливиновых базальтов с витропорфировой структурой последних. Вкрапленники (~ 20 %) образованы оливином и плагиоклазом. Возраст оливиновых базальтов соответствует 100-150 млн лет.

Комплекс дифференцированных щелочных базальтоидов (42-55 млн лет) развит в основном на горах Маркус-Уэйк и сложен непрерывной серией пород, в которую входят лимбургиты, оливиновые щелочные базальты, трахибазальты и трахиандезиты. Наиболее полно изучены оливиновые щелочные базальты. Для них характерна резко выраженная порфирная структура: вкрапленники (2-3 мм), представленные измененным оливином и титан-авгитом, погружены в палагонитизированное стекло, насыщенное скоплениями мелких талликов пироксена, лабрадора и рудного минерала. Химический состав пород характеризуется очень низким содержанием кремнезема

(SiO_2 - 42,84 %) и высоким титана (TiO_2 - 3,8 %) и щелочей (Na_2O - 2,20 %, K_2O - 1,18 %).

Породы третьего комплекса распространены в пределах Уэйк-Неккер и сложены глыбами литокристаллокластического туфа роговообманкового щелочного базальта, роговообманковых трахиандезитов и авгитовых базальтов. Химический состав пород комплекса характеризуется высокой глиноземистостью и щелочностью (Al_2O_3 - 19,76 %, Na_2O - 4,59 %, K_2O - 3,96 %).

Роговообманковые трахиандезиты обладают порфировой структурой, вкрапленники которой представлены зональным андезитом, роговой обманкой и клиношпироксеном. Основная масса породы состоит из субпараллельно ориентированных лейст плагиоклаза, мелких зерен шпироксена и рудного минерала. Возраст трахиандезитов относится к палеоцену (К-Аг метод показал 69 млн лет).

В щелочных базальтах этого комплекса фенокристы, состоящие из титан-авгита и лабрадора, погружены в слабоизмененное стекло, обогащенное зернами магнетита и редкими кристаллами апатита.

Авгитовые базальты и лимбургиты, вероятно, завершают формирование этого комплекса. Их возраст соответственно равняется 33 и 24,8 млн лет. Однако обломки лимбургита с керсутитом, сцементированные эоценовыми фораминиферными илами (гайот Скриппс), дают основание считать эти датировки омоложенными.

Рассматривая формирование рельефа и развитие вулканизма вала Маркус-Неккер, В.В.Матвеев и Н.А.Марова показали, что на наиболее раннем этапе вулканической активности происходили извержения слабо дифференцированных оливиновых базальтов (поздняя кра-ранний мел). В конце раннего мела сформировались гайоты Центрально-Тихоокеанских гор. Дальнейшее развитие крупных магматических очагов привело к образованию дифференцированных серий пород гор Маркус-Уэйк (верхний предел 50 млн лет). Становление роговообманкового комплекса, по их мнению, связано с крупными тектоническими подвижками, сформировавшими глыбовые линейные хребты и уступы Центрально-Тихоокеанских гор, в том числе и глыбовый хребет Неккер /46/.

Целенаправленные геологические исследования непосредственно на гайоте Ламонт были выполнены в 1986 г. во время 8-го рейса НИС "Академик Виноградов". Драгирование проводилось по четырем профилям, расположенным на северо-западном, западном, южном и северо-

Таблица I

Расположение станций драгирования гайота Ламонт

№ п/п	Станция	Координаты		Интервал драгирования, м
		начало	конец	
1	В8-748	21°32'6" с.ш.	21°33'2" с.ш.	1400-1250
		159°19'5" в.д.	159°19'8" в.д.	
2	В8-749	21°31'8" с.ш.	21°32'8" с.ш.	1300-1270
		159°20'2" в.д.	159°20'4" в.д.	
3	В8-754	21°40'3" с.ш.	21°39'8" с.ш.	3100-2900
		159°17'6" в.д.	159°17'8" в.д.	
4	В8-753	21°41'4" с.ш.	21°40'6" с.ш.	3600-3400
		159°16'5" в.д.	159°16'0" в.д.	
5	В8-761	21°38'1" с.ш.	21°37'8" с.ш.	2100-1900
		159°21' в.д.	159°22'0" в.д.	
6	В8-762	21°37'0" с.ш.	21°36'4" с.ш.	1500-1400
		159°19'0" в.д.	159°19'6" в.д.	
7	В8-767	21°23'5" с.ш.	21°24'1" с.ш.	3000-2600
		159°22'0" в.д.	159°22'0" в.д.	
8	В8-768	21°26'2" с.ш.	21°26'4" с.ш.	2100-1900
		159°24'0" в.д.	159°23'8" в.д.	
9	В8-772	21°26'4" с.ш.	21°26'6" с.ш.	1700-1560
		159°23'4" в.д.	159°23'5" в.д.	
10	В8-775	21°31'0" с.ш.	21°31'2" с.ш.	4700-4600
		159°05'0" в.д.	159°05'6" в.д.	
11	В8-776	21°31'7" с.ш.	21°31'8" с.ш.	3600-3500
		159°09'5" в.д.	159°09'8" в.д.	
12	В8-777	21°30'8" с.ш.	21°30'9" с.ш.	2000-1890
		159°14'5" в.д.	159°14'8" в.д.	
13	В8-788	21°27'2" с.ш.	21°26'8" с.ш.	3200-3100
		159°47'4" в.д.	159°47'0" в.д.	
14	В8-789	21°25'8" с.ш.	21°25'8" с.ш.	2000-1800
		159°43'8" в.д.	159°44'1" в.д.	
15	В8-790	21°25'8" с.ш.	21°25'4" с.ш.	1600-1400
		159°42'6" в.д.	159°42'4" в.д.	

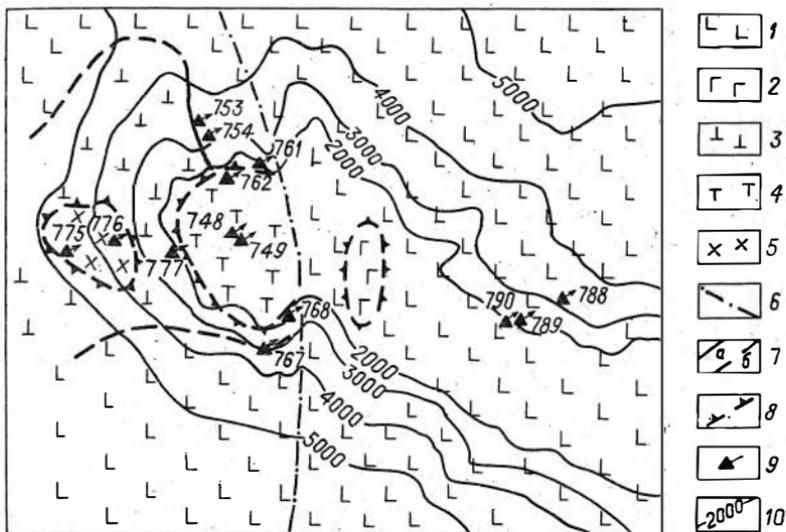


Рис.2. Схематическая геологическая карта гайота Ламонт/40. 1 - комплекс оливиновых базальтов; 2 - долериты; 3 - анкарамиты эффузивные; 4 - анкарамиты экструзивные; 5 - трахибазальты клинопироксен-керсутитовые; 6 - предполагаемые зоны тектонических нарушений; 7 - геологические границы, установленные (а) и предполагаемые (б); 8 - предполагаемые границы экструзивных тел; 9 - станция драгирования; 10 - изобаты.

восточном склонах гайота, что позволило составить коллекцию каменного материала, довольно полно характеризующую геологию этой морфоструктуры (табл. I). Дополнительно при его петрографической обработке (изучено более 100 прозрачных шлифов) использовались многочисленные образцы магматических пород, поднятые ранее в 9-м рейсе НИС "Кальстро" (ТОИ ДВО АН СССР, 1978 г.).

В результате исследований уточнены представления о строении гайота, составлено наиболее полное петрографическое описание магматических пород и проведено сопоставление некоторых выделенных разновидностей с таковыми из других районов Срединно-Тихоокеанских гор.

По данным Ю.И. Коновалова и др. /40/, на гайоте Ламонт распространено два комплекса базальтоидов: оливковые (оливин-плагиоклазовые базальты, лейкобазальты и долериты) и субщелочные (анкармиты эффузивные и экструзивные, трахибазальты клинопироксен-керсутитовые).

Среди первой группы пород наиболее распространены оливин-плагиоклазовые базальты с массивной или миндалекаменной текстурой и порфировой структурой. Фенокристы представлены оливином, плагиоклазом и клинопироксеном (10-15 %). При этом оливин практически полностью замещается гидроокислами железа и глинистыми минералами. Идиоморфные свежие вкрапленники плагиоклаза и клинопироксена зональны. Основная масса толеитовой и пилотакситовой структуры состоит из лейст плагиоклаза (до 40 %), микролитов клинопироксена и рудного минерала (20 %).

Совместно с оливин-плагиоклазовыми базальтами в единичных пробах подняты лейкобазальты. Текстура этих пород массивная, структура афировая, реже порфировая. Фенокристы обычно сложены зональными лейстовидными кристаллами плагиоклаза, часто имеющими скелетную форму. В единичных случаях отмечается его замещение альбитом. Основная масса трахитовой, реже гялиновой структуры, представлена микролитами плагиоклаза с примесью мелких зерен клинопироксена (~ 25 %) и рудного минерала (~ 10 %).

Долериты обнаружены лишь в привершинной части гайота, где они слагают грубоизометричный штук. Этим породам присуща массивная текстура, офитовая и участками толеитовая структура. Единичные вкрапленники состоят из оливина, замещенного илдингситом. Основная масса хорошо раскристаллизована. В ее составе преобладают лейсты плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены ксеноморфным клинопироксеном и единичными зернами рудного минерала. Для этих пород отмечается сравнительно высокое содержание апатита.

Судя по особенностям состава, долериты отвечают субвулканическим аналогам оливин-плагиоклазовых базальтов, а лейкобазальты - их дифференциатам.

В комплексе субщелочных базальтоидов преобладают массивные и миндалекаменные анкармиты порфировой структуры. Фенокристы представлены идиоморфными зональными кристаллами титан-авгита (~10-25, иногда 50 %) и оливина (~10-15 %). Во всех изученных образцах он практически полностью замещен агрегатом гидроокислов

железа и глинистых минералов. Основная масса анкармитов слабо раскристаллизована и сложена стеклом с небольшим количеством микролитов плагиоклаза, клинопироксена и рудного минерала.

Анкармиты из привершинной части гайота отличаются от вышеописанных: они альбитизированы и характеризуются более крупными размерами фенокристов (до 2,5 мм).

Трахибазальты слагают обособленное экструзивное тело в западной части гайота, вблизи вершины, и небольшие тела в поле развития анкармитов в пределах склона. Их текстура массивная, структура порфировая. Вкрапленники представлены главным образом керсутитом и титан-авгитом (3-20 %), в редких случаях - плагиоклазом и единичными кристаллами оливина. Сравнительно крупные размеры фенокристов (~3 мм) Ю.А. Коновалов и др. связывают их с субвулканической природой /40/.

Вкрапленники титан-авгита и керсутита идиоморфны, зональны и без признаков вторичных замещений. Однако в ряде случаев центральная часть кристаллов титан-авгита имеет губчатый облик за счет многочисленных включений стекла. Керсутит опацизирован и часто содержит включения более раннего титан-авгита. Кроме этого, во вкрапленниках клинопироксена и амфибола, описываемых трахибазальтов, отмечены рудный минерал и апатит. Основная масса анкармитов слабо раскристаллизована: стекло содержит незначительное количество микролитов плагиоклаза и крупные кристаллы рудного минерала (~10 %).

Таким образом, приведенные выше особенности минерального состава, структуры и текстуры исследуемых оливин-плагиоклазовых базальтов гайота Ламонт показали сходство с оливиновыми базальтами поднятия Уэйк-Неккер. Анкармиты по своим основным петрографическим характеристикам аналогичны щелочным оливиновым базальтам, а клинопироксен-керсутитовые трахибазальты - роговообманковым базальтам Срединно-Тихоокеанских гор.

Строение западной части системы Тихоокеанских гор оказалось более сложным, чем считалось ранее, и в целом похожим на восточную область. Здесь развиты породы двух разновозрастных комплексов - раннемелового и олигоцен-раннемiocенового. Наиболее широко среди них представлены древние вулканы, которые фиксированы на восточном и северном склонах гайота. По-видимому, это связано с наличием субмеридиональной зоны разлома, в результате

движения по которой восточная часть гайота оказалась приподнятой.

В заключение считаем необходимым отметить широкое проявление фосфатизации вулканических пород гайота. Карбонатфторapatит выполняет трещинки, пустотки, является цементом туфов и брекчий вышеописанных вулканитов и нередко образует ядра железо-марганцевых образований. Во многих случаях массивные фосфориты представляют собой замещенные фосфатом карбонатные (фораминиферовые) осадки: другие его разновидности, вероятно, возникли при осаждении фосфата из раствора /40/.

Глава II. РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ТЕНДЕНЦИИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НА ГАЙОТЕ ЛАМОНТ

Неравномерный характер залегания железо-марганцевых конкреций и рудных корок на поверхности дна океана впервые был отмечен при сопоставлении подводных фотографий и материалов геологических сборов /65, 66, 142/.

На связь между количественным содержанием ЖМО и рельефом, а также на максимум их развития на вершине и склонах холмов впервые указал Г.Менард /142/.

Позже, при исследовании количественных распределений ЖМО на полигонах в пределах крупных морфоструктур Тихого океана, были получены новые доказательства связи неравномерности и прерывистости залежей нодулей и корок не только с характером рельефа, но и с интенсивностью придонных течений, скоростями седиментации, наличием ядер, вокруг которых формируются конкреции и корковые конкреционные образования, а также с интенсивностью и продолжительностью рудного процесса /36, 37, 43, 48, 62/. Кроме этого показано, что существующая зависимость между количественным содержанием ЖМО и формами рельефа значительно шире и сложнее, о чем свидетельствуют находки их на дне между холмами и даже в депрессиях /37, 43/.

На крайне неравномерный характер распределения конкреций и корок и их связь с рельефом на гайотах в системе гор Маркус-Неккер впервые обратили внимание Н.С.Скорнякова и Н.Л.Зенкевич (43-й, 48-й рейсы НИС "Витязь"), которые показали, что наибольшие количества ЖМО тяготеют к гайотам западной части гор, при этом крупные конкреции приурочены к плоским вершинам гайотов, а корки - к поверхности коренных пород /57/. Однако изучение распределения ЖМО в пределах отдельных структур ими не проводилось.

Определение количества железо-марганцевых образований на гайоте Ламонт проводилось в экспедиционных условиях путем взвешивания проб, поднятых при дражировании поверхности гайота в пределах отдельных станций, расположенных на его вершине и склонах (СЗ, З, ЮЗ и СВ) в интервале глубин 1250-4700 м.

Резкие различия в рельефе поверхности гайота и его склонов, значительные перепады глубин, наличие большого количества скаль-

Таблица 2

Области количественных содержаний (продуктивности)
железо-марганцевых образований гайота Ламонт

Тип зоны (области) по вес. содержанию	Номер станции	Склон гайота	Вес поднятых ЖМО, кг	Глубина, м
Высокие	754	СЗ	100	2900-3100
	767	Ю	100	2600-3000
Средние	776	З	70	3500-3600
	753	СЗ	40	3400-3600
	775	З	30	4600-4700
Малые	748	Вершина	10	1250-1400
	749	Вершина	5	1270-1300
	761	СЗ	1,5	1900-2100
	762	СЗ	5	1400-1500
	775	З	5	1890-2000
	768	Ю	10	1900-2100
	772	Ю	10	1560-1700
	789	СВ	5	1800-2000
	790	СВ	3,5	1400-1600
	788	СВ	10	3100-3200

ных обнажений в сочетании с уступами, большая чистота его поверхности от аккумулятивного материала определили повсеместный, но неравномерный характер распределения ЖМО (ст.761-1,5 кг; ст.754, 767 - 100 кг).

В зависимости от количества поднятого рудного материала каждой станции и его взаимосвязи с вышеперечисленными факторами были выделены группы станций с относительно высокими (~ 100 кг), средними ($\leq 70 > 25$ кг) и малыми содержаниями, образующими на гайоте своеобразные области продуктивности (табл. 2).

Области повышенной продуктивности характеризуются устойчиво высокими содержаниями ЖМО (100 кг) и расположены на СЗ (ст.754) и ЮЗ (ст.767) склонах гайота на глубине 2600-3100 м. Они приурочены к зоне перехода крутой части гайота (угол наклона более 20°) в среднюю, более пологую (угол наклона менее 10°). Сформировав-

шийся здесь своеобразный перегиб в виде уступа осложнен V-образными долинами, холмами и единичными конусообразными поднятиями. Наибольшее количество скальных обнажений расположено в СЗ части гайота (среди ЖМО ст.754 преобладают корки, в то время как на ст.767 - железо-марганцевые конкреции (ЖМК) и корковые конкреционные образования (Ккюно).

Количественная стабильность ЖМО в этих областях, значительные мощности их рудных оболочек, практически полное отсутствие аккумулятивных осадков и биопродуктивности свидетельствуют о возможном существовании здесь в период образования ЖМО благоприятных физико-химических условий образования оксидов марганца и железа, главным из которых является высокая окислительная способность рудообразующей среды. Наиболее вероятно, что в области "перегиба" гайота существует геохимический барьер, где происходит смещение вод, богатых кислородом, с водами, богатыми Mn^{2+} и Fe^{2+} . В целом подобный процесс описывается уравнением (см., например, уравнение 3-6 в главе VIII), согласно которому образование твердых фаз оксидов марганца и железа происходит при окислении растворенных в морских водах Mn^{2+} , Fe^{2+} свободным кислородом. При этом особое значение придается большим скоростям придонных течений.

Подробно физико-химические марганцевого оруденения рассмотрены в главе VIII.

Области со средним содержанием ЖМО расположены в более низкой, пологой части северо-западного (ст.753) и западного склонов (ст. 775, 776) на глубине 3500-3600 м и в единичном случае - 4600-4700 м. Для рельефа этих областей характерны преимущественно свободные от седиментационных отложений небольшие уступы или перегибы (с незначительным изменением угла наклона), часто находящиеся в сочетании с пологими террасами и осложняющиеся холмами и скальными выходами. Здесь наиболее распространены корковые конкреционные образования и ЖМК; на ст.753, расположенной на СЗ, в области развития коренных обнажений - корки, мощность рудных оболочек которых колеблется от пленок до 12 мм.

Наблюдаемая изменчивость продуктивности ЖМО между станциями и внутри отдельных станций, наиболее вероятно, связана с локальным изменением факторов, влияющих на условия рудообразования, и в первую очередь с изменением интенсивности и скорости придонных течений /II, 36, 37, 65, 66/. Резкое понижение количества

ЖМО (до 30 кг), отмеченное на ст.775, расположенной у подножия гайота на глубине 4600–4700 м, может быть объяснено не только значительным понижением скорости подводного течения, но и возрастанием скорости седиментации, о чем свидетельствует появление вблизи и у подножия гайота шлейфов седиментации.

Малые количества ЖМО (1,5–10 кг) при резком колебании толщины их рудных оболочек драгированы в привершинной части гайота, в интервале глубин 1200–2100 м (ст. 748, 749 расположены в пределах вершины, ст. 761, 762, 775, 768, 772, 789 – на крутых склонах СЗ, З, ЮВ и СВ направлений).

Вершина гайота расположена ниже слоя кислородного уровня и ниже слоя минимальных величин рН, Eh, что предопределяет физико-химические условия выпадания железо-марганцевого вещества.

Локальная же изменчивость распространения и распределения ЖМО в этой области обусловлена взаимодействием ряда факторов и, по-видимому, в первую очередь, сложностью микрорельефа.

Как было отмечено выше (см.гл.1), на вершине гайота развита серия мелких вулканических форм, которые представляют собой сочетание кратероподобных структур с кольцевыми или цепочечными группами остроконечных конусов и пологих холмов. При этом максимальные количества корковых конкреционных образований и более редко встречающихся здесь ЖМК приурочены к вершинам и склонам холмов, а наименьшие – к депрессиям между ними.

Рудные корки, поднятые на вершине гайота, связаны с поверхностью единичных останцов эффузивов и с более крупными скальными выходами, широкое распространение которых отмечается ниже по склону, на крутой их части.

Большинство горизонтальных ЖМО и принадлежит либо бровкам кратеров, либо небольшим площадкам, часто представляющим собой потоки лавы, образовавшиеся в результате неоднократных вулканических излияний, чередующихся с периодами тектонической активизации.

Наиболее вероятно, что с этими явлениями связаны не только неоднократные перерывы в накоплении железо-марганцевых окисей, но и образование множества обломочного материала – потенциальных ядер нескольких генераций, – что отразилось на распространенности, морфологии ЖМО и мощности рудных оболочек.

Таким образом показано, что локальные особенности простран-

ственного распределения количественных содержаний ЖМО гайота Ламонт определяются действием комплекса факторов и в первую очередь сложностью рельефа, а также интенсивностью и скоростью придонных течений, которые возрастают по мере увеличения расчлененности рельефа и углов наклона дна.

Полученные сведения могут служить основой для общей характеристики распространения и распределения ЖМО на гайотах Средне-Тихоокеанских гор уровня 1400 м.

Глава III. ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ЕЕ ФАКТОРЫ

На современном этапе изучения ЖМО по-прежнему большое внимание уделяется вопросам, связанным с их морфологией. Отражая условия формирования нодуллей и корок, морфологические особенности нередко используются как своеобразные параметры при решении отдельных генетических задач, а морфологическая характеристика ЖМО отдельных районов и морфоструктур оказывается весьма полезной при рассмотрении практических вопросов.

На гайоте Ламонт железо-марганцевые образования по внешним формам своего проявления разнообразны. Учитывая характер развития железо-марганцевого вещества (ЖМВ) по твердому субстрату, его морфологию и поверхность, а также используя классификацию океанических руд Мейлана и Моритани /I44, I46/, нами на исследуемом полигоне выделены четыре категории железо-марганцевого оруденения: агглютинации, корки, корковые конкреционные образования и собственно конкреции.

Агглютинации, по определению Рааба и Мейлана /I44, I45/, представляют собой плёнки ЖМВ или инкрустации им многочисленных пылевидных ядер, часто образующих гроздьевидные скопления. Под корками в настоящее время понимают такие железо-марганцевые образования, рудная оболочка которых развивается на выходах горных пород, валунах и крупных обломках. При этом нижняя поверхность последних обычно свободна от железо-марганцевого вещества или покрывается им спорадически. Категории ЖМО, в которых ядра покрыты рудной оболочкой повсеместно, делятся на собственно конкреции и корковые конкреционные образования. У первых ядро составляет менее 40 % объема, у вторых — более 40 % /5, 7, 10, 43, 58, I59/.

Прежде чем перейти к изложению стандартной последовательности в изменении формы ЖМО сверху вниз по склону гайота, считаем необходимым дать краткую характеристику факторов, влияющих на их морфологию.

Факторы, определяющие морфологию

Морфологические особенности железо-марганцевых образований являются функцией многих факторов. В первую очередь облик ЖМО за-

висит от типа источников элементов, условий их формирования, природы, возраста и формы ядер. В меньшей мере на конфигурацию нодулей влияют развитие трещин, эрозия и биологические агенты. Однако реальная роль отдельных факторов, судя по имеющимся данным, весьма приближительна и требует дополнительного анализа.

Ведущие способы привноса элементов (седиментационный, диагенетический, седиментационно-диагенетический) и их влияние на формирование морфотипа и формы ЖМО к настоящему времени рассмотрены довольно полно. При этом в многочисленной литературе, посвященной изучению этих вопросов, наряду с объяснениями поступления в морскую воду основных компонентов и механизма их осаждения, показаны характерные особенности морфологии для каждого генетического типа ЖМО /6, 9, 43, 6

Как следует из наших наблюдений на гайоте Ламонт среди ЖМО преобладают рудные корки и корковые конкреционные образования, сформировавшиеся в окислительных условиях при практически полном отсутствии аккумулятивных осадков. Рудные корки и нодули обычно пространственно тяготеют к скальным обнажениям, их останцам, крупным валунам и склонам холмов, т.е. развитие этого типа ЖМО связано с таким субстратом, где отсутствуют илы. Поэтому материалы, отлагающиеся при росте, поступают из морской наддонной воды. Дополнительно об этом свидетельствуют отсутствие в нодулях экваториальных поясков, слабое развитие структурной и метрической асимметрии, а также форм дисковидного типа.

Значение ядер при образовании нодулей велико. Они служат не только своеобразными центрами нуклеации, но и влияют на форму и размер ЖМО. Наиболее тесная связь морфологии нодулей с конфигурацией, количеством, возрастом и природой ядер проявляется только на ранних стадиях их формирования и при малой мощности рудных оболочек. При этом более крупные ядра и ядра специфических форм сильнее влияют на облик ЖМО.

Подобные соотношения морфологии нодулей и ядра установлены в привершинной и срединной частях гайота (ст. 748, 749, 767 и др.). Здесь шаровидные, эллипсоидные, а также лепешковидные ЖМК и Кюно, соответственно связаны с наличием изометричных, вытянутых и уплощенных ядер. Наиболее разнообразная конфигурация ЖМО может быть объяснена различной степенью изменения эффузивных ядер; более стабильные формы (эллипсоидальная, уплощенная) характерны для нодулей с фосфатным ядром.

Ярко выраженное влияние формы ядра на морфологию Кцоно установлено в их угловатых разностях (ст.749), где ядра представлены крупными обломками свежих базальтов (2,5–8,5 см), а рудная оболочка развита незначительно (1,3–1,7 мм). В случаях увеличения ее мощности до 5 мм и более появляется своеобразное "сглаживание" ребер и ЖМО приобретает овалыне очертания.

В нодулях с мелкими ядрами, особенно в тех, где они представлены сильно измененными эффузивами или со значительной мощностью рудных оболочек, первоначальный облик ядер на их морфологии практически не отражается.

Характер поверхности относится к морфологическим признакам заключительной стадии оформления конфигурации ЖМО. Обычно она представлена как своеобразная рудная матрица с бугорковыми (ботриоидальными) наростами различной формы и величины.

В соответствии с имеющимися классификациями /36,37,43,154/ наблюдаемую поверхность ЖМО гайота можно разделить на три типа: преимущественно ботриоидальную, шероховатую и сложнобугорчатую. В отдельных рудных корках рисунок поверхности представлен сочетаниями всех трех типов или их взаимными переходами и нередко усложнен органогенными постройками.

Ботриоидальная поверхность характерна для основной массы Кцоно и единичных ЖМК, поднятых в привершинной и срединной частях гайота (ст.748,749,772, глубина 1250–2000 м), при этом в пределах соседних или той же самой станции возможны ее нюансы. Так, например, поверхность одной части образцов ЖМО (ст.749) равномерно покрыта полусферическими по форме и близкими по размеру ботриодами (гороховидная разновидность ботриоидальной поверхности), в то время как у другой – размер ботриодов заметно колеблется, а некоторые из них, вытягиваясь на общем фоне, видоизменяются с образованием неправильно-бугорковых и сосцевидных форм. Нередко ботриоды группируются в своеобразные пятна и блоки, границы между которыми подчеркиваются либо пологой прикорневой (цокольной) частью отдельных бугорков, либо развитием в этой области глобуль или мелких ботриодов второго порядка. В случаях "сглаженности" или "прямости" ботриодов поверхность приобретает вафельно-изометричный облик.

Согласно современным представлениям ботриоидальная поверхность ЖМО образуется в условиях высоких скоростей отложения руд-

ного материала и связана со значительными скоростями придонного течения. Последнее, кроме влияния на физико-химическую среду, осуществляет поставку на поверхность пылевидных частиц, которые при оформлении нодулей служат своеобразными ядрами, центрами или зародышами ботриодов /36, 37, 43, 133, 151, 154/.

Шероховатая поверхность по сравнению с ботриоидальной развита значительно меньше. Она характерна только для конкреций и сростков, поднятых на северо-западном склоне (ст. 775) в прикормовой части гайота (4600-4700 м). На других станциях этот тип поверхности наблюдается в единичных образцах (ст. 754, 767) или локально (в виде небольших ограниченных участков) в сочетании с другими типами.

Исследования с помощью сканирующего микроскопа образцов с типичной шероховатой поверхностью показали ее неоднородность. Оказалось, что она состоит из взаимно связанных пологих форм, типа неравномерных вздутий. В отдельных случаях на их стыках развиваются небольшие скопления глобуль.

Шероховатая поверхность локальных участков ЖМО более высоких уровней гайота, наряду с ее глубоководными типами, содержит и более грубые формы, образование которых связано с присутствием здесь значительного количества "сглаженных" ботриодов и глобуль.

Полагают, что шероховатая поверхность ЖМО главным образом является следствием рудоотложения в условиях больших глубин, спокойной обстановки и значительных скоростей седиментации. Вместе с тем, существуют представления о возможности образования этого типа поверхности в результате скатывания нодулей сверху вниз или же незначительного их движения (перекатывания) на месте. При этом не исключается "шлифовка" поверхности суспензией и возможность эрозии /36, 37, 43, 73, 154, 160/.

Сложнобугорчатая поверхность установлена у большинства образцов рудных корок и единичных Кcono. Характерная особенность этого типа поверхности - присутствие на ней разновозрастных наростов и бугров (ст. 754, 776, 767). При этом в зависимости от конфигурации основного ядра, мощности рудной оболочки, количества, размера и расположения наростов, поверхность ЖМО приобретает почковидный, гроздьевидный, неравномерно-бугорчатый и другие более сложные типы. Наблюдаются случаи, когда поверхность отдельных наростов отличается от общей массы. Например, в корках ст. 776

на фоне крупных ($\sim 2,5$ см) сглаженных бугров мелкие ($\sim 0,5$ см) их разновидности имеют грубошероховатую (глобулярную) поверхность. Такого рода постройки отмечаются и в других частях гайота (ст. 753).

По-видимому, образование сложнобугорчатой поверхности ЖМО является результатом длительного многоактового механизма железомарганцевого отложения при условии одновременной поставки кластического материала (потенциальных ядер наростов) и локального изменения скоростей течения.

Значительное влияние на облик нодулей, по мнению Хейе, Кро-
нена, Рааба, Мейлана и др. /43,135,155/, оказывает наличие в них всевозможных типов трещин, способствующих в зависимости от длительности и интенсивности их образования не только формированию типа поверхности, но и приводящих к изменению размера и конфигурации ЖМО. В некоторых случаях с трещинами связано образование рудных обломков, которые служат ядрами новых стяжений.

В формировании морфологии ЖМО гайота Ламонт роль трещин ограничена. Следы их присутствия фиксируются в рудных оболочках единичных корок (ст. 767) в виде радиальных конусообразных скопленений железомарганцевого вещества, обогащенного кластикой. Поверхность корок в этих местах усложняется появлением небольших углублений. О существовании здесь процесса трещиноватости свидетельствуют и многочисленные находки конкреций, ядра которых представлены рудными обломками более ранних ЖМО. Влияние формы таких ядер на морфологию обычно и рассмотрено выше.

Локальная изменчивость морфологии отдельных категорий ЖМО

Изучение морфологии отдельных категорий ЖМО (формы, размеров, состава ядер, поверхности, строения) в пределах каждой станции (сверху вниз по склонам гайота) показало приуроченность сходных форм рудных отложений к его определенным частям (привершинной, средней, у подножия), а также связь изменчивости ЖМО с микрорельефом и местными условиями их образования.

Для установления общих и индивидуальных особенностей морфологии ЖМО в выделенных областях гайота ниже приводится характеристика отдельных категорий.

В верхней части гайота (глубина 1270–2100 м) с многочисленными холмами и останцами, а также богатой вулканогенно-обломочным материалом развиты все категории ЖМО с широким спектром их морфологических разновидностей. В наибольшем количестве здесь подняты рудные корки и корковые конкреционные образования (~ 35; 55 % соответственно), конкреции более редки (~ 10 %), а агглютинации обнаружены в единичных образцах.

Рудные корки в этой части гайота установлены повсеместно (ст. 748; 789, 772, 777, 761 и др.), но максимальные их количества тяготеют к участкам с гипсометрической отметкой около 2000 м. Обычно это крупные (до 20 см) обломки, состоящие из рудной оболочки (доли мм до 2,5 см) и подложки в виде эффузивов, их туфов, туфобрекчий и, что значительно реже, фосфат-сметитовых пород. Эффузивы, как правило, в различной степени изменены, при этом замечено, что более измененная подложка имеет более мощную железо-марганцевую корочку.

Поверхность рудных корок меняется от различных видов шероховатого типа до сложнобугорчатой. Обычно в образцах отдельных станций преобладают один или два типа (ст. 789 – глобулито-шероховатая; ст. 761 – комковато-ботриоидальная, ст. 777 – сглаженно-бугорчатая), но встречаются и такие, где поверхность корок меняется от образца к образцу (ст. 749, 761). Нередко наблюдается тенденция связи рисунка поверхности рудной корки и мощности ее рудной оболочки. Так, пленки-агглютинации (доли мм) в ходах илоедов имеют глобулярный характер поверхности, а пленки Fe-Mn вещества на кристаллах кальцита – глобулярно-органогенный. Поверхность корок, рудная составляющая которых колеблется в пределах 0,5–1,5 мм, – шероховато-глобулярная, при увеличении ее мощности до 5 мм она приобретает сглаженно-бугорчатый и далее – сложнобугорчатый типы поверхности.

Контакт рудной оболочки и ядра обычно четкий. Его форма в случае фосфатного ядра слабоволнистая, а с эффузивными – бухтообразная с различной глубиной вреза "залитов" и многочисленными осложнениями в виде прожилковых, линзовидных и других форм, выполненных скоплениями рудного или фосфатного материала, а иногда того и другого вместе.

Корковые конкреционные образования этой области, в отличие от рудных корок, обладают большей морфологической стабильностью.

На склонах гайота всех направлений подняты одноядерные категории комковато-изометричной, эллипсоидальной или несколько уплощенной (булковидные, лепешковидные, таблитчатые) формы и реже угловатые нодулы с плотными фосфатными или эффузивными ядрами (ст. 748, 749, 790, 789 и др.); на ст. 762 ядра представлены преимущественно туфобрекчиями, а в единичных образцах ст. 788, 790 - брекчиями эффузивных пород с фосфат-глинистым цементом. Прослойки, линзочки фосфатного вещества часто наблюдаются на границе рудная оболочка - эффузивное ядро; что предопределяет своеобразную скорлуповатость рудной оболочки в целом. Размер Кконо колеблется от 2,5x3,5 см (ст. 748, 761) до 3x8 см (ст. 767), первые преобладают. При одинаковом размере ядер, подобные колебания обусловлены разным временем их образования.

Характерной особенностью Кконо является их ярко выраженная ботриоидальная поверхность, однако это не исключает в отдельных образцах возможностей ее усложнения (ст. 776). Наиболее часто эти явления наблюдаются на плоской поверхности булковидных Кконо, где наряду с мелкими ботриодами развиваются аномальные по размеру и форме их индивидуы, формируя сосцевидный тип. Такая разница в характере поверхности верх - низ является основой структурной асимметрии и постоянно сопровождается ее метрической разновидностью (верх - 7,5 мм, низ - 0,5-2 мм, ст. 790).

Таблитчатые, плитчатые и другие уплощенные разновидности Кконо (ст. 748, 777) в привершинной части гайота встречаются более редко. В отличие от других форм, в ядрах уплощенных Кконо преобладают обломки фосфат-глинистого вещества или фосфатизированного туфа. Некоторые ядра характеризуются слоистой текстурой с псаммитовым строением отдельных слоев. Определенная специфика наблюдается и в характере их поверхности: наряду с типично ботриоидальной, здесь распространены ботриоидально-сглаженный и шероховатый ее типы. Асимметрия строения поверхности уплощенных разновидностей Кконо при постоянной мощности рудной оболочки (2,5 мм) отмечена для большинства лепешковидных (скорлуповатых) форм с утолщенными и загнутыми краями - бортиками. Верхняя часть таких "скорлупок" грубобугорчатая, нижняя - сглажена (ст. 749, 778). Ядра их однообразны и представлены интенсивно измененными эффузивами.

Конкреции в этой части гайота малочисленны. Основные их количества подняты в пределах небольших холмов на СВ и СЗ

склонах (ст. 762, 790) на глубине 1400–1600 м; в единичных экземплярах находки ЖМК зафиксированы на ст. 761, 768, 754. Их форма, характер поверхности, асимметрия в общих чертах аналогичны таковым изометричных, эллипсоидных, булковидных и др. Кроме того, хотя для отдельных индивидов ЖМК наблюдаются некоторые флуктуации этих свойств. Ядра конкреций представлены либо реликтами измененных эффузивов, либо рудными обломками ранних ЖМО; в некоторых случаях существенно рудные ядра образованы в результате отложения и замещения нерудной массы обломков железо-марганцевым веществом в виде пятен, колонн, дендритовидных, четковидно-полосчатых и других более сложных форм, границы между которыми подчеркнуты реликтами силикат-фосфатного материала. Размер ЖМК колеблется от 2,5 до 6,5 см в диаметре. В количественном отношении преобладают ЖМК с рудным ядром.

Строение рудных оболочек всех категорий ЖМО тонкослоистое. Между отдельными напластованиями железо-марганцевого вещества наблюдаются силикатные и фосфат-силикатные прослои, обогащенные кластическим материалом.

Ниже по склону гайота на СЗ, Ю и СВ его направлениях в интервале глубин 2600–3200 м поднято максимальное количество (~ 270 кг) железо-марганцевых образований различной морфологии. Часть из них характеризуется большим сходством облика с соответствующими категориями ЖМО приповерхностной области гайота (ст. 767, 788, 754), другая занимает промежуточное положение (ст. 788, 767) и, наконец, среди поднятого материала всех станций встречаются образцы, морфологические свойства которых специфичны и присущи только им.

Так на ст. 754 преобладают рудные корки с массивным тонкозернистым субстратом сильно измененных розовато-бежевых вулканогенно-осадочных и осадочных пород состава: кварц, полевые шпаты, монтмориллонит, фосфаты, цеолиты. Их поверхность бугорчато-шероховатая с локальным развитием на отдельных буграх и в "западинах" глобулярных скоплений.

Строение рудной оболочки корок слоистое. К ее морфологическим особенностям можно отнести значительные колебания мощности рудного вещества (1,5–12 мм) в пределах одного образца и сложность его контакта с подложкой. Последнее связано с развитием в приконтактной части ядра и, в меньшей степени, в рудной

оболочке многочисленных разнонаправленных ходов илоедов, по внешним и внутренним (чаще внутренним) стенкам которых развиты железо-марганцевые агглютинации с различной степенью их заполнения.

В случаях одновременного развития ходов илоедов в рудной оболочке и подложке, а также наличия их непрерывных форм на границе ядро - рудная оболочка образуется своеобразная органогенно-рудная приграничная зона с петлеобразными, веретенообразными, заливообразными, пятнистыми, кольцевыми и другими более сложными скоплениями рудного вещества.

Многочисленные железо-марганцевые "дендриты", дополнительно установленные в этой зоне, указывают на существование микротрещиноватости подложки в период формирования рудных корок.

Корковые конкреционные образования в этой части гайота наиболее распространены на ст. 767 и 788. Обычно это изометричные и лепешковидные формы с шероховатой или шероховато-бугорчатой поверхностью. Более сложный ее тип зафиксирован в единичных лепешковидных образцах, где наблюдается слабо выраженная асимметрия рисунка: верх - неравномерно-бугорчатый, низ - сглажен.

Мощность рудной оболочки Кконо колеблется незначительно и составляет 1,5-2 см. Ядра представлены обломками измененных эффузивов, фосфатов или туфогенно-осадочного материала. Граница ядро - рудная оболочка - четкая, слабоволнистая и лишь в некоторых случаях усложнена скоплениями фосфатного материала.

Строение рудной оболочки слоистое. При этом в отдельных нодулях практически в любых участках оболочки (приядерном, среднем, близповерхностном) наблюдаются фосфат-рудные слои или их пачки с повышенным содержанием кластики, что свидетельствует о одновременном образовании Кконо и о локальных изменениях условий рудоотложения, нередко сопровождающихся перерывами.

Подавляющее большинство железо-марганцевых конкреций встречено на южном склоне гайота (ст. 767), в единичных экземплярах они зафиксированы на СЗ и СВ направлениях (ст. 754, 788).

Размер исследуемых ЖМК колеблется от 2 до 4,5 см в поперечнике; в "ЖМК-гигантах" этот параметр увеличивается до 30 см.

По своему облику, характеру поверхности, строению и составу ядер основная масса ЖМК близки между собой и с корковыми конкреционными образованиями, в отдельных случаях наблюдается их сход-

ство с нодулями более высоких уровней (ст. 749, 748, 76I). Наибольшие различия выражены в "ЖМК-гигантах". Остановимся на некоторых из них более подробно.

В отличие от мелких ЖМК фосфатные ядра и рудная оболочка "гигантов" в своей приконтактовой части обогащены реликтами следов илюедов, подобно таковым в рудных корках (ст.754). Возникшие при этом сложные постройки агглютинаций и сопровождающая их макропористость являются дополнительными признаками "ЖМК-гигантов".

Строение их рудной оболочки своеобразно. Мощность ее достигает 5-6 см. Текстура сложная, концентрически-зональная. Микроскопически четко выделяются три зоны: приядерная (столбчатодендритовидная), средняя и приповерхностная (тонкополосчатые). Приядерная зона обогащена фосфатным материалом и кластикой.

Единичные "конкреции-гиганты" характеризуются наличием небольшого, выпуклого "экваториального пояса", образующегося в результате непрерывного нароста уплощенно-бугорковых тел на поверхности конкреции близ ее диаметра.

По существующим представлениям "экваториальный пояс" типичен для диагенетических конкреций, формирование которых связано с миграцией ионных растворов двухвалентных металлов снизу из захороненных восстановительных осадков. По мнению Эдлерфилда /118/, последние должны быть перекрыты слоем окисленных осадков не менее 20-30 см. При этом мигрирующая снизу часть марганца, достигая потенциального ядра, отклоняется к его боковым частям и на границе (геохимический барьер) более восстановленной среды (низ) с более окислительной (верх) осаждается в виде "пояса" оксидов. Поскольку исследуемые нами "конкреции-гиганты" подняты в области высоких придонных скоростей (резкое изменение крутизны склона гайота), и которые характеризуются практически полным отсутствием аккумулятивных осадков, здесь поставка диагенетического материала затруднена или практически невозможна. Вероятно, в подобных случаях тенденция скопления бугорковых наростов в виде опоясывающих ЖМК форм может быть объяснена изменением условий теплообмена у поверхности ранее сформировавшихся ЖМО /138/. Не исключено, что подобный механизм образования "экваториального пояса" имеет место и в нашем случае, а изменения тепло- и массообмена связаны с пострудными проявлениями вулканизма и гидро-

термальной деятельности в близлежащих районах гайота.

В нижней, пологой части гайота на его западном склоне (ст. 775), на глубине 4600–4700 м подняты плитчатые фрагменты рудных корок, уплотненных Кконо (2,5–9 см), а также эллипсоидальные, шаровидные конкреции (I–I2 см) и их сростки. Конкреции и их сростки в количественном отношении преобладают, что является своеобразной особенностью рудных отложений глубинной части гайота.

Ядрами ЖМО этой области служат обломки плотных фосфат-монтмориллонитовых пород и реже измененных эффузивов. В единичных Кконо ядра представлены литифицированными слоистыми осадками с алевролитовой или псаммитовой структурой отдельных слоев.

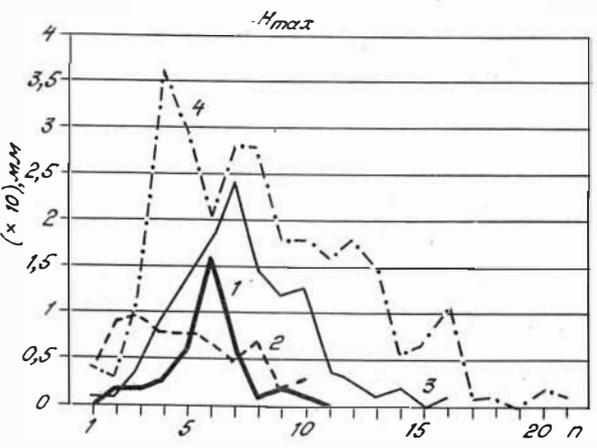
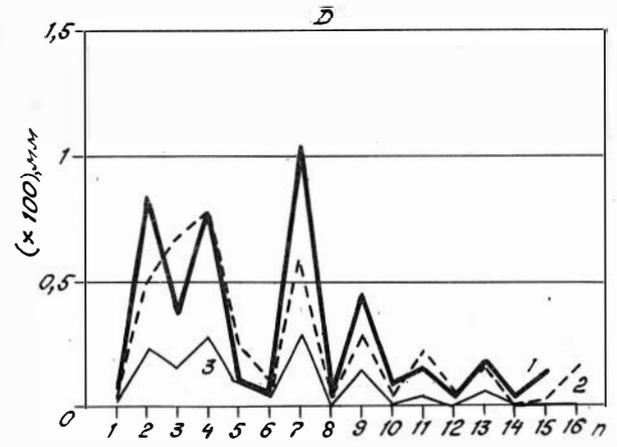
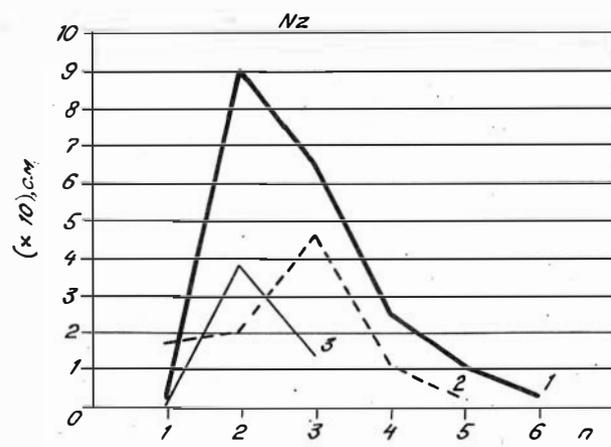
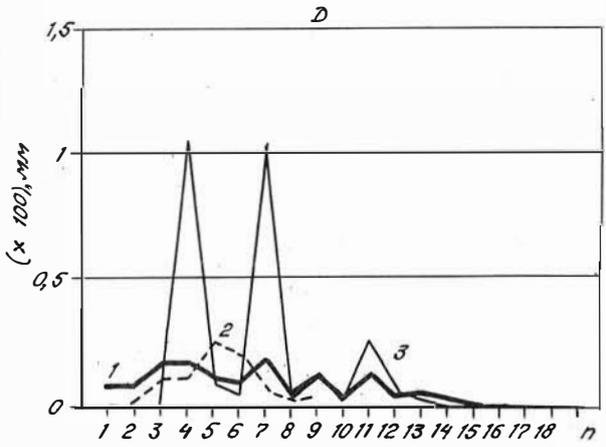
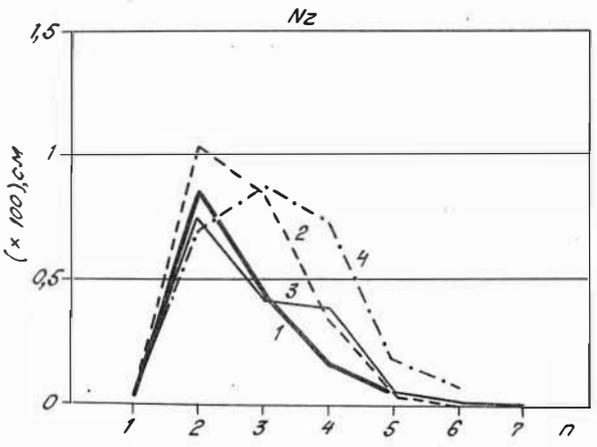
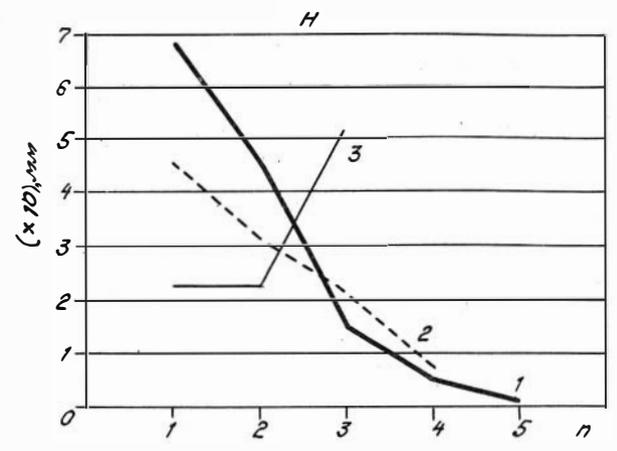
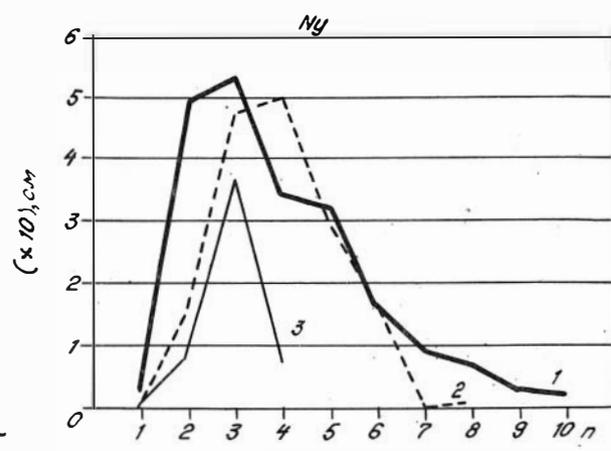
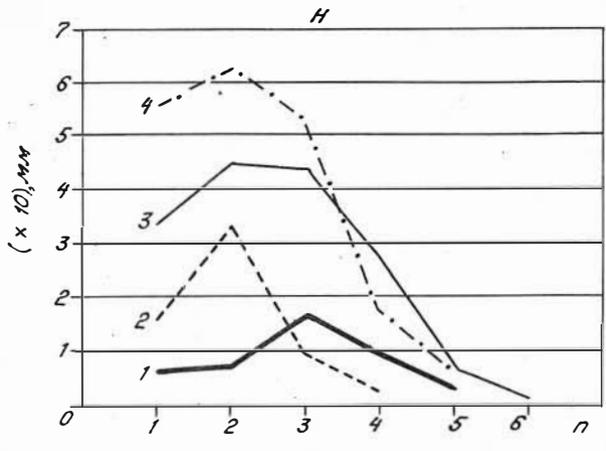
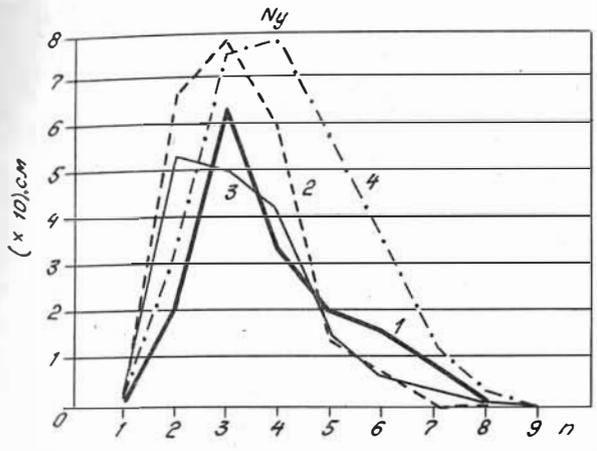
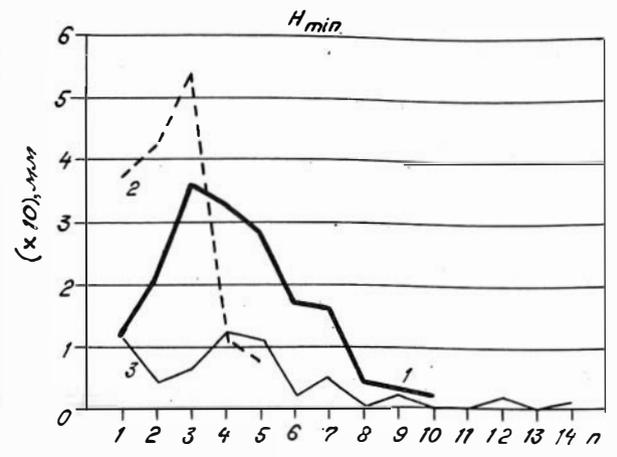
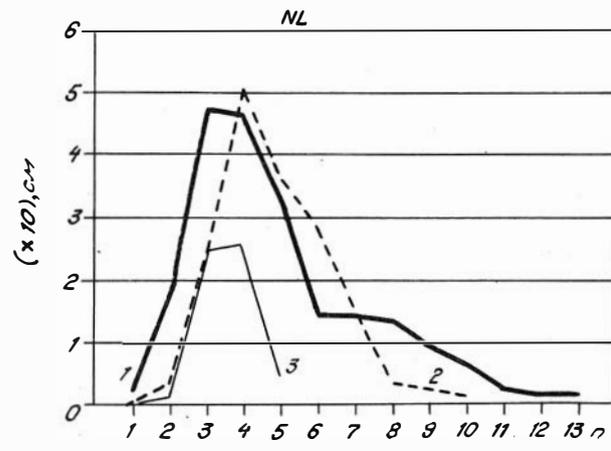
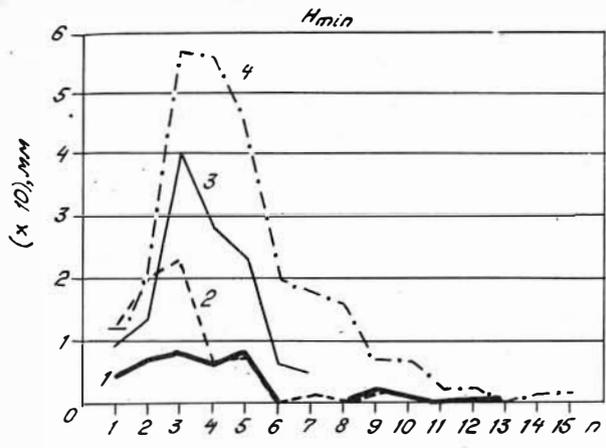
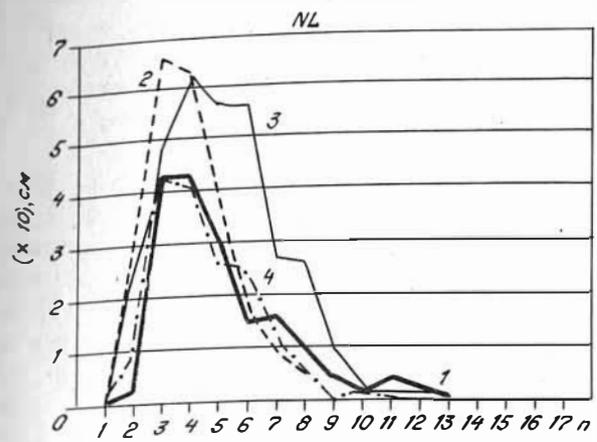
Поверхность описываемых ЖМО на 90–95 % шероховатая или шероховато-бугорчатая. На плоской стороне слабо асимметричных (метрическая, структурная асимметрия) булковидных форм Кконо и ЖМК она представлена глобулярно-шероховатой и глобулярно-бугорчатой ее разновидностями. Поверхность некоторых Кконо усложнена вторичными наростами.

Рудные оболочки (4–5 см) крупных ЖМК и Кконо имеют сходное строение и состоят из двух существенно железо-марганцевых зон (приядерной – 2,5 см и приповерхностной – I–2 см) и одной промежуточной, обогащенной фосфатным материалом и кластикой.

Более подробно остановимся на характеристике сростков ЖМК. Сведения о их находках в различных частях и морфоструктурах Тихого океана многочисленны, тем не менее в доступной нам литературе описание их морфологии краткое, либо не приводится совсем /36, 37, 43, I59/.

Облик сростков из коллекции с гайота Ламонт разнообразен и зависит главным образом от морфологии и количества сросшихся индивидов ЖМК, размера, их сочетаний, а также мощности приповерхностной рудной оболочки.

Наиболее часто сростки состоят из двух (~ 60 %), трех (25–30 %) и, что значительно реже, четырех и более (10–15 %) нодулей. Если их размер близок (4–5–6; 10–11–12; 15–18 мм), а форма шаровидная или слабоуплощенная, сростки приобретают четковидный облик или форму сложных бусин с различными по величине и направлениям раздувами и пережимами. Сростки, ЖМК которых различаются по этим параметрам (8–40; 22–5; 32–5 мм), имеют грушевидный, грибовидный, булковидный, сосцевидный и другой, часто причудливый вид. Гроздьевидные формы сростков редки.



— 1
 — 2
 — 3
 — 4

— 1
 — 2
 — 3

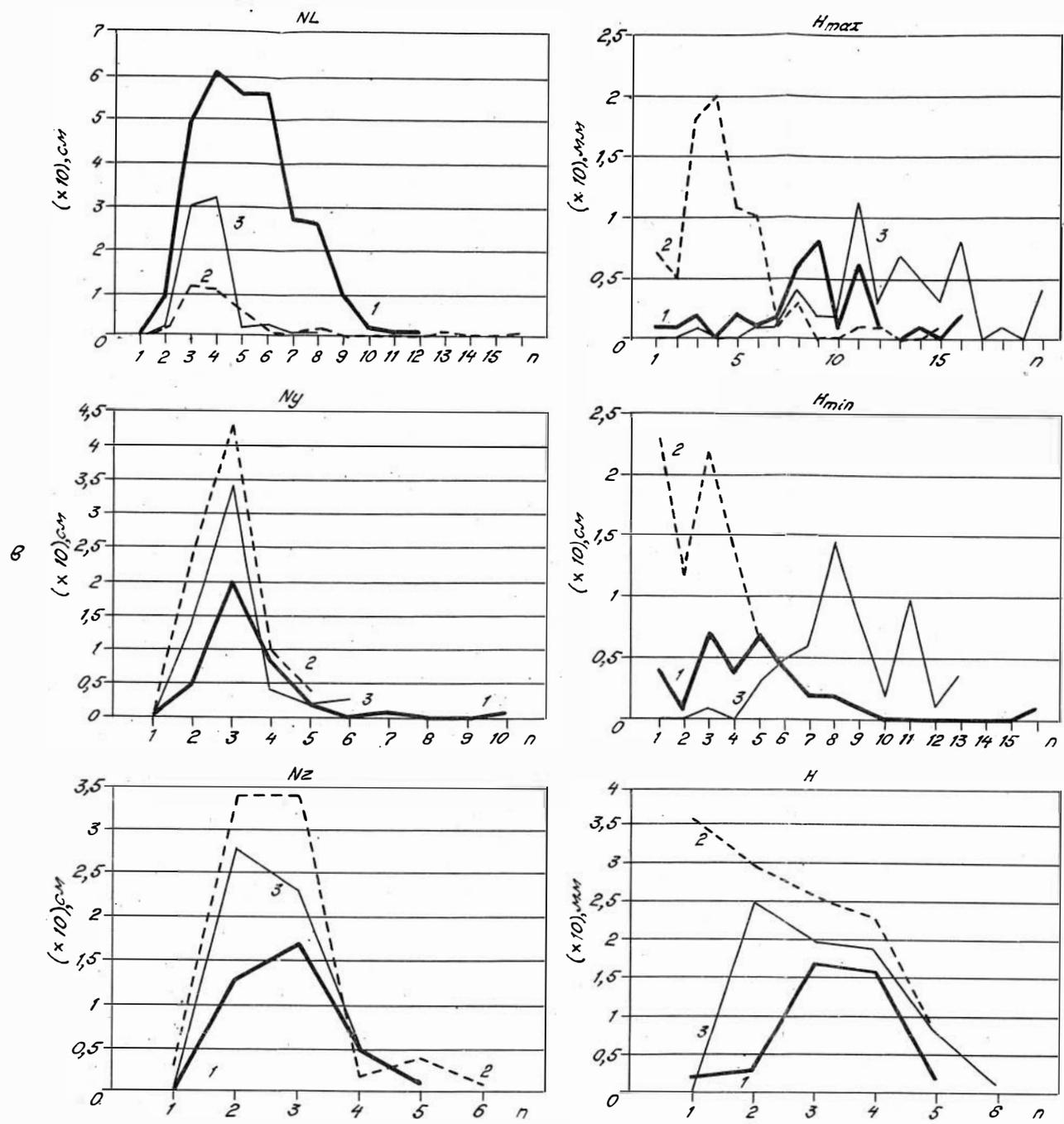


Рис.3. Графическое изображение соотношений длины (NL), ширины (Ny), высоты (Nz), толщины ИМВ (H_{max} , H_{min}) и размеров ботриодов (H,D) железо-марганцевых образований различных станций:
 а) 1 - В-8-748, 2 - В-8-762, 3 - В-8-768, 4 - В-8-767;
 б) 1 - В-8-776, 2 - В-8-788, 3 - В-8-789;
 в) 1 - В-8-772, 2 - В-8-790-I, 3 - В-8-790-2.

Строение отдельных нодулей в сростках обычно (см. строение ЖМК); границы их стыка чаще прямолинейные, либо вогнуто-выпуклые. В случаях незначительного разобщения индивидов в сростках их форма сохраняется, а промежутки между ними выполняются пелитоморфным материалом с примесью кластики.

Процесс образования сростков, вероятно, был длительным, сложным и состоял из трех этапов. В первую очередь были сформированы индивидуальные нодули, далее начался период их сближения, для третьего, заключительного, этапа характерно развитие общей слоисто-фрестончатой рудной оболочки. Выпукло-вогнутые границы между отдельными ЖМК свидетельствуют о, возможно, телеобразном состоянии их рудной массы в период формирования.

Для выяснения особенностей характера отложения железо-марганцевого вещества на гайоте Ламонт был использован морфометрический метод со стандартной статистической обработкой полученных численных измерений: длины (N_l), ширины (N_w), высоты (N_z) конкреций или конкреционных корок, толщины максимальной (H_{max}) и минимальной (H_{min}) железо-марганцевого вещества (в случае корок проводилось измерение* их толщины в нескольких местах и определялась средняя для нее величина), высоты (H) и ширины (D) бугорков или выступов (ботриодов) на поверхности конкреций и корок (рис. 3). Чтобы исключить неопределенности и заведомые ошибки измерений при массовом изучении образцов, была выбрана точность измерения макропараметров не более 1 см, а для малых структурных форм — 1 мм. Все исследованные образцы измерялись в высушенном виде, толщины отложений ЖМВ замерялись только в поперечных или продольных сечениях распиленных алмазной пилой образцов. Это позволило точно установить как минимальную, так и максимальную толщину конкреционных корок, равно как и величину ядра конкреций, изучить количественные соотношения между конкрециями и конкреционными корками в разных участках гайота. Морфометрическим измерениям подвергнуто не менее 2740 образцов, число измерений порядка 19 000.

При доверительном интервале 0,05 для данных измерений были вычислены средние (\bar{X}), дисперсии (σ^2) и T-критерий (табл. 3). По другим центральным моментам выборки не сопоставлялись. Параллельно проведена частичная проверка однородности выборок. Согласование оценок удовлетворительное.

* Для измерений использовалась мерная линейка.

Таблица 3

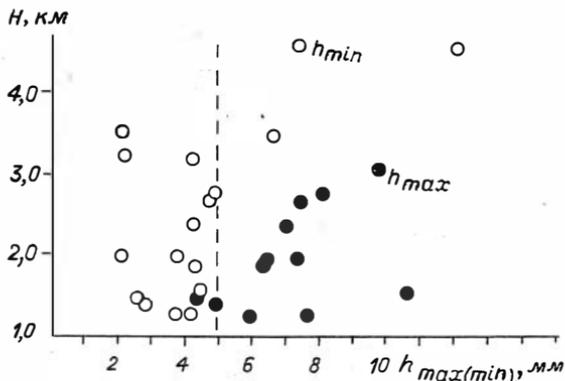
Различия T-критерия между средними значениями
 N_1 , H_{\max} , H_{\min} , h ЖМО отдельных станций

Номер станции	T-критерий			
	N_1	H_{\max}	H_{\min}	h
775-776	1,862	0,694	-	-
776-777	3,38	4,48	4,31	1,9015
777-749	>1,862	2,992	-2,385	-3,107
772-789	-1,0136	-1,056	-2,185-2,33	-3,58
762-789	-4,556	-0,485	-0,54	0,765
749-748	1,546	3,0	1,674	2,3
790	-1,873	-2,00	1,71	2,98
767-768	1,959	-5,04	-1,378	0,953
768-772	-3,945	-3,274	2,462	2,81
772-749	-3,47	-0,349	-1,753	-1,945
772-748	2,488	2,177	-0,466	-2,578
789-788	-2,698	1,714	1,602	-0,148
789-790	2,036	0,949	0,959	-0,214

На основании статистической обработки материала выявлены некоторые особенности в характере накопления и распределения ЖМВ в пределах гайота Ламонт. Наблюдается достаточно четко выраженное отсутствие зависимости минимальной толщины (она приурочена к нижней части конкреционных образований) корочки ЖМВ от глубины залегания (рис. 4). В свою очередь, максимальная толщина корок приурочена к вершинной части гайота. В целом можно утверждать, что минимальное железо-марганцевое накопление наблюдается на северо-западном склоне гайота, максимальное - на его вершине; промежуточное положение занимают западный и южный склоны. При этом число конкреций увеличивается к подножию гайота, где на абиссальной равнине они составляют 100 %, а на глубинах 2,0-2,5 тыс м не превышают 5-10 %.

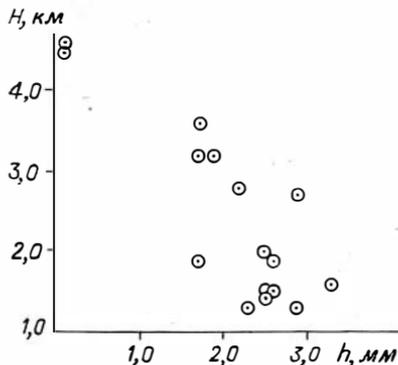
С изменением глубины меняется форма и характер поверхности железо-марганцевых образований. На глубинах свыше 4000 м поверхность их слабошероховатая, а отношение длины к ширине близко к единице. Выше по склону на их поверхности появляются довольно

Рис. 4. Соотношение глубин (H , км) залегания и толщины (мм) рудной корочки: $h_{\max(\min)}$



правильно расположенные ботриоды (бугорки) с устойчивыми размерами по ширине и длине. Наблюдается увеличение высоты ботриодов по мере приближения к вершине (рис. 5). Связь изменения высоты ботриодов с глубиной оценивается коэффициентом корреляции, равным 0,82. В привершинной части и на плоских террасах гайота встречены только ботриоидальные (напоминающие трепанги) конкреции и конкреционные корки с довольно широким варьированием шероховатости, но с преобладанием ботриодов диаметром 6–10 мм.

Рис. 5. Соотношение глубины залегания (H , км) и высоты (h , мм), бугорков (ботриодов) на поверхности корок и конкреций.



Глава IV. ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ЖМО

Текстурно-структурные особенности рудной составляющей железомарганцевых образований являются одним из важнейших показателей, способствующих пониманию механизма и условий формирования рудной оболочки ЖМО, а также скорости, непрерывности и асимметрии их роста. Кроме того, ряд текстур (полосчатые, глобулярные, дендритовидные и др.), будучи полигенными образованиями, встречаются в определенных морфогенетических типах ЖМО и, в известной мере, могут служить их типоморфными признаками. При этом показано, что для седиментационных ЖМО наиболее типичны тонкослоистые текстуры, иногда осложненные развитием округлых или слабо искаженных оолитов. Грубослоистое, дендритовое, глобулярно-дендритовое, а также глобулярно-колломорфное строение характерно лишь для железомарганцевых руд, образованных диагенетическим способом /1, 2, 4, 10-12, 36, 38, 58; 64, 73, 157/.

При изучении различных типов минеральных сростаний в железомарганцевых рудах гайота Ламонт с учетом классификаций Андрущенко-Скорняковой, Фостера, Сорема, и Фьюкса /43, 59, 60, 157, 158/ установлены следующие текстуры: слоистые оолитовые, глобулярные, колончатые, дендритовидные, органогенные, прожилковые, друзовые, катакластические. При этом ЖМО с резко обособленными типами текстур встречаются редко. Обычно в одном образце имеют место их различные сочетания, наложения, а также взаимопереходы одного текстурного рисунка в другой, что нередко затрудняет их анализ и генетическую интерпретацию. Дополнительную сложность при решении этих вопросов вносят отсутствие единой текстурно-структурной классификации и терминологическая путаница.

Наиболее широко в исследуемом материале развиты слоистые (тонко- и грубослоистые) текстуры, строение которых обусловлено периодическим чередованием слоев разного состава (вещественная ритмика) или строения (структурная ритмика). Рудные оболочки нодулей имеют концентрически-слоистое строение, корок - полосчатослоистое.

Тонкослоистые текстуры в ЖМО преобладают. Они характерны для рудных оболочек всех категорий и распространены повсеместно.

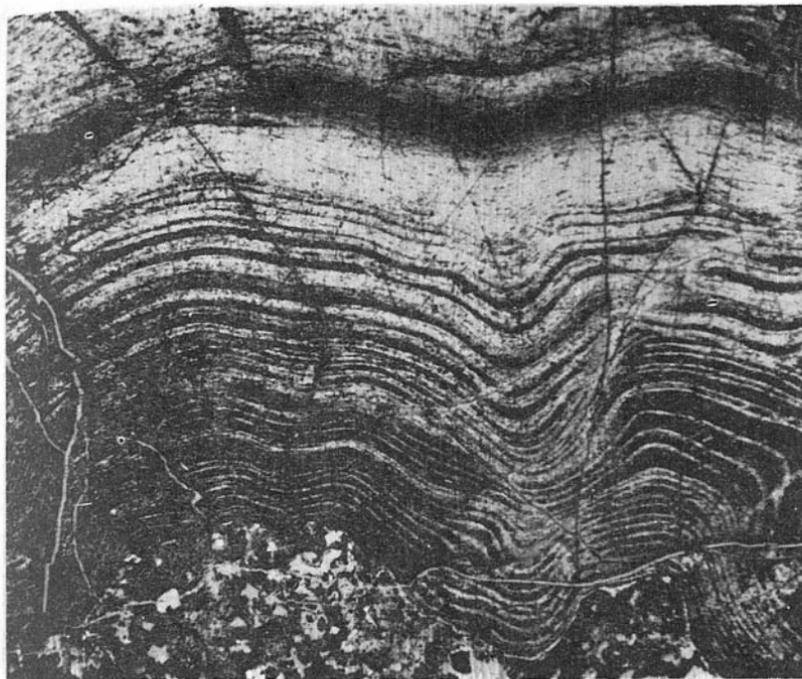


Рис.6. Ритмически-полосчатое строение приядерного слоя ЖМК.
Увел. 25.

Слоистость этого типа структур сложная и связана преимущественно со сменой существенно марганцевых прослоев разных микротекстур и структур (ритмически-полосчатых, оолитовых, колломорфно-плойчатых, колончатых, коконовидных и др.) или их пачек с железистыми или глинистыми прослоями.

Границы между микроединицами в рудных оболочках корок, Кюно и ЖМК обычно резкие; в рудных конкрециях, наряду с таковыми, часто наблюдается трансформация оолитовых прослоев в ритмически-полосчатые, дендритовидные и колончатые разновидности.

Их количество, последовательность и повторяемость в отдельных образцах различны, исключение составляет изначальный приядерный слой с типичным для него ритмически-полосчатым строением (рис. 6).

Морфология марганцевосодержащих микроритмов приадресного слоя определяется конфигурацией ядра. Повторяя все неровности его поверхности, ритмы обычно выдержаны по ширине и располагаются субпараллельно друг другу. При этом по направлению к поверхности ЖМО просматривается тенденция их выполаживания. Однако если в область ритмообразования привносятся и оседают единичные обломки, текстурный рисунок видоизменяется: отдельные микроритмы локально утолщаются, пережимаются, соприкасаются с соседними полосками и изменяют свое направление.

Замеры мощности отдельных ритмов и расстояний между ними в типичных образцах показали, что на протяжении первых миллиметров от ядра они остаются практически неизменными (0,2 мм), затем наблюдается их постепенное увеличение до 0,8 мм и последующее слияние. В результате слой ритма достигает I-I,5 мм. Количество ритмов в ритмически-полосчатых пачках различных нодулей колеблется от II до 45. Морфология и распределение ритмов железистого состава (при значительно меньшей их ширине) аналогичны вышеописанным.

Такое чередование рудных прослоев разного состава свидетельствует о ритмическом изменении в начальной стадии формирования ЖМО физико-химических условий среды, вызывающих отложения существенно железистых или марганцевых ритмов.

Особый интерес представляет текстурный рисунок, образованный при наложении друг на друга разновременных и противоположно направленных ритмических пачек (рис. 7). Большого развития в ЖМО гайота эти текстуры не имеют, но они примечательны тем, что указывают на своеобразие условий, благоприятствующих микроритмообразованию.

Как видно из рис. 7, при наложении ритмов формируется своеобразная область "интерференции", характеризующаяся повышенной плотностью содержания оксидов и гидроксидов марганца. Другой ее особенностью является граница среза ранних ритмов, направленных от ядра, наплывом (к ядру) более поздних ритмов.

Подобные явления в ЖМК Тихого океана описаны Соремом и др. /158,160/. По его мнению, находки таких текстур значимы и свидетельствуют не только о периодах неосаждения, но и об активной эрозии. Кроме того, они отражают прерывистость роста ЖМК и могут служить важным фактором при интерпретации их датировки.

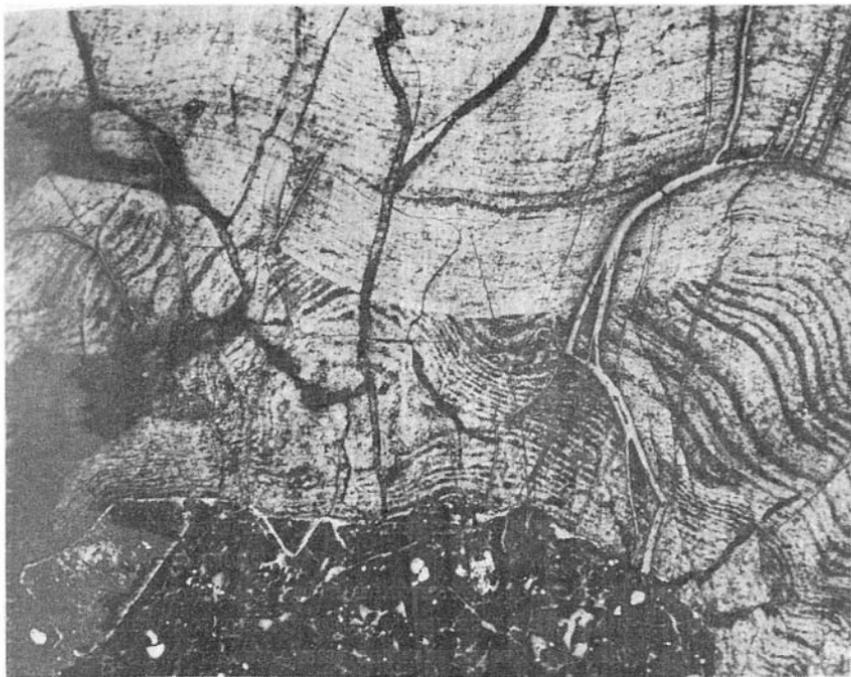


Рис. 7. Наложение "интерференция" противоположно направленных ритмических пачек. Увел. 25.

Принимая во внимание точку зрения Сорема, считаем необходимым напомнить, что текстуры наложения микроритмики в рудах других генетических типов рассматривались ранее и изложены в ряде работ /Г5-Г7/. При этом механизм их образования обычно связывался со встречной диффузией, что нашло подтверждение в серии экспериментальных исследований /Г7/.

Вышеизложенный материал свидетельствует о сложности и многообразии процессов, приводящих к наложению микроритмических текстур друг на друга. Для однозначной их интерпретации требуются дополнительные сборы фактического материала и специальная его проработка.

Формирование рудной оболочки ЖМО завершается отложением

приповерхностной корочки, мощность которой колеблется от 0,3 до 1,5 мм. Ее строение, так же как и строение приядерного слоя, характеризуется относительным постоянством и простотой микротекстурного рисунка. Обычно в ней развиты тонкополосчатые фестончатые текстуры с колломорфным строением отдельных прослоев. При этом замечено, что крутизна их изгиба вплоть до образования плейчатых разностей увеличивается от ЖМО с шероховатой поверхностью к ЖМО с неравномерно-бугорковой и ботриoidalной поверхностями. В некоторых образцах текстурный рисунок усложняется за счет развития в отдельных прослоях единичных сферолитов и глобулитов. Основным минералом приповерхностной оболочки является вернадит.

Грубослоистые текстуры в отличие от тонкослоистых развиты ограниченно и встречаются в единичных "конкрециях-гигантах" и мощных рудных корках, взятых в нижней части гайота, на глубине 3600 м (ст. 776).

Для них характерны слабшероховатый тип поверхности и существование в их рудной оболочке прослоя ($M \sim 10-15$ мм), в значительной мере обогащенного фосфат-пелитоморфным материалом со значительной примесью монтмориллонита, выполняющего "интерстиции" между рудным веществом. Чаще всего этот прослой занимает место между пачками тонкослоистого строения, но в отдельных корках он может формировать приядерный слой или располагаться непосредственно под приповерхностной корочкой. Граница между соседними прослоями четкая и подчеркивается скоплениями пелитоморфного материала на их поверхности.

Микротекстура описываемого слоя обычно глобулярно-дендритовидная в сочетании с колломорфно-петельчатой. В краевой зоне прослоя она, при значительном ее обогащении оксидами и гидроксидами марганца, резко переходит в блочно-массивную.

Рентгенографические исследования мономинеральных проб рудного вещества различных прослоев указывают на их однородный, существенно вернадитовый состав.

Оолитовые и глобулярные текстуры в исследуемых ЖМО по распространенности занимают второе (после ритмически-полосчатых) место и характеризуются большим разнообразием.

Однако прежде чем перейти к их описанию, считаем необходимым дать определение этих терминов. Такая необходимость продиктова-

на тем, что в многочисленной литературе, касающейся описания строения рудной составляющей океанических ЖМО, ряд авторов рассматривают понятия оолит и глобуль как идентичные /36, 37, 43, 48/, в силу чего при обсуждении их природы появляются всевозможные противоречия.

На современном этапе изучения сферических тел к оолитам относят шаровидные или эллипсоидальные образования, обладающие концентрически-слоистым и радиально-лучистым строением вокруг ядра, в то время как под глобулями подразумевают примитивные мелкие (до 1-2 мм в диаметре) округлые стяжения или тельца без какой-либо внутренней структуры (в отличие от первой) /16, 36, 37, 43/.

Соответственно этому определению мы и будем в дальнейшем относить сферические образования рудной оболочки к микрооолитам или глобулям, понимая при этом структурную характеристику последних только в смысле отсутствия концентрически-слоистых и радиально-лучистых ее типов.

Микрооолиты и глобули самостоятельных рудных корок в ЖМО гайота не образуют. Чаще всего они встречаются в виде различных по форме и величине пятнистых скоплений, гнезд, блоков, а также, но значительно реже, микропрослоев и единичных тел. В количественном отношении первый тип сферолитов преобладает.

Наиболее широко микрооолитовые агрегаты распространены во всех категориях ЖМО ст. 776, 754, 751, 768, 778, при этом максимальные их количества отмечаются в рудных конкрециях.

Микроскопическое изучение разнонаправленных срезов нодулей показало, что оолиты пространственно тяготеют к приадакционным частям ЖМО, постоянно наблюдаются в их приповерхностной корочке, а в некоторых случаях составляют основную часть ядер рудных ЖМК. Кроме того, они встречаются в углублениях и трещинках слабоугристой поверхности. Выделение этих областей скоплений оолитов, в известной мере, условно и не исключает возможностей других вариантов.

Рисунок оолитовой микроструктуры определяется размером, морфологией и характером срастаний отдельных сферических тел.

Как показали исследования в отраженном свете, они имеют округлые, эллипсоидальные, каплевидные или слабо деформированные изометричные формы. Индивиды типа многогранников встречаются



Рис.8. Стесненный рост оолитов при их соприкосновении. Ув 1. 25.

редко. Размеры оолитов колеблются в пределах 0,2–0,8 мм. Их строение типично тонкоконцентрически-слоистое: существенно рудные и нерудные овоиды, чередуясь, отлагаются вокруг тончайших ядер; в некоторых оолитах вместо них фиксируется изометричное рудное пятно с повышенной пористостью в центре. В агрегатах оолиты обычно тесно прилегают друг к другу, исключением является рудная конкреция (ст.776), единичный прослой которой представлен блочными скоплениями разобщенных, но близких по размеру, сферических индивидов.

Пространство между оолитами и их скоплениями выполнено тонкопелитовой глиной. При соприкосновении оолитов, как видно из рис.8, создаются условия их стесненного роста: на ранних стадиях формирования оолитов наблюдается своеобразное угнетение одних

индивидов другими. Это вызывает однонаправленное развитие концентров угнетенного тела с увеличением их мощности в антиконтактном направлении и, наоборот, постепенное утонение овоидов вплоть до их полного исчезновения в области соединения сфер. При этом в угнетенном оолите неровности овоидов либо нивелируются и переходят в тонкую полосчатость (обр. 775-1), либо, вытягиваясь, обособляются, становятся более четкими, появляется фестончатость (обр. 767)/29/. На этом рост оолитов, как отдельных самостоятельных тел, прекращается: образуются сростки, которые отражают начало нового этапа оолитообразования, связанного с формированием общих концентров.

Наряду с этой общей тенденцией развития оолитов наблюдаются случаи их постепенного перехода в дендритовидные агрегаты (обр. 776-17, 776-45а). При этом отдельные фестоны микрооолитов расщепляются на две, три части, концентры нарушаются и происходит своего рода "дивергенция" с оформлением преимущественно простых дендритовидных форм (рис. 9). Сложные "дендриты" образуются в процессе эволюции групп однонаправленных микрооолитов, часть овоидов которых усложнена тонкообломочным материалом.

Кроме вышеописанной последовательности смены микротекстур (оолитовая → микрополосчатая → дендритовидная) наблюдаются более сложные ее варианты с многократным повторением рисунка отдельных слоев и нарушением их очередности. Так, например, в обр. 768-40 дендритовидные микротекстуры постепенно преобразуются в микрополосчатые, затем колончатые и, по мере удаления от ядра, в микроплойчатые их разности (обратный порядок).

Кроме таких, вторичных, "дендритов" преобразования в микротрещинах ядер рудных ЖМК (ст. 768, обр. 23) развит другой тип - "первичные дендриты", представляющие собой ветвящиеся постройки микрооолитов округлой или слабо примятой формы. Процесс образования "трещинных дендритов" сопровождается значительным разложением вулканопластического материала и резким пересыщением растворов минеральными компонентами.

Глобулярная микротекстура встречается ограниченно и сложена небольшими скоплениями глобуль (~ 0,1-0,5 мм) в трещинках рудных корок, пустотках, в миндалинах эффузивов, ходах илоедов или в приповерхностных корочках рудной оболочки ЖМО. Форма глобуль сферическая, отдельные индивиды примяты или представлены

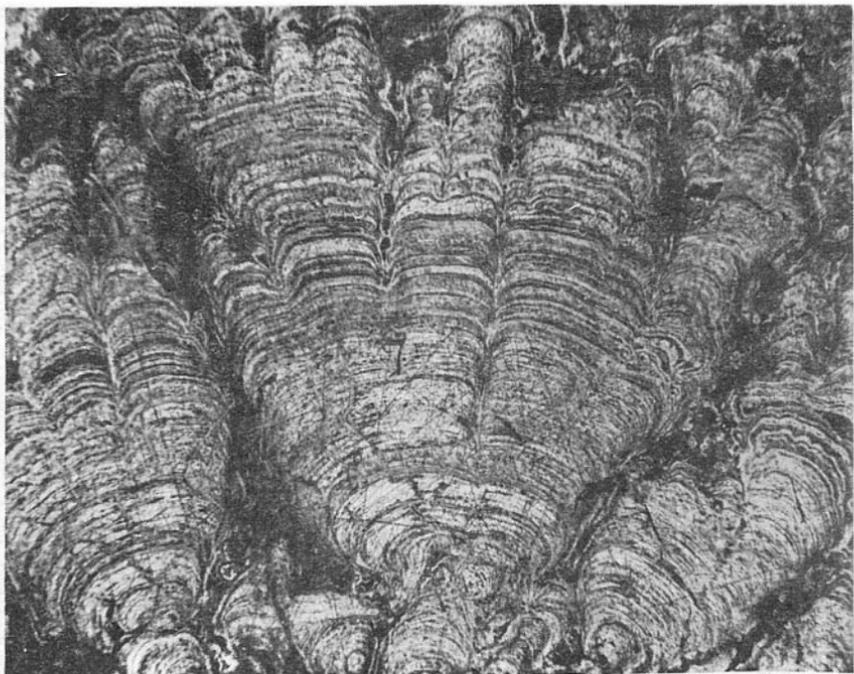


Рис.9. Дендритовидная микротекстура. Увел. 25.

в виде полусфер. Асимметричные глобулы (уплощенные, вытянутые в одном направлении) крайне редки. Строение глобуль в различных типах скопления — однородно-скрытокристаллическое; в прозрачных шлифах они черные и не просвечиваются, лишь в приповерхностных корочках оболочки встречаются индивиды, обрамленные ажурной оторочкой.

Образование океанических сферолитов (глобуль, оолитов) обычно связывают с выпадением в осадок стустков гидроокислов железа и марганца с последующим их слипанием, дегидратацией и перераспределением вещества /36,37,43,63/. Приведенный выше материал по этому вопросу позволяет присоединиться нам к этой схеме и рассматривать образование сферолитов ЖМО горы Ламонт как результат преобразования стустков сложного состава. Вязкая природа послед-

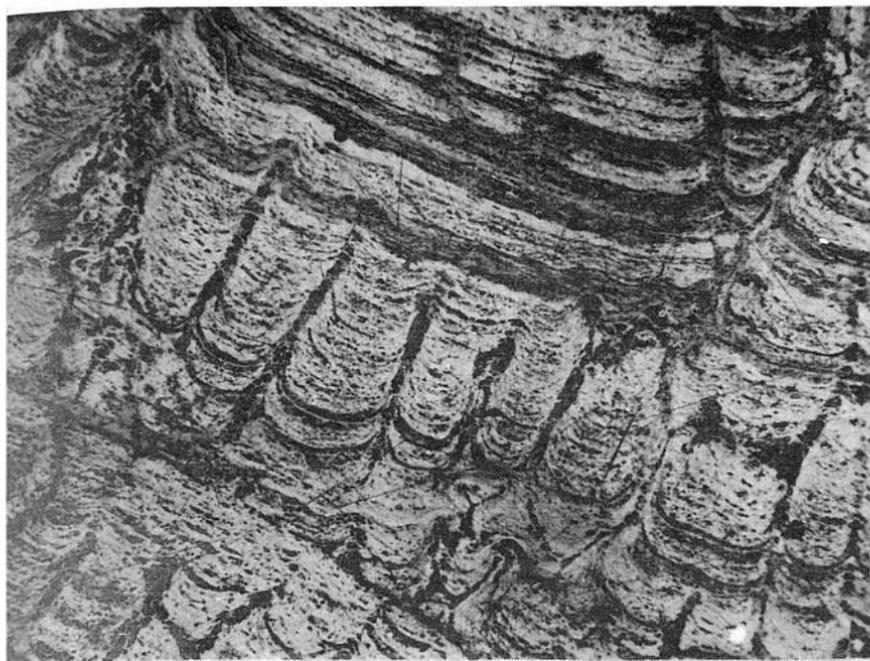


Рис.10. Колончатая микротекстура. Увел. 40.

них подтверждена находками деформированных сферолитов (капельных, полигональных), колломорфной структурой рудной составляющей, а также наличием в них трещин дегидратации разного типа (радиальных, тангенциальных). Последующие изменения сферолитов, сопровождающиеся перегруппировками слагающего их вещества, привели к образованию оолитов.

Особый интерес при изучении строения рудной составляющей ЖМО вызывают колончатые и коконовидные микротекстуры (рис. 9,10). По своей морфологии и внутреннему строению они занимают промежуточное место между сферическими дендритовидными и микрополосчатыми текстурами, образуя в рудных оболочках ЖМО единичные прослои, их пачки или пятнистые скопления.

Колончатая микротекстура формируется рядами близких по размеру (преимущественно "цилиндрической" формы) тел, развивающихся

на общем основании в виде рудного ритма, завершающего предшествующую пачку дендритовидного строения. Выстраиваясь субпараллельно друг другу в концентриках с четко выраженным зазором между отдельными индивидами, "колонны" характеризуются микроритмическим строением высокого порядка (см. рис. I0). При этом скрытокристаллические "полоски" рудного вещества обычно перемежаются с прерывистыми, вплоть до пунктирных и точечных полосок пелитоморфного материала. Нередко между рудными ритмами соседних "колонн" наблюдаются остаточные протяжки (утонченный реликтовый материал), которые наряду с общим типом микротекстур и микроструктур "колонн" свидетельствуют о постседиментационном характере перераспределения вещества внутри ЖМО, что не только согласуется, но и является дополнительным подтверждением представлений, высказанных на этот счет Хейе, Соремом и др. /135, 157, 160/.

Коконовидные текстуры наблюдаются только в рудных конкрециях (ст. 754, 768), где они представлены либо в виде приядерной пачки, состоящей из 3-5 концентров коконовидных индивидов, либо в виде радиально направленных "многоэтажных" струй. Концентры в пачках смещены относительно друг друга, при этом концы коконовидных тел каждого последующего ряда располагаются между индивидами предыдущего, образуя своеобразную матрицу, типа плотнейшей упаковки (рис. II). Пилообразная граница рядов "коконов" подчеркивается небольшим (доли миллиметра) прослоем пелитоморфного вещества.

Микротекстура "коконов", так же как и "колонн", - микрополосчатая, но выражена менее отчетливо, что связано с большими колебаниями размеров обособлений, слагающих нерудные полосы.

Текстуры такого типа в исследуемых ЖМО мало распространены и быстро переходят в другой, чаще микрополосчатый тип. Их формирование подобно образованию оолитов, колонн, но в отличие от первых они характеризуют собой начальную стадию перегруппировки вещества.

Катакластические текстуры в исследуемых ЖМО развиты ограниченно. Формируясь в результате пострудных физических преобразований, они представлены в виде радиальных или концентрических трещин разрыва, а также рудными обломками ранних конкреций и рудных корок - ядер более поздних рудных железо-марганцевых конкреций (РЖМК) (ст. 749, 775, 767, 768, 790).



Рис. II. Коконовидная микротекстура. Увел. 40.

Последний вид катакlastических текстур наиболее типичен в шаровидных рудных конкрециях с бугорчато-ботриоидальной поверхностью (ст. 767, 768). Их ядра образованы одним, реже двумя, угловатыми и различно ориентированными обломками, в отдельных образцах они дополнительно различаются и строением. Так, например, в РЖМК - 764-2а один обломок ядра имеет ритмически-полосчатую, а другой - оолитодендритовую микротекстуру, что свидетельствует о широком развитии условий разрушения ЖМО в пределах этой станции.

Радиальные или случайные трещины разрыва являются наиболее типичной чертой ЖМО. Они характеризуются глубоким, почти на всю ширину оболочки развитием, но при этом никогда не достигают ядра. Их ширина в пределах образца близка и не превышает 1,5 мм; стенки трещин инкрустированы корочками глобулитов.

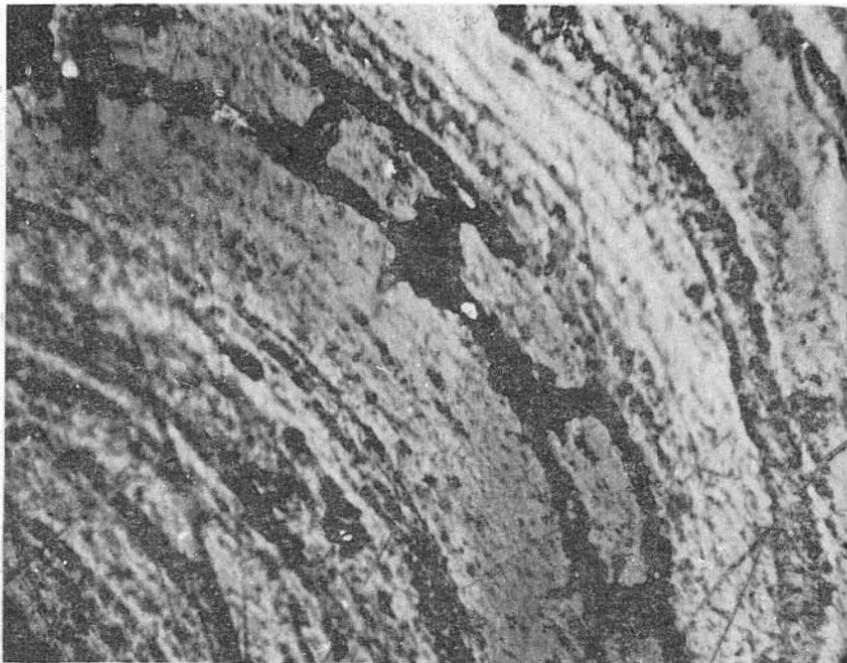


Рис.12. Трещины разрыва темные: по радиусу - радиальные, по кругу - тангенциальные. Увел. 25.

Наибольший интерес в исследуемых ЖМО вызывают трещины разрыва в пределах единичных рудных концентров или прослоев, связанные, по-видимому, с высокой степенью интенсивности растяжения и уплотнения рудного вещества и как правило сопровождающиеся трещинами отслоения. В результате первично выдержанная сплошность концентра нарушается, и он превращается в серию разобщенных фрагментов с пунктирно-линзовидным рисунком их распределения (рис. 12).

Образование катакластических текстур наиболее часто связывают с возникновением напряжений при старении конкреций /2, 4, 6, 7, 58, 59, 60, 160/. Однако, как показано в литературе, они могут быть обусловлены и любыми пострудными преобра-



Рис. 13. Друзовые текстуры. Кристаллы CaCO_3 покрыты вернадитом.
Увел. 10.

зованиями, связанными с вулканотектонической, подводно-оползневой, гидродинамической и гидротермальной деятельностью, а также участием бентосных организмов /36,37,43,160/.

Прожилковые и друзовые текстуры для рудных отложений гайота Ламонт не характерны. В незначительных количествах они встречаются совместно среди обломочного материала ЖМО и гидротермально измененных эффузивов в зоне активного вулканизма (ст. 749, 761). Чаще других здесь наблюдаются неровные, сильно извилистые с раздувами и пережимами, осложненные системой быстро выклинивающихся ответвлений прожилки существенно карбонатного состава (кальцит, арагонит). В этих раздувах и пустотках эффузивов формируются друзы и щетки кальцита (рис. 13),

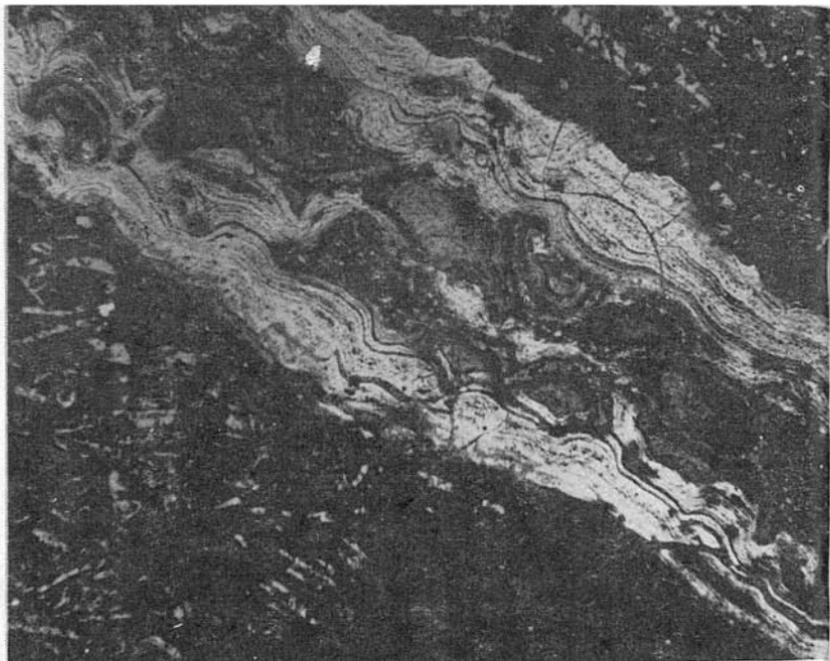


Рис.14. Рудные прожилки симметричного строения. Увел. 40.

часть которых покрыта пленками вернадита, интенсивно обогащенными микроорганизмами. Мощность карбонатных прожилков 0,3–2,5 мм.

Рудные прожилки выполнены оксидами и гидроксидами марганца ($9,6\text{ÅMn}$ – минерал, вернадит); $9,6\text{ÅMn}$ – оксид преобладает. В единичных случаях рудные прожилки характеризуются симметричным строением: по стенкам трещин отлагается железо-марганцевое вещество, осевая часть выполнена остатками микроорганизмов (рис.14).

Органогенные текстуры ЖМО в различных количествах наблюдаются повсеместно до глубин 3600 м, у подножия гайота (4800 м) они обнаружены в единичных нодулях.

Остатки раковин фораминифер, червеобразные формы и полости ходов илоедов наиболее часты в ЖМК и корковых конкреционных образованиях; для рудных корок типичны лишь скопления ходов илоедов.

Хорошая сохранность органогенных текстур наблюдается на поверхностях ЖМО и в приповерхностных частях рудных оболочек. Глубже, по разрезу ЖМО, они интенсивно покрываются или "инкрустируются" изнутри рудным веществом, образуя своеобразные псевдоморфозы с небольшими реликтами органики. Такие ходы илоедов наиболее широко развиты в приядерных частях рудной оболочки и фосфатизированных ядрах (ст. 754).

Микроорганогенные текстуры фораминифер наблюдаются в областях проявления пострудных гидротермальных процессов (ст. 749, 761). Пространственно они тяготеют к пленкам вернадита, покрывающего кристаллы друз кальцита, где фораминиферы образуют пятнистые и площадные скопления.

Органогенные текстуры на поверхностях ЖМО и внутри них описаны неоднократно. Рассматривая значение микроорганизмов в процессе океанического рудоотложения, ряд исследователей считают, что они не только способствуют росту ЖМО (увеличивают поверхность осаждения и создают суперструктуру, на которой накапливаются оксиды железа и марганца или являются катализаторами), но и сами могут секретировать железо и марганец /28, 30, 35/. Многие положения при решении этого вопроса не ясны, дискуссионны и требуют специальной проработки.

По распространенности всё морфологическое разнообразие микротекстур подразделяется на две группы: 1) главные микротекстуры (тонкопараллельнослоистые, дендритовидные, колончатые, коконовидные, оолитовые, глобулярные) и 2) второстепенные (катакластические, органогенные). Однако это выделение условно и в других морфоструктурах океана может варьировать значительно.

Удельная роль каждого типа микротекстур индивидуальных ЖМО различна и зависит от времени зарождения и оформления конкретных нодулей в общем процессе рудоотложения. При этом в некоторых оболочках ЖМО они представлены в виде полного набора их разновидностей, в других - частично.

Рудные прослои тонкого параллельно-слоистого строения занимают главенствующее место среди других микротекстур и являются типичными образованиями седиментационного генезиса /1, 9, 58, 61, 64, 159/.

Образуясь на различных этапах формирования ЖМО, тонкополосчатая микротекстура фиксируется в любой части разреза рудной обо-

лочки. При этом отмечается тенденция их постоянного присутствия в приадресной и приповерхностных (плывчатая разновидность) частях, характеризующая начальный и заключительный этапы роста ЖМО.

Основная масса дендритовидных, колончатых, коконовидных и в меньшей степени, оолитовых микротекстур образовалась в результате осложнения, перераспределения и перестройки тонкополосчатых разновидностей. Изучение вопросов о их пространственно-временных соотношениях показало, что они формируются на всех стадиях развития ЖМО.

Границы тонкополосчатых агрегатов с другими текстурными типами не однозначны: они могут быть резкими, но в большинстве случаев наблюдаются постепенные переходы между ними, что указывает на их генетическую общность; взаимные переходы текстур друг в друга представляют собой общий класс явлений, связанных процессами непосредственного осаждения гидроксидов и оксидов железа и марганца из морской воды.

Находки дендритовидных, колончатых и оолитовых микротекстур в ЖМО седиментационного и диагенетического генезиса, различными механизмами их формирования /10, 15, 36, 37, 64/ свидетельствуют о широком диапазоне возможностей их образования, что не позволяет рассматривать их как однозначные критерии диагенетических ЖМО.

Основные рудные минералы железо-марганцевых образований — оксиды железа и марганца являются не только носителями промышленно важных компонентов (Mn, Cu, Ni, Co и др.), но и способствуют выявлению, а также решению отдельных вопросов океанического рудогенеза /2, 3, 18-21, 36, 37, 54, 77, 95-98/.

Специфической особенностью аутигенных минералов ЖМК являются их тончайшие взаимные прорастания, непостоянство и слабая раскристаллизация железо-марганцевых фаз. Все это затрудняет диагностику минерального состава рудных океанических образований, а следовательно, и подходы к решению общих вопросов.

Впервые основные марганцевые минералы: ICa , $7A$ — манганиты и δ — MnO_2 в железо-марганцевых стяжениях были установлены Б.Бузером и А.Грютером, которые показали характерный набор их рефлексов и предложили возможную модель структуры ICa — манганита /III/. Несколько позже эти выводы были подтверждены работами Глазби, Сорема и Фьюкеса, Хальсаха и др. /2, 3, II2, II4-II6, I2I, I26, I28, I32, I34, I39, I56, I58, I62-I65/.

Наиболее полная сводка по минералогии ЖМК дана Р.Бернсом и В.Бернс в 1977 г., где ими проведен детальный анализ состояния изученности вопросов минералогии океанических железо-марганцевых образований и номенклатуры оксидов марганца /IC7-III/.

На современном этапе изучению минералогии Fe-Mn осадков, особенно вопросов, связанных с диагностикой Mn-минералов, посвящены многочисленные исследования, среди которых выделяется серия работ, посвященных исследованиям структурных особенностей этих минералов /26-33, 78-93, 95/.

Тем не менее, данных, касающихся распределения минеральных фаз в железо-марганцевых образованиях отдельных регионов, больших и малых морфоструктур, а также вопросов, связанных с изучением вариаций минералов в пределах индивидуальных конкреций, до сих пор недостаточно. Приведенные результаты исследований вещественного состава железо-марганцевых образований гайота Ламонт, полученные нами, дополняют имеющиеся по этим вопросам сведения.

Первичная обработка вещественного состава ЖМО была выполне-

на на борту судна*. Детальное изучение рудных оболочек и отдельных ядер этих образований проведено в лабораториях ИГиГ СО АН СССР.

Методы и аппаратура

При диагностике минералов использовались оптические, химические, рентгенографический, термический и К-спектроскопический методы. Считаю необходимым заметить, что метод ИК-спектроскопии при диагностике оксидов марганца до сих пор применяется незаслуженно ограниченно, хотя и несет в себе значительную структурную информацию /26-30, 51, 100, 115, 150-152, 167/. Выборочно, для отдельных образцов использовался метод высокоразрешающей электронной микроскопии и сканирующий микроскоп.

Рентгенографические исследования были выполнены на приборе ДРОН-УМ-1, сик α монохроматизировано, шкала 300 имп/с и 1000 имп/с, $s = 5$ и 2 , соответственно, $v = 40$ кВ, $I = 24$ мА. Скорость счетчика 1⁰/мин. Термический анализ проведен на дериватографе фирмы MOM при следующих условиях: скорость нагревания 15⁰/мин ДТА, ДТТ - 1,5, ТГ - 50 мг, навеска 100 мг. ИК-спектры получены на приборах "Спекорд-75 К", "UR-20". Образцы готовились по методу прессования таблеток с КВг. Обычно анализам подвергалась средняя проба рудного вещества, отобранная с оптическим контролем.

Для решения специальных задач (минеральной асимметрии, вариаций минерального состава по разрезу рудных оболочек и периметру их единичных слоев, а также в отдельных специфических нодулях) определения проводились в микропробах, предварительно охарактеризованных оптически.

Для идентификации 9,8А мп-минерала исследуемые пробы дополнительно подвергались температурной обработке.

* Макроскопическое определение новообразованных минералов и выделение мономинеральных фракций выполнены Б.И.Сребродольским, рентгенографический анализ - Т.Н.Григорьевой, М.Ф.Эйберманом.

Результаты исследований

Минералогическое изучение рудной составляющей железо-марганцевых отложений в пределах гайота Ламонт позволило проидентифицировать оксиды марганца. Среди них были установлены: вернадит, бузерит-I, бернессит, $9,8\text{\AA}$ (?)—минерал, выделенный в природных объектах впервые.

Показано, что все оксиды марганца в различных вариантах и количественных соотношениях ассоциируют друг с другом, а также с рентгеноаморфными оксидами и гидроксидами железа (гематит, гидрогематит, гетит, гидрогетит и др.) и марганца. В некоторых случаях среди рудного материала ЖМК отмечается примесь аморфного кремнезема.

Ядра изученных железо-марганцевых образований наиболее часто представлены измененными эффузивами, их туфами, плотными тонкозернистыми фосфатами и фосфатизированными породами. Среди них, в цементе брекчий и туфобрекчий, в прожилках отдельных рудных обособлений, а также в кластическом материале рудных оболочек установлены: кварц, полевые шпаты, франколит, смектит (ди- и три-), железистый хлорит, смешанослойный хлорит-смектит (60/40 и 30/70% соответственно), филлипсит, натролит, серпентин, кальцит.

Кроме минеральных образований в железо-марганцевых отложениях в значительном количестве присутствуют органические остатки: форамниферы, илоеды и др.

Состав марганцевой фазы рудных оболочек отдельных станций

Преобладающим рудным минералом железо-марганцевых образований, поднятых в интервале глубин 1250–4800 м на СЗ, З, ЮЗ и СВ склонах гайота, является вернадит — MnO_2 .

В ЖМО ст. 772, 768, 767, 776, 775 он является единственным марганцевым минералом, в то время как в ЖМО ст. 777, 790, 754, 753, 789, 788 вернадит, образуя тончайшие взаимные прорастания, ассоциирует с $9,8\text{\AA}$ Mn-минералом, а на ст. 761, 762 с $9,8\text{\AA}$ Mn-минералом и бернесситом.

Макроскопически плотные разновидности вернадита характеризуются смоляно-черным цветом, раковистым изломом и типичной для

этого минерала темно-коричневой чертой. Раствор его порошка H_2SO_4 (I:I) без подогрева окрашивается в лиловый цвет. В отраженном свете вернадит изотропен и обладает скрытокристаллическим и коллоидным строением.

Значительные количества чистого вернадита зафиксированы лишь в рудных железо-марганцевых конкрециях и их сростках радиально-лучистого строения (ст. 767, 772), что, однако, не исключает наличия подобных агрегатов и в отдельных корковых конкреционных образованиях и корках.

Вернадит рудных оболочек железо-марганцевых образований, ядра которых представлены измененными эффузивами, их туфами и фосфатизированными породами, обычно находится в тесном сростании с гидроксидами железа и марганца и нередко обогащен кластическим материалом. При этом цвет черты вернадита меняется: в ЖМО где рудная составляющая обогащена гидроксидами Mn, она становится более темной, в случае ее обогащения железом — красноватобурой.

Как показали наши исследования, $9,8\overset{\circ}{A}$ — марганцевый минерал, так же как и вернадит, но в значительно меньших количествах постоянно присутствует в рудных отложениях СЗ, З, ЮЗ и СВ склонов в интервале глубин 1250–3500 м. Выделить его агрегаты не представляется возможным, за исключением образцов ст. 754, 749, 761 где он образует небольшие анизотропные скопления в трещинах ЖМО и волосовидные микроритмы, характеризующиеся более высокой отражательной способностью, чем вернадит.

На глубинах более 3600 м $9,8\overset{\circ}{A}_{Mn}$ — минерал не обнаружен, здесь установлен только вернадит (табл. 4). Бернессит в заметных количествах отмечается лишь в привершинной части крутого северо-западного склона гайота Ламонт (ст. 762).

Минеральный состав железо-марганцевых образований приповерхностной части СВ склона своеобразен: на ст. 748 во всех исследуемых образцах установлен один вернадит, а на ст. 749, расположенной рядом, в образцах со следами гидротермальных изменений преобладает $9,8\overset{\circ}{A}_{Mn}$ — минерал; в качестве примеси отмечается вернадит и в меньшей степени бернессит. В единичных образцах этой станции основной минерал представлен $9,8\overset{\circ}{A}(\?)$ оксидом Mn.

Типичные рентгенограммы и ИК-спектры установленных нами вернадита, $9,8\overset{\circ}{A}_{Mn}$ — минералов и бернессита приведены на рис. 15, 16

Распределение Mn-минералов в отдельных морфотипах ЭМО:
верх-низ, по разрезу и периметру рудных слоев

Место взятия ЭМО глубина, м	Станция, номер образца	Морфотип	Место взятия пробы в ЭМО	Минераль- ный состав	Тип асимметрии	
					метри- ческий, мм	структурный (ха- рактер поверх- ности)
СВ 3000	788	Кконо	Верх Низ	w+9,8Å w+9,8Å		Бугорчатая Бугорчатая, <u>остробугорчатая</u>
Ю 1900- 2100	768/34	ЖМК	Верх Низ	w+9,8Å w+9,8Å	8 1,5	Сглаженно-бугор- чатая Бугорчатая
Ю 1900- 2000	768/38	ЖМК	Верх Низ	w+9,8Å w+9,8Å	8 2,5	Сглаженно-бугор- чатая Бугорчатая
Ю 1560- 1700	772/9	ЖМК	Приповерхностный слой Приядерный слой	w w		Бугорчатая
"	767	ЖМК	Приповерхностный слой Приядерный слой Ядро	w w w		Ботриоидально- бугорчатая
Ю 1560- 1700	772(I)	Трех- угольной формы Кконо	1-я сторона 2-я сторона 3-я сторона	w+9,8Å w+9,8Å w+9,8Å		Шероховатая
Ю 1900- 2100	768	Кконо	Приядерный слой Ядро	w w		Бугорчатая
Ю 1700- 1560	772	Кконо	Верх Низ Бок Верх II } приядер- Низ II } ный слой	w w w w+9,8Å w+9,8Å	6 7	Комковато-бот- риоидальная Ботриоидальная Сглаженно-бот- риоидальная
СВ 1400- 1600	790	ЖМК	Верх Низ Бок левый Бок правый Ядро	w w+BwI w w+B+9,8Å Измененный аффузив	5 0,5	Бугорчатая Бугорчато- сглаженная "-" "-"
Ю 3000	767	Кконо	Верх левый Низ Верх правый Бок правый Бок левый Верх левый Верх правый Низ	w w w w w w w w	27 30	Сглаженно-бот- риоидальная Ботриоидально- сосцевидная Сглаженно-бот- риоидальная Бугорчато-бот- риоидальная "-"

Примечание. w - вернадит; 9,8Å - mn-минерал; Б - бернессит; ЖМК - железомарганцевые конкреции; Кконо - корковые конкреционные образования; wI - бузирит-I.

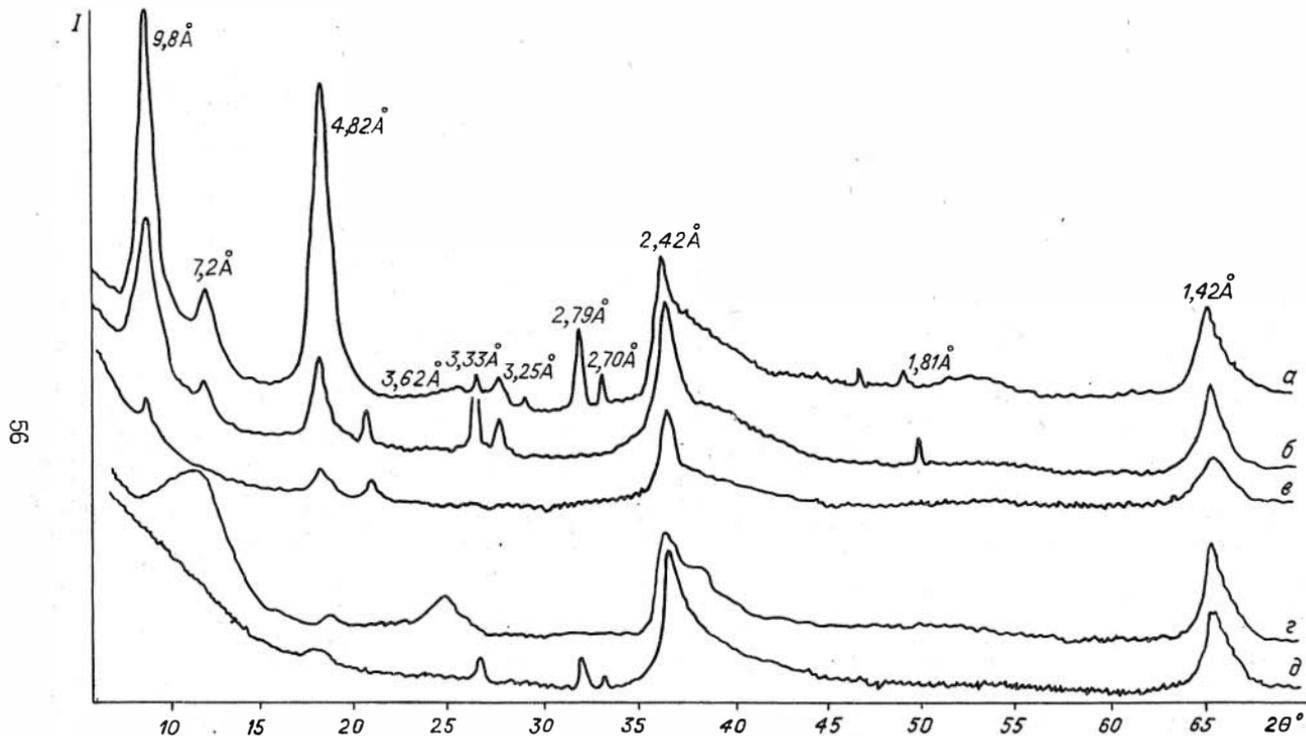
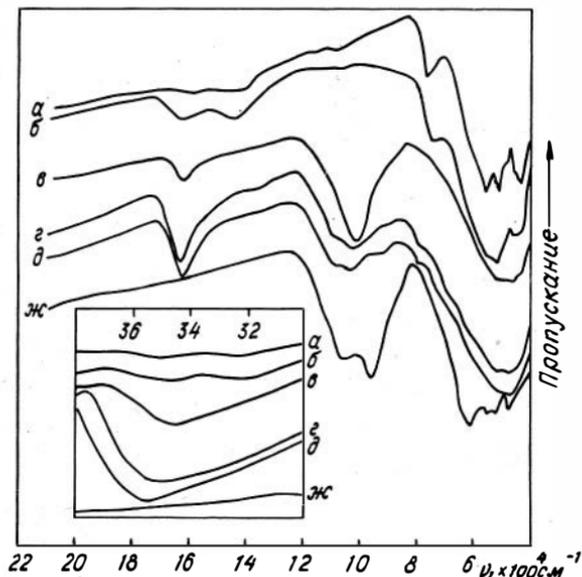


Рис.15. Дифрактограммы Mn-минералов гайота Ламонт: а - 9,8 Å + 7,2 Å Mn-минерал, кварц (кв.), полевой шпат (п/ш), ст.748; б - 9,8 Å + 7,2 Å Mn-минерал, кв., п/ш, ст.790; в - 9,8 Å + Mn-минерал, кв., ст.772; г - 7,2 Å Mn-минерал, ст.790; д - 9,8 Å Mn-минерал, кв., п/ш, ст.790

Рис.16. ИК - спектры
Mn-минералов:

а - тодорокит из Чарко-Родондо, Куба; б - тодорокит Т-10, Тихий океан; в - бузерит - I, обр. ст.823, гайот Ламонт; г - исх. исслед. обр. ст.749, гайот Ламонт; д - исслед. обр. ст.749, отожженный при $T=105^{\circ}\text{C}$, $t = 8 \text{ ч.}$; ж - отожженный при $T = 800^{\circ}\text{C}$, $t = 2 \text{ ч.}$, обр.749, гайот Ламонт.



Из приведенных данных видно, что степень упорядоченности, а также их количественное содержание в пробах различны.

В связи с тем, что $9,8 \text{ \AA}$ Mn-минералы объединяют собой группу различных по структуре фаз (тодорокит, бузерит-I, II, асболан и их смешанослойные разновидности), диагностика которых затруднена, считаем необходимым остановиться на их основных свойствах более подробно.

Собственно тодорокит, обладая туннельной структурой, довольно устойчив к воздействию температур. Трансформация его структуры происходит при $T = 500-600^{\circ}\text{C}$ /4I, 42, 80, 84, 9I, 92, 99, 100, II6, 120, 158/. Бузерит-I легко теряет межслоевую воду при $T=105^{\circ}\text{C}$ и переходит в 7 \AA Mn-фазу /8I, 85, 89, 92, II6, 12I, 127/. У асболанов деструкция структуры наступает при $T = 150-300^{\circ}\text{C}$ /82, 83, 86, 88, 93/. Следовательно, поведение $9,8 \text{ \AA}$ Mn-минералов при нагревании является одним из дополнительных признаков, способствующих разделению этих фаз.

Установленный $9,8 \text{ \AA}$ Mn-минерал на гайоте Ламонт имеет различную степень структурной упорядоченности: от хорошо окристал-

Данные ИК-спектроскопического анализа Mn-минералов

Тк	Т-Ю	749-8а	823	Асболан Со-Ni
435 с	435	-	-	-
460	460	-	-	-
-	-	475	475	-
490	-	-	-	-
515 с	520 с	525	525	525
550 с	560 с	-	-	-
640	640	-	-	-
760 ср	760 ср	-	-	-
950	920	-	-	-
1080	1080	-	-	-
1145	1100	-	-	-
1420	1420	1420	-	-
1640	1640	1640	1640	1600
-	-	-	-	1730
3150	3160	-	-	-
3450	3420	3420	3420	3500
-	-	-	-	3640

Примечание. Тк - кубинский тодорокит (эталон); Т-Ю - тодорокит (Т_Т); 823 - бузерит-I, 749-8а - исследуемый минерал, с - сильная линия, ср - средняя линия.

лизованного, где четко фиксируются рефлексy 9,8 Å (J = 80), 4,82 Å (J = 100), 2,47 Å (J = 60), 1,42 Å (J = 30) (рис. 15а), до полностью неупорядоченного - на рентгенограмме отсутствует рефлекс 9,8 Å (рис. 15д).

Точную идентификацию этих слабо раскристаллизованных 9,8 Å Mn-минералов рентгенографически провести невозможно, так как рефлекс 9,8 Å в основной массе проб имеет слабую интенсивность или полностью отсутствует (рис. 15 в, г, д).

Особое внимание нами уделено диагностике 9,8 Å (?) Mn-оксида, обнаруженного на ст. 749 - обр. 8а.

Электронно-микроскопическое исследование показало, что егy спутанно-волокнистые агрегаты сложены нечетко выраженными, слабо

удлиненными кристаллами, напоминающими бузерит-I, но которые резко отличаются от тодорокита.

Физико-химическими исследованиями $9,8 \text{ \AA}$ (?) Mn-минерала установлена нестандартность его структурных характеристик по сравнению с таковыми тодорокита, бузерита-I и асболона.

Так, сравнение ИК-спектров обр. 749-8а с ИК-спектрами ранее установленных тодорокита, бузерита-I и асболона по форме и величине основных полос поглощения деформационных и валентных колебаний воды позволяет отнести исследуемый $9,8 \text{ \AA}$ (?) Mn-минерал к фазе типа бузерит (табл. 5, рис. 16).

Кривые ДТА $9,8 \text{ \AA}$ (?) Mn-минерала и бузерита-I подобны (основные эндо- и экзопики бузерита-I - 120, 260, 310, 640 °C, потеря H_2O - 26 %; $9,8 \text{ \AA}$ (?) Mn-минерал - 120, 260, 300, 460, 630 °C, потеря H_2O - 37 %), за исключением наличия дополнительного эндопика при $T = 460 \text{ }^\circ\text{C}$ у $9,8 \text{ \AA}$ (?) Mn-минерала. А их различная термическая устойчивость, по-видимому, связана с разным мотивом расположения воды и OH-групп в структуре.

Рентгенографический анализ отожженных образцов $9,8 \text{ \AA}$ (?) Mn-минерала ($T = 105 \text{ }^\circ\text{C}$, $t = 1, 10 \text{ ч}$; $T = 200, 300, 400, 500 \text{ }^\circ\text{C}$, $t = 1 \text{ ч}$) в воздушной среде показал отличную от бузерита-I картину.

Первоначальная дифрактограмма при отжиге ($T = 105 \text{ }^\circ\text{C}$, $t = 1 \text{ ч}$) не меняется. Незначительный сдвиг межплоскостного расстояния с $9,8 \text{ \AA}$ до $9,6 \text{ \AA}$ (при стабильном положении, форме и интенсивности рефлекса $7,2 \text{ \AA}$) зафиксирован при увеличении выдержки до 10 ч (рис. 17 б).

Противоречивость данных ИК-спектроскопии, термического анализа и низкотемпературной обработки не позволяет отнести выделенную разновидность $9,8 \text{ \AA}$ (?) Mn-минерала к бузериту-I.

При дальнейшем повышении температуры до $200 \text{ }^\circ\text{C}$ наблюдается резкое изменение интенсивности рефлекса (001) и его сдвиг до $9,4 \text{ \AA}$. При этом интенсивность рефлекса $4,8 \text{ \AA}$ (002) сохраняется (рис. 17 в). Изменение интенсивности дифракционной картины исследуемого $9,8 \text{ \AA}$ (?) Mn-минерала начинается только при $T = 300 \text{ }^\circ\text{C}$, в то время как структура асболонов в этих условиях разрушается полностью, что отличает его от последних (рис. 17 г).

Однако следует иметь в виду, что значительное изменение интенсивности рефлексов и относительно высокое содержание Ni

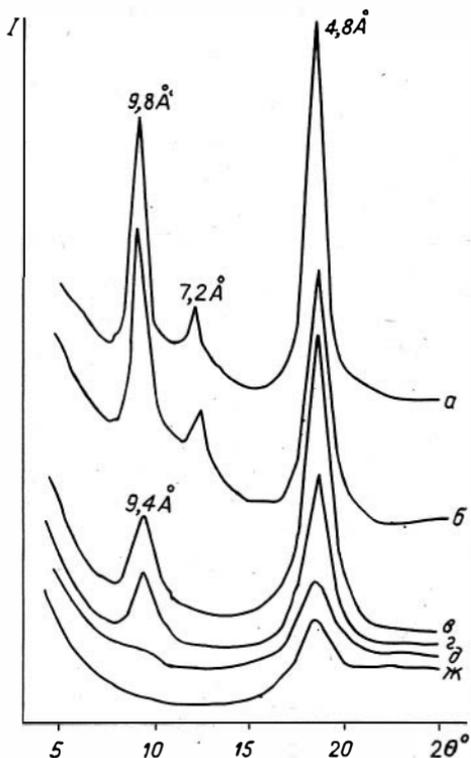


Рис. I7. Фрагменты рентгенограмм исходного и отожженного 9,8 Å (?) Mn-минерала: а - исходный, обр. 749-8а; б - $T=105^{\circ}\text{C}$ ($t=10$ ч); в - $T=200^{\circ}\text{C}$; г - $T=300^{\circ}\text{C}$; д - $T=500^{\circ}\text{C}$; ж - 600°C ($t=1$ ч)

(1,4 %) по сравнению с его содержанием в других железо-марганцевых образованиях на ст. 76I, 790, 762 ($\sim 0,4$ %) не исключают присутствия в нем асболовой составляющей. Деструкция 9,8 Å (?) Mn-оксида, как и у плохо окристаллизованного тодорокита, начинается при $T = 400^{\circ}\text{C}$ и продолжается при более высоких температурах, хотя его первоначальная дифракционная картина соответствует хорошо окристаллизованному тодорокиту. На рентгенограммах рефлекс 9,8 Å почти полностью исчезает при $T = 500, 600^{\circ}\text{C}$, что соответствует Mn-минералу, у которого отсутствует дальний порядок в структуре (рис. I7 д, ж). Полная трансформация 9,8 Å (?) Mn-минерала в якосит происходит при $T = 1000^{\circ}\text{C}$.

Расчет параметров субмикроскопической структуры 9,8 Å (?) Mn-оксида методом моментов (эталон тодорокит из Чарко-Родондо)

показал, что для него характерны незначительные размеры областей когерентного рассеяния ($OKP = 125 \text{ \AA}$) при среднеквадратичных микроскажениях ($M_s = 7,3 \cdot 10^{-3}$)*, что отличает их от параметров супермикроскопической структуры тодорокитов /19, 21/.

Противоречивые результаты физико-химических исследований выделенного нами $9,8 \text{ \AA}$ (?) Mn-минерала (ИК - бузерит-I, ДТА - бузерит-I, дифрактограммы исходного и отожженного минерала - тодорокит, ЭМИ - бузерит-I, химический состав - асболан) не позволяют отнести его к конкретной $9,8 \text{ \AA}$ Mn-фазе, известной в настоящее время.

Однако набор полученных характеристик позволяет нам высказать мнение, что исследуемый $9,8 \text{ \AA}$ (?) Mn-минерал ближе всего соответствует асболан-бузериту, либо бузериту-II с необычными структурными характеристиками /88, 89, 99/. Его полная идентификация требует дальнейших исследований и поиска новых методов.

Локальное распределение минерального состава

Локальные вариации минерального состава Fe/Mn образований гайота Ламонт рассмотрены для различных морфотипов ЭМО и отдельных ЭМК и Кцоно, характеризующихся асимметрией рудной оболочки (ст. 788, 768/34, 768/38, 772, 790, 767), а также по ее разрезу (ст. 772/д-I, 767, 790) и периметру единичных слоев (см. табл.4).

Установлено, что минеральный состав рудных оболочек ЭМК, Кцоно и корок подчиняется общей тенденции распределения минерального состава гайота Ламонт.

Основным Mn-минералом всех морфотипов является вернадит, который нередко ассоциирует с $9,8 \text{ \AA}$ Mn-минералом. Последний в незначительных количествах присутствует в рудных железо-марганцевых конкрециях и корковых конкреционных образованиях (ст.788, 768) и более широко распространен в рудных корках (ст. 772).

Минеральная асимметрия в исследованных образцах практически не проявляется. Как видно из табл. 4, ЭМК и Кцоно, поднятые на западном, южном, северо-восточном склонах на глубинах до 3000 м, при наличии слабо выраженной метрической и структурной асиммет-

* Расчет произведен Л.В.Миловой.

рии, характеризуются постоянством минерального состава верхней и нижней поверхности рудных оболочек (обр. 788, 768/34, 772, 790, 767). Изменения минерального состава рудного вещества отмечают лишь в единичных ЖМК, поднятых на южном склоне: их верхняя, слабо-бугорчатая поверхность сложена вернадитом, в то время как нижняя, менее мощная, с ярко выраженной бугорчатой текстурой, скоплениями сростков вернадита и $9,8 \text{ \AA}$ Mn-минерала.

Заметные локальные вариации минерального состава при изучении минералогии отдельных рудных слоев по разрезу от поверхности к ядру и по их периметру отсутствуют (см. табл. 4). Однако Кконо (ст. 772) мономинеральный вернадитовый поверхностный слой сменяется прищерным слоем более сложного состава (вернадит + $9,8 \text{ \AA}$ Mn-минерал). В ЖМК (ст. 790, северо-восток) по разрезу в целом изменений минерального состава не наблюдается, лишь отмечается обогащение бузеритом-I вернадитового слоя в его нижней части. Кроме этого, минеральный состав боковой части этого ЖМК усложняется: вернадит, бузерит-I, бернессит.

Особенностью вещественного состава ЖМО гайота Ламонт является постоянство минералогического состава.

Основным рудообразующим минералом нодулей и корок, поднятых на разных батиметрических уровнях СЗ, З, Ю и СВ направлений, является вернадит, что свидетельствует о близких условиях минералообразования.

Наличие $9,8 \text{ \AA}$ Mn-минерала и бернессита в приповерхностных железо-марганцевых образованиях СЗ склона связано с локальными колебаниями физико-химической обстановки.

Практически полное отсутствие вариаций минеральных ассоциаций в различных морфотипах ЖМО, а также в отдельных слоях и по разрезу ЖМК и Кконо дополнительно свидетельствует о седиментационном механизме образования рудных осадков.

Комплексом методов впервые среди оксидов марганца гайота Ламонт выделена и предварительно описана ранее не встречающаяся в литературе $9,8 \text{ \AA}$ Mn-фаза.

В данной главе приводится общая характеристика химического состава рудных оболочек ЖМО, результаты изучения содержаний основных и малых элементов, сведения об их ассоциациях и распределении по площади гайота. Показана геохимическая специализация РЗЭ.

Аналитические определения химического состава ЖМО проводились комплексом различных методов: классическим химическим, атомно-абсорбционным, рентгеноспектральным, нейтронно-активационным, спектральным. Отобранные для анализа пробы высушивались при комнатной температуре, затем растирались в агатовой ступке при увлажнении спиртом.

Полный силикатный анализ рудной составляющей и отдельных ядер ЖМО выполнен на рентгеноспектральном флуоресцентном приборе VRA-2 фирмы Карл-Цейс, Йена в центральной аналитической лаборатории "Запсибгеология", г.Новокузнецк. Полуколичественный спектральный анализ проведен там же.

Содержание Fe, Mn, Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Mg, Cd, Rb, Cs, Mo и других элементов в рудных оболочках определялись атомно-абсорбционным методом в лаборатории химических и спектральных анализов ИГиГ СО АН СССР (аналитики Н.Я.Аксенова и И.Ю.Иванченко). При этом Mg, Mn, Fe, Cu, Ni, Co, Pb, Cd, Cs, Rb определялись в пламени ацетилен-воздух, а Ti, Cr, V, Sr, Ba, Mo - в пламени закиси азота-ацетилен.

Для определения РЗЭ использовался нейтронно-активационный метод (ИГиГ СО АН СССР, аналитики В.А.Бобров, А.С.Степин).

Обычно анализировалась средняя проба рудной оболочки. При решении специальных задач исследуемый материал отбирался по разрезу или периметру отдельных прослоев, а в случаях асимметричного строения ЖМО - верх, низ; отбор всех проб сопровождался оптическим контролем.

Статистическая обработка результатов химического анализа осуществлена Г.А.Третьяковой и Е.І.Третьяковой.

В выборку ($n = 120$) включены результаты только атомно-абсорбционного метода. Для получения достоверных данных часть их была перепроверена и показала хорошую сходимость.

Всего по материалам 14 станций, расположенных на глубинах 1250-4800 м, выполнено более 240 анализов разного типа.

Общая характеристика химического состава ЖМО

Рудная оболочка ЖМО представляет собой сложный агрегат тонко сросшихся оксидов и гидроксидов железа и марганца с пелитоморфно-глинистым материалом. Нередко последний образует тончайшие прослои в оолитах или выполняет межглобулитовые и междендритовые пространства.

Общие сведения о химическом составе рудной составляющей ЖМО гайота приведены в табл. 6, 7, а соотношение рудной и силикатной частей - в табл. 8.

О содержании алумосиликатной составляющей можно судить по сумме $SiO_2 + Al_2O_3$. В рудных оболочках различных типов ЖМО она

Состав рудных оболочек ЖМО (в %) и значения марганцевого модуля (Mn/Fe)

Номер образца	Место взятия	Глубина, м	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	P ₂ O ₅	П.п.
748-12а	Вершина	I250- -1400	19,80	9,05	1,23	2,02	27,61	2,15	3,14	1,11	13,
748-17	"	"	22,58	12,56	1,67	2,71	25,99	2,55	3,55	2,21	14,
748-24	"	"	15,20	5,22	1,51	1,36	35,22	2,25	3,28	0,78	14,
749-22	"	I270- -1400	22,33	9,67	1,85	1,92	32,20	2,05	3,30	1,27	15,
749-2	"	"	20,80	8,98	1,21	2,20	27,70	2,15	2,87	0,95	13,
772-9-28	КЗ	1800	22,80	10,99	1,65	2,51	23,40	2,57	2,73	0,98	13,
772-20- -59	"	"	18,60	6,04	1,50	1,67	31,70	2,45	3,14	0,88	14,
768/38д	"	2200	24,50	13,47	1,48	2,26	22,27	1,84	3,55	1,05	13,
768/40д	"	"	21,40	8,46	1,32	1,71	29,07	2,04	3,28	0,96	14,
767-3	"	3000	21,41	15,79	1,99	3,79	23,83	2,00	3,05	1,16	9,
767-6	"	"	19,43	36,61	2,31	10,83	10,86	2,80	2,13	0,88	9,
767-40	"	"	23,30	10,48	2,32	2,09	30,84	1,90	3,30	1,12	12,
767-41а	"	"	19,00	8,47	2,10	2,11	29,70	2,04	3,69	0,79	14,
767-41б	"	"	18,60	8,39	1,92	2,25	29,40	1,94	3,42	0,77	14,
775-4	3	4800	20,50	13,33	1,69	3,71	25,39	2,15	3,01	0,70	13,
776-2- -21а	3	3600	25,40	10,16	1,84	2,89	25,20	1,74	3,42	1,02	11,
790-47	СВ	2000	19,00	6,92	1,29	1,56	30,69	2,15	3,42	0,87	13,
790-57	"	"	20,28	9,99	1,78	1,89	33,08	2,30	3,13	1,41	15,
789-13-8	"	2600	21,10	10,45	1,36	2,20	27,50	1,94	2,87	0,85	н/
788-2м-4	"	3200	21,90	11,60	1,82	2,89	24,94	1,94	2,73	0,70	13,
761-10	СЗ	2000	22,20	20,47	1,47	4,50	16,48	2,11	4,18	1,37	11,
754-7	"	3000	24,60	14,25	1,59	2,66	20,49	1,69	2,91	1,12	13,
753-7	"	3400	22,10	14,21	1,67	3,55	21,50	2,15	3,28	1,22	13,

* Здесь и далее н/м - нет материала.

варьирует в пределах 6,58–24,98 %, но преобладают значения больше 1 % и меньше 14 %. Самые низкие ее содержания (6,58, 8,48 %) зафиксированы в корках–конкрециях, поднятых на вершине гайота обр. 748–48, глубина 1250 м) и на СВ его склоне (обр. 790–47, глубина 2000 м), а наиболее высокие (47,44, 24,97 %) – в Кконо-УМК на ЮЗ и СЗ склонах (соответственно: обр. 767–6, глубина 1000 м; обр. 761–10, глубина 1400). Замечено, что максимальные значения $SiO_2 + Al_2O_3$ соответствуют тем рудным оболочкам, в составе которых отмечаются повышенные содержания железа, и где оно либо преобладает над марганцем, либо их количества близки (см. табл. 8).

Содержание окислов главных рудных компонентов ($MnO + Fe_2O_3$)

Таблица 6

O_2	K_2O	Na_2O	Cu	Zn	Pb	Co	Ni	Cr_2O_3	V_2O_5	Mo	Ba	Mn/Fe
41	0,53	2,29	0,072	0,0576	0,186	0,774	0,616	0,0066	0,110	0,053	0,120	1,53
70	0,32	1,58	0,062	0,056	0,176	0,810	0,618	0,005	0,080	0,005	0,500	1,27
н/м	0,79	2,29	0,160	0,088	0,214	0,730	0,900	0,003	0,067	0,075	н/м	2,55
50	0,24	1,46	0,107	0,062	0,194	0,770	0,685	0,005	0,060	0,050	0,500	1,59
н/м	0,76	2,43	0,072	0,064	0,186	0,774	0,608	–	0,100	0,050	0,117	1,46
27	0,62	2,21	0,056	0,049	0,177	0,600	0,379	0,0172	0,110	0,050	0,108	1,13
13	0,69	2,14	0,136	0,080	0,205	0,703	0,869	0,0046	0,110	0,062	0,171	1,87
55	0,75	2,29	0,056	0,047	0,167	0,545	0,316	0,0073	0,110	0,039	0,117	1,00
27	0,67	2,14	0,064	0,058	0,186	0,719	0,537	0,0046	0,110	0,055	0,135	1,49
48	1,50	2,30	0,178	0,064	0,144	0,270	0,537	0,005	0,060	0,030	0,500	1,22
24	2,00	2,00	0,066	0,033	0,065	0,270	0,196	0,015	0,040	0,005	0,500	0,61
28	0,54	1,75	0,160	0,060	0,154	0,640	0,577	0,003	0,090	0,030	0,500	1,46
41	0,76	2,14	0,200	0,066	0,149	0,624	0,632	0,0059	0,091	0,046	0,180	1,72
27	0,76	2,07	0,208	0,066	0,139	0,540	0,632	0,0033	0,094	0,044	0,225	1,74
27	0,89	1,90	0,240	0,060	0,112	0,411	0,632	0,0059	0,094	0,041	0,162	1,36
41	0,70	1,80	0,232	0,080	0,205	0,316	0,348	0,0160	0,140	0,071	–	1,09
13	0,66	2,18	0,088	0,065	0,190	0,790	0,679	0,0063	0,120	0,062	0,144	1,78
50	0,23	1,42	0,096	0,073	0,180	0,110	0,857	0,0120	0,080	0,050	0,500	1,79
55	0,70	1,85	0,112	0,064	0,205	0,656	0,585	–	0,110	0,058	0,153	1,43
27	0,80	2,14	0,168	0,058	0,149	0,561	0,411	0,0043	0,091	0,035	0,162	1,25
55	0,97	2,14	0,064	0,047	0,121	0,419	0,280	0,0413	0,085	0,028	0,099	0,82
55	0,67	2,00	0,110	0,053	0,160	0,390	0,300	0,0066	0,110	0,038	0,170	0,92
н/м	0,85	2,00	0,180	0,055	0,150	0,470	0,410	0,0056	0,082	0,027	н/м	1,07

Таблица 7

Состав рудных оболочек железо-марганцевых образований (атомно-абсорбционный анализ, в %) и значение марганцевого модуля (Mn/Fe)

Место взятия, глубина, м; номер образца	Na	K	Li	Mg	Ti	Mn	Fe	Cu	Zn	Pb	Co	Ni	Cr	V	Cd	Sr	Ba	Rb	Cs	Mo	Mn/Fe	
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	
Вершина																						
I250-1400																						
748-12	1,3	0,49	0,0009	0,97	0,80	21,1	13,0	0,056	0,076	0,19	0,76	0,54	0,0056	0,060	0,0003	0,13	0,11	0,0006	0,0003	0,058	1,62	
748-12a	1,4	0,47	0,0010	0,97	0,82	20,0	12,2	0,056	0,057	0,18	0,73	0,49	0,0040	0,060	0,0004	0,12	0,10	0,0006	0,0001	0,052	1,64	
748-12б	1,4	0,50	0,0014	1,07	0,83	20,7	12,8	0,100	0,063	0,18	0,58	0,57	0,0060	0,062	0,0004	0,12	0,13	0,0006	0,0002	0,056	1,62	
748-9a	1,5	0,54	0,0023	1,10	0,58	21,9	10,4	0,088	0,071	0,17	0,69	0,72	0,0040	0,064	0,0002	0,11	0,10	0,0007	0,0001	0,061	2,11	
748-24	1,3	0,60	0,0006	0,97	0,81	23,0	8,3	0,110	0,083	0,19	0,66	0,76	0,0040	0,064	0,0003	0,13	0,22	0,0005	0,0001	0,067	2,77	
748-51	1,6	0,50	0,0015	1,30	1,00	20,0	13,3	0,079	0,052	0,19	0,73	0,57	0,0060	0,064	0,0002	0,12	0,11	0,0007	0,0001	0,050	1,50	
749	1,4	0,55	0,0009	0,97	0,63	20,4	13,7	0,049	0,050	0,19	0,88	0,42	0,0050	0,056	0,0003	0,21	0,24	0,0005	0,0001	0,060	1,49	
749-8	1,4	0,59	0,0015	1,10	0,57	21,5	11,3	0,088	0,065	0,19	0,68	0,57	0,0050	0,058	0,0003	0,19	0,11	0,0006	0,0001	0,058	1,90	
749-82	1,3	0,58	0,0020	1,10	0,70	21,9	11,8	0,100	0,074	0,20	0,72	0,66	0,0100	0,060	0,0003	0,19	0,16	0,0006	0,0001	0,059	1,86	
749-8a	1,0	0,66	0,0053	3,10	0,18	24,2	11,0	0,360	0,200	0,08	0,29	2,90	0,0010	0,030	0,0006	0,08	0,15	0,0003	0,0001	0,040	12,74	
СЗ																						
3400																						
753-7	1,2	0,64	0,0014	0,84	1,11	15,4	13,0	0,140	0,053	0,15	0,40	0,35	0,0050	0,050	0,0006	0,11	0,11	0,0014	0,0001	0,028	1,18	
753-9	1,4	0,67	0,0013	0,97	1,19	15,4	13,9	0,130	0,056	0,14	0,37	0,32	0,0100	0,051	0,0006	0,12	0,12	0,0013	0,0001	0,033	1,11	
3000																						
754-2A	1,6	0,70	0,0007	1,10	1,09	18,0	12,4	0,160	0,054	0,12	0,50	0,39	0,0050	0,053	0,0006	0,18	0,12	0,0008	0,0001	0,040	1,45	
754-7	1,3	0,56	0,0006	0,74	0,95	16,5	15,9	0,100	0,050	0,15	0,38	0,25	0,0070	0,053	0,0006	0,13	0,13	0,0008	0,0001	0,038	1,04	
2000																						
761-10	1,3	0,75	0,0009	0,97	0,89	13,8	13,9	0,053	0,043	0,12	0,42	0,24	0,0310	0,053	0,0002	0,10	0,16	0,0015	0,0001	0,030	0,99	
761-9a	1,3	0,51	0,0006	0,84	0,91	17,3	13,5	0,028	0,045	0,16	0,57	0,29	0,0100	0,056	0,0002	0,18	0,15	0,0008	0,0001	0,035	1,28	
З																						
3600																						
776-8	1,2	0,61	0,0008	0,84	1,20	17,7	14,8	0,140	0,056	0,16	0,57	0,33	0,0060	0,050	0,0002	0,12	0,13	0,0011	0,0001	0,032	1,20	
776-8a	1,30	0,67	0,0005	0,87	1,40	21,1	12,2	0,170	0,061	0,13	0,57	0,47	0,005	0,051	0,0002	0,13	0,17	0,0007	0,0001	0,042	1,73	
776-5	1,50	0,58	0,0006	0,87	1,11	17,3	14,8	0,081	0,050	0,16	0,48	0,32	0,005	0,055	0,0002	0,12	0,13	0,0009	0,0001	0,032	1,17	
776-5a	1,60	0,67	0,0010	1,03	1,45	17,3	16,1	0,100	0,054	0,15	0,50	0,32	0,010	0,054	0,0002	0,11	0,18	0,0012	0,0003	0,028	1,07	
776-21	1,50	0,55	0,0004	0,83	1,47	17,4	18,4	0,065	0,045	0,15	0,31	0,13	0,002	0,072	0,0002	0,074	0,074	0,0024	0,0003	0,033	0,95	
776-21a	1,60	0,83	0,0013	1,08	1,52	16,3	15,4	0,190	0,059	0,12	0,29	0,35	0,006	0,069	0,0002	0,07	0,15	0,0032	0,0003	0,038	1,06	
776-21б	1,59	0,55	0,00039	0,88	1,49	21,9	17,3	0,180	0,066	0,18	0,22	0,29	0,004	0,091	0,0002	0,092	0,19	0,0018	0,0003	0,072	1,27	
776-21в	1,46	0,44	0,0003	0,83	1,37	20,3	18,4	0,200	0,067	0,22	0,24	0,26	0,002	0,110	0,0002	0,10	0,24	0,0015	0,0003	0,077	1,10	
776-21г	1,25	0,47	0,00039	0,88	1,61	18,5	21,0	0,160	0,076	0,23	0,20	0,24	0,004	0,110	0,0002	0,094	0,28	0,0022	0,0003	0,069	0,88	

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
4800																					
775-2	1,30	0,71	0,0014	0,90	1,20	18,8	13,1	0,190	0,048	0,10	0,48	0,41	0,005	0,054	0,0002	0,10	0,13	0,0013	0,0003	0,040	1,44
775-2a	1,60	0,83	0,0009	0,97	1,09	19,2	9,4	0,190	0,054	0,069	0,30	0,49	0,006	0,044	0,0002	0,09	0,13	0,0014	0,0003	0,045	2,04
775-2b	1,70	0,94	0,0011	1,00	0,87	19,6	8,5	0,190	0,054	0,075	0,23	0,52	0,009	0,044	0,0002	0,08	0,12	0,0034	0,0003	0,042	2,31
775-2'	1,30	0,66	0,0012	0,94	1,55	19,2	12,4	0,170	0,047	0,10	0,50	0,38	0,004	0,046	0,0002	0,11	0,16	0,0010	0,0003	0,039	1,55
775-3	1,30	0,80	0,0018	1,10	1,42	20,0	13,1	0,200	0,061	0,10	0,43	0,43	0,005	0,052	0,0002	0,10	0,16	0,0013	0,0003	0,039	1,53
775-4	1,20	0,67	0,0025	1,00	1,30	18,8	13,5	0,200	0,056	0,10	0,35	0,54	0,006	0,057	0,0002	0,09	0,16	0,0013	0,0003	0,042	1,39
2000																					
777-4	1,53	0,43	0,00083	1,18	1,28	18,1	15,6	0,110	0,059	0,19	0,45	0,39	0,004	0,076	0,0002	0,074	0,098	0,0031	0,0003	0,046	1,16
33																					
3000																					
767-4I	1,30	0,58	0,0006	0,81	1,13	20,0	15,2	0,120	0,056	0,16	0,57	0,37	0,006	0,049	0,0002	0,14	0,14	0,0007	0,0003	0,038	1,32
767-4Ia	1,30	0,59	0,0005	0,84	1,16	21,1	12,6	0,150	0,062	0,14	0,62	0,49	0,006	0,050	0,0003	0,14	0,16	0,0006	0,0003	0,045	1,67
767-4Ib	1,20	0,58	0,0005	0,78	1,04	19,6	11,3	0,150	0,064	0,14	0,42	0,50	0,004	0,051	0,0002	0,14	0,20	0,0007	0,0003	0,045	1,73
767-16	1,40	0,69	0,0006	0,84	1,06	16,5	13,5	0,130	0,049	0,14	0,54	0,30	0,005	0,048	0,0002	0,12	0,30	0,0010	0,0003	0,033	1,22
767-16a	1,90	1,50	0,0007	0,74	0,81	15,4	9,4	0,160	0,050	0,10	0,40	0,35	0,005	0,034	0,0002	0,09	0,12	0,0020	0,0003	0,030	1,64
767-16b	1,60	1,00	0,0008	0,90	0,95	16,1	11,8	0,170	0,053	0,11	0,50	0,41	0,004	0,038	0,0002	0,11	0,13	0,0013	0,0001	0,028	1,36
767-4	1,95	0,63	0,00049	1,03	1,99	20,3	15,4	0,160	0,067	0,15	0,38	0,37	0,002	0,064	0,0002	0,068	0,082	0,0037	0,0001	0,048	1,32
767-4a	1,53	0,57	0,00049	1,03	1,69	20,6	15,6	0,160	0,067	0,15	0,40	0,39	0,002	0,064	0,0002	0,068	0,094	0,0028	0,0001	0,048	1,32
767-196	1,53	0,71	0,0005	1,13	1,75	20,8	12,0	0,170	0,060	0,14	0,49	0,46	0,004	0,062	0,0002	0,11	0,14	0,0018	0,0001	0,049	1,73
767-1	1,46	0,47	0,0004	0,88	1,75	18,7	14,5	0,150	0,056	0,16	0,36	0,30	0,004	0,074	0,0002	0,098	0,090	0,0015	0,0001	0,045	1,29
767-6	1,67	0,58	0,0006	0,98	1,66	20,3	12,2	0,190	0,060	0,13	0,47	0,40	0,004	0,064	0,0002	0,080	0,100	0,0022	0,0001	0,050	1,66
767-2	1,53	0,47	0,0004	0,69	1,52	18,7	15,0	0,190	0,058	0,17	0,42	0,33	0,004	0,069	0,0002	0,100	0,140	0,0014	0,0001	0,048	1,25
767-7	1,59	0,65	0,0007	1,13	1,75	20,3	11,5	0,230	0,070	0,12	0,44	0,51	0,004	0,062	0,0002	0,088	0,012	0,0025	0,0001	0,052	1,77
767-3	1,46	0,45	0,0005	0,88	1,55	18,3	13,5	0,065	0,048	0,15	0,56	0,32	0,004	0,053	0,0002	0,092	0,060	0,0017	0,0001	0,042	1,36
767-9	1,50	0,65	0,0007	1,13	1,66	19,6	11,6	0,140	0,056	0,13	0,50	0,45	0,004	0,058	0,0002	0,110	0,120	0,0029	0,0001	0,048	1,69
767-4	1,53	0,43	0,0004	0,69	1,37	19,2	14,5	0,065	0,050	0,16	0,57	0,33	0,004	0,066	0,0002	0,098	0,086	0,0019	0,0001	0,049	1,32
767-8	1,74	0,71	0,0003	0,93	1,63	19,6	11,8	0,14	0,059	0,14	0,44	0,49	0,004	0,060	0,0002	0,080	0,120	0,0022	0,0001	0,049	1,66
767-5	1,53	0,52	0,0004	0,93	1,37	18,7	15,21	0,065	0,048	0,18	0,39	0,28	0,004	0,068	0,0002	0,110	0,100	0,0017	0,0001	0,052	1,23
767-10	1,66	0,57	0,0006	1,03	1,55	17,6	14,6	0,110	0,063	0,15	0,29	0,35	0,004	0,062	0,0002	0,096	0,100	0,0022	0,0001	0,052	1,21
1800																					
772-64	1,46	0,49	0,0006	0,88	1,26	17,2	15,6	0,065	0,050	0,17	0,26	0,30	0,004	0,064	0,0002	0,084	0,100	0,0024	0,0001	0,038	1,10
772-64(I)	1,52	0,55	0,00086	1,08	1,52	19,2	13,5	0,170	0,059	0,18	0,35	0,42	0,004	0,063	0,0002	0,080	0,120	0,0019	0,0001	0,048	1,42
772-64a	1,49	0,51	0,0014	0,88	1,55	18,5	14,6	0,150	0,065	0,18	0,54	0,44	0,004	0,071	0,0002	0,078	0,120	0,0021	0,0001	0,038	1,27
772-64b	1,58	0,55	0,0011	0,88	1,37	18,5	13,7	0,180	0,063	0,17	0,44	0,38	0,004	0,063	0,0002	0,086	0,100	0,0031	0,0001	0,037	1,35
772-64c(I)	1,48	0,67	0,0012	1,03	1,61	18,5	13,0	0,180	0,059	0,15	0,45	0,44	0,004	0,055	0,0002	0,080	0,180	0,0028	0,0001	0,042	1,42
772-47a	1,46	0,43	0,0012	1,08	1,34	17,2	15,4	0,068	0,058	0,074	0,26	0,28	0,004	0,059	0,0002	0,092	0,130	0,0017	0,0001	0,041	1,12
772-47b	1,46	0,51	0,0021	1,08	1,63	16,5	14,6	0,077	0,066	0,180	0,51	0,42	0,012	0,067	0,0002	0,078	0,100	0,0019	0,0001	0,041	1,13
772-47b	1,67	0,55	0,0024	1,37	1,58	15,4	14,6	0,085	0,066	0,17	0,42	0,41	0,009	0,075	0,0002	0,086	0,130	0,0021	0,0001	0,041	1,05

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
772-45A	1,46	0,44	0,0004	0,83	1,17	18,7	13,9	0,028	0,046	0,18	0,54	0,33	0,004	0,074	0,0002	0,098	0,066	0,0017	0,0001	0,060	1,35
772-45r	1,35	0,37	0,00067	1,13	1,37	20,3	13,9	0,023	0,053	0,21	0,52	0,37	0,004	0,070	0,0005	0,094	0,092	0,0018	0,0002	0,058	1,46
772-28	1,45	0,63	0,0011	2,45	1,40	18,7	15,4	0,037	0,046	0,18	0,55	0,33	0,009	0,070	0,0005	0,092	0,094	0,0021	0,0002	0,054	1,21
772-59	1,53	0,47	0,0012	1,08	1,31	21,9	12,8	0,037	0,074	0,19	0,11	0,62	0,004	0,071	0,0005	0,090	0,140	0,0017	0,0002	0,065	1,71
2200																					
768-63	1,60	0,56	0,0005	0,90	0,81	20,4	13,9	0,051	0,048	0,16	0,59	0,39	0,005	0,053	0,0005	0,140	0,100	0,0007	0,0002	0,053	1,47
768-21	1,40	0,58	0,0009	0,93	0,94	20,6	13,6	0,079	0,059	0,15	0,55	0,53	0,003	0,046	0,0005	0,130	0,120	0,0007	0,0001	0,039	1,51
768-21a	1,30	0,58	0,0006	0,90	1,16	21,9	10,5	0,110	0,067	0,16	0,63	0,52	0,004	0,050	0,0003	0,130	0,160	0,0006	0,0002	0,048	2,09
768-21c	1,50	0,70	0,0004	1,00	0,95	26,1	8,0	0,160	0,095	0,17	0,61	0,88	0,002	0,050	0,0005	0,130	0,510	0,0005	0,0001	0,064	3,26
768-5	1,50	0,65	0,0005	0,83	0,87	17,3	15,7	0,042	0,044	0,16	0,54	0,32	0,005	0,052	0,0002	0,130	0,100	0,0010	0,0001	0,039	1,10
768-59I	1,30	0,57	0,0009	1,00	1,07	20,7	14,4	0,088	0,061	0,17	0,69	0,47	0,006	0,048	0,0002	0,130	0,130	0,0005	0,0001	0,044	1,44
768-37	1,40	0,53	0,0013	1,00	0,76	20,4	13,3	0,100	0,065	0,16	0,62	0,57	0,006	0,048	0,0002	0,130	0,100	0,0006	0,0002	0,053	1,53
768-37 ¹	1,40	0,52	0,0008	0,94	0,84	20,7	13,5	0,062	0,053	0,17	0,67	0,41	0,010	0,060	0,0003	0,140	0,100	0,0007	0,0003	0,055	1,53
768-12	1,40	0,58	0,0005	0,84	0,92	19,2	14,4	0,049	0,047	0,16	0,54	0,38	0,006	0,053	0,0002	0,130	0,110	0,0010	0,0002	0,042	1,33
768-27	1,40	0,56	0,0006	0,90	0,73	21,1	13,5	0,048	0,054	0,18	0,64	0,41	0,005	0,053	0,0002	0,140	0,100	0,0006	0,0001	0,055	1,56
768-27 ¹	1,50	0,63	0,0006	1,00	1,16	24,2	13,1	0,077	0,066	0,18	0,67	0,63	0,005	0,055	0,0002	0,140	0,130	0,0006	0,0002	0,064	1,85
768-36	1,30	0,64	0,0010	0,90	1,14	17,7	15,4	0,084	0,054	0,14	0,47	0,35	0,009	0,053	0,0002	0,130	0,110	0,0009	0,0001	0,036	1,15
CB																					
2000																					
790-25	1,40	0,56	0,0010	0,97	1,07	19,6	13,0	0,067	0,050	0,16	0,60	0,44	0,006	0,060	0,0005	0,130	0,100	0,0007	0,0002	0,055	1,51
790-47	1,30	0,52	0,0009	0,94	0,91	22,7	12,4	0,070	0,061	0,17	0,68	0,57	0,003	0,064	0,0005	0,130	0,110	0,0006	0,0002	0,059	1,83
790-47a	1,30	0,57	0,0004	0,94	1,20	23,8	11,7	0,088	0,065	0,18	0,83	0,61	0,004	0,066	0,0005	0,150	0,170	0,0005	0,0002	0,072	2,03
790-60a	1,67	0,45	0,0029	0,95	1,11	21,7	12,0	0,140	0,090	0,17	0,44	0,61	0,005	0,067	0,0005	0,086	0,070	0,0028	0,0002	0,062	1,81
790-14	1,48	0,41	0,00093	1,18	1,49	19,9	13,5	0,051	0,058	0,17	0,44	0,40	0,023	0,079	0,0005	0,090	0,100	0,0028	0,0002	0,057	1,47
790-14a	1,67	0,44	0,0013	1,32	1,34	21,9	15,6	0,065	0,062	0,19	0,42	0,45	0,005	0,074	0,0005	0,090	0,092	0,0021	0,0002	0,061	1,40
790-56a	1,59	0,55	0,0013	1,32	1,26	24,4	11,8	0,140	0,088	0,19	0,49	0,65	0,004	0,081	0,0005	0,096	0,180	0,0021	0,0002	0,077	2,07
790-56d	1,59	0,58	0,0001	1,32	1,02	25,6	8,6	0,160	0,100	0,18	0,41	0,74	0,004	0,072	0,0005	0,036	0,110	0,0029	0,0002	0,086	2,98
790-56p	1,74	0,77	0,0017	1,32	1,49	24,4	11,8	0,140	0,095	0,17	0,45	0,73	0,010	0,070	0,0005	0,066	0,130	0,0072	0,0002	0,092	2,07
790-56c	1,67	0,51	0,00058	1,18	0,96	19,2	6,57	0,12	0,087	0,14	0,29	0,59	0,019	0,067	0,0005	0,100	0,110	0,0018	0,0002	0,065	2,92
790-56e	1,25	0,09	0,00056	1,37	0,38	20,3	8,8	0,130	0,100	0,13	0,38	0,68	0,012	0,061	0,0005	0,064	0,140	0,0012	0,0002	0,090	2,31
790-K	1,46	0,49	0,0005	1,03	0,61	19,6	7,83	0,015	0,084	0,13	0,28	0,58	0,0083	0,058	0,0005	0,086	0,240	0,0013	0,0002	0,062	2,38
3200																					
778-4	1,39	0,53	0,00083	0,93	1,40	16,9	14,1	0,140	0,056	0,14	0,36	0,31	0,002	0,055	0,0005	0,062	0,076	0,0029	0,0002	0,037	1,20
778-4a	0,86	0,53	0,00097	1,03	1,55	18,7	14,6	0,180	0,059	0,15	0,39	0,36	0,005	0,069	0,0005	0,066	0,088	0,0031	0,0002	0,042	1,28
2600																					
789-7	1,53	0,53	0,0016	1,37	1,49	23,5	15,0	0,130	0,0087	0,20	0,47	0,66	0,005	0,067	0,0005	0,086	0,120	0,0018	0,0002	0,065	1,57
789-5	1,67	0,61	0,00056	0,93	1,52	19,6	14,1	0,071	0,056	0,18	0,35	0,37	0,004	0,070	0,0005	0,096	0,120	0,0022	0,0002	0,052	1,39
789-14	1,29	0,51	0,0010	1,18	1,26	19,9	15,6	0,091	0,073	0,19	0,46	0,48	0,002	0,077	0,0005	0,070	0,098	0,0021	0,0002	0,058	1,28
789-14a	2,14	0,97	0,0031	1,86	2,45	1,45	12,6	0,022	0,039	0,018	0,02	0,061	0,035	0,037	0,0005	0,032	0,022	0,0021	0,0002	0,0048	0,12

Таблица 8

Содержание и соотношение рудной и силикатной частей, п.п.п. в оболочках ЖМО, %

Номер		Место взятия, глубина, м	Сумма, %			$\frac{\sum \text{MnO, Fe}_2\text{O}_3, \text{NiO}}{\text{CuO, ZnO, PbO}}$	$\frac{\sum \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3}{\text{PbO}}$
п/п	станции		MnO Fe ₂ O ₃	SiO ₂ Al ₂ O ₃	$\frac{\text{NiO}}{\text{CuO}}$ $\frac{\text{ZnO}}{\text{CoO PbO}}$		
Вершина							
1	748-12а	1250	47,41	11,07	2,13	4,47	13,90
2	748-17	"-	48,57	15,27	2,16	3,32	14,96
3	748-24	"-	50,42	6,58	2,61	8,06	14,32
4	749-22	1300	54,53	11,59	2,27	4,9	15,60
5	749-2	"-	48,5	11,18	2,12	4,53	н/м
ЮЗ							
6	772-9-28	1800	46,2	13,5	1,43	3,53	13,9
7	772-20-59	"-	50,3	7,71	2,52	6,85	14,54
8	768/38д	2200	46,77	15,73	2,03	3,1	13,46
9	768/40д	"-	50,47	10,17	1,94	5,15	14,16
10	767-3	3000	45,24	19,58	1,48	2,39	9,96
11	767-6	"-	30,29	47,44	0,78	0,65	9,89
12	767-40	"-	54,14	12,57	1,07	4,93	12,94
13	767-41а	"-	48,7	10,58	2,08	4,8	14,46
14	767-41б	"-	48,0	10,64	1,98	4,7	14,60
З							
15	775-4	4800	45,89	17,04	1,8	2,79	13,18
16	776-2-21а	3600	50,6	13,05	1,2	3,97	н/м
17	777-2-4	2000	48,17	13,53	1,93	3,69	н/м
СВ							
18	790-47	2000	49,69	8,48	2,16	6,11	13,96
19	790-57	"-	53,36	11,88	2,92	4,74	15,24
20	789-13-8	2600	48,6	12,65	2,01	4,0	н/м
21	788-2м-4	3200	46,84	24,49	1,67	3,35	13,52
СЗ							
22	762-10	1400	38,68	24,97	1,16	1,6	11,66
23	754-7	3000	45,09	16,91	1,25	2,74	13,4
24	753-7	3400	43,6	17,76	1,03	2,51	13,16

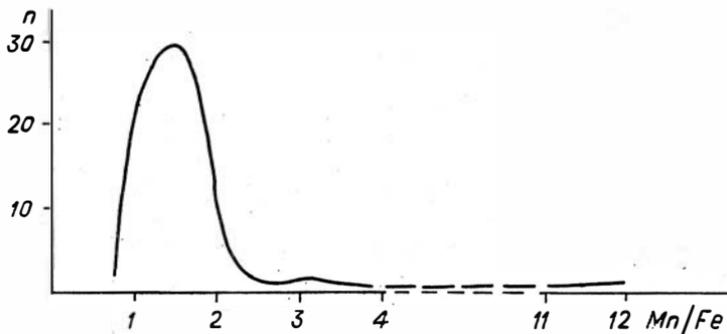


Рис. 18. Гистограмма частоты встречаемости марганцевого модуля (Mn/Fe); n - число анализов.

колеблется от 39,29 до 54,53 % (преобладают 46–48 %), самые высокие оценки (> 50 %) отмечаются в рудных ЖМК (обр. 790–57, 749–22 и др.).

Сумма окислов малых элементов (SiO_2 , NiO , ZnO , CaO , PbO) ассоциирующих с MnO и Fe_2O_3 , изменяется от 1,03 до 2,61 %, при этом их минимальные значения ($< 1,5$ %) соответствуют пробам, обогащенным железом (обр. 767–6, 753–7, 767–40, 761–10 и др.).

Факт существования связи между суммой малых элементов и вариациями соотношений марганца и железа (Mn/Fe - марганцевый модуль) ранее в литературе отмечался неоднократно [1, 2, 10, 11, 36, 37, 61, 74, 133]. При этом показано, что для седиментационных ЖМО значение Mn -модуля не превышает 2,5, для седиментационно-диагенетических находится в пределах 2,5–4, а в диагенетических его величина обычно более четырех [36, 37].

В исследуемых образцах величина отношения Mn/Fe варьирует в пределах 0,8–3,0, преобладают значения, близкие к 1,5. Гистограмма частоты встречаемости значений марганцевого модуля приведена на рис. 18. Наблюдается прямая связь между величиной Mn/Fe и содержаниями NiO , SiO_2 ; рост ZnO при увеличении Mn/Fe выражено явно (см. табл. 6, 7, 8). Максимальные содержания Ni , Si и частично Zn соответствуют значениям Mn/Fe от 1,5 до 3, минимальные - $< 1,5$.

Полученные значения отношений Mn/Fe ($\sim 2,5$ при $n = 102$)

позволяют отнести ЖМО гайота Ламонт к седиментационному (гидрогенному) генотипу.

Величина П.п.п. (~ 1100 °С) изменяется от 9,89 до 15,6 % (среднее значение около 14 %). Наиболее низкие её содержания (~ 10 %, $n = 2$) отмечаются в пробах с высоким содержанием Fe_2O_3 (~ 20 %) при диапазоне колебаний MnO от 11 до 24 % (см. табл. 6,8).

Содержание и особенности распределения макро- и микроэлементов рудных оболочек ЖМО по поверхности гайота

Основными элементами, определяющими геохимический облик океанических ЖМО и имеющими наибольшую практическую ценность, являются Mn, Fe и ассоциирующие с ними Ni, Cu, Zn, Pb, Co.

В настоящем разделе приводятся данные содержаний, изменения, распределения, а также связи макро- и микроэлементов с глубиной, долготой и широтой формирования ЖМО.

По содержанию марганца ($\bar{X} \sim 19,65$ %) и пределам колебаний Fe (15,7 - 6,57 %), Mn (21,6 - 15,4 %), Ni (0,88 - 0,24 %), Cu (0,23 - 0,014 %), Zn (0,10 - 0,043 %), Pb (0,19 - 0,069 %) в целом железо-марганцевые образования гайота Ламонт можно отнести к умеренному типу /2, 10/.

Сопоставление вышеприведенных значений с таковыми, характеризующими ЖМО соседних крупных морфоструктур со специфическим рельефом (центральная часть Тихого океана, рудная зона Клариион-Клиппертон, горы Уэйк-Неккер), показали наличие существенных различий между ними (табл. 9). В целом более значительные колебания исследуемых элементов отмечаются в ЖМО центральной части Тихого океана и зоны Клариион-Клиппертон. При этом величина (\bar{X}) Fe, Ni, Cu, Co, Zn, Pb в разных зонах этих морфоструктур практически не изменяется, в то время как Mn значительно варьирует.

Оценки средних содержаний (\bar{X}) исследуемых металлов руд гайота Ламонт и гор Уэйк-Неккер близки, что, по мнению Сорема и др. /157, 160/, сопряжено с близостью ландшафтной обстановки, предопределяющей идентичность условий образова-

Таблица 1

Сравнительная характеристика содержаний основных и малых элементов (%) в ЖМО
гайота Ламонт и других регионов Тихого океана

Элементы	Гайот Ламонт		Центрально-тихоокеаническое поле			Уэйк-Неккер	Кларион-Клиппертон		
	Пределы изменения	\bar{X}	Пределы изменения	\bar{X}_1	\bar{X}_2	\bar{X}	Пределы изменения	\bar{X}_1	\bar{X}_2
Mn	2I,60-15,40	19,65	0,07-50,30	15,7I	20,30	20,80	I,00-39,00	23,10	28,6
Fe	15,70-6,57	13,2I	0,30-4I,90	9,06	10,70	14,70	0,18-25,00	7,98	6,6
Ni	0,88-0,24	0,46	0,008-2,48	0,956	0,80	0,49	0,10-2,00	1,10	1,2
Cu	0,23-0,014	0,11	0,003-2,00	0,711	0,74	0,10	0,10-2,00	0,89	0,9
Co	0,69-0,11	0,48	0,001-2,53	0,213	0,21	0,76	0,05-0,91	0,18	0,2
Zn	0,10-0,043	0,062	0,012-7,00	-	-	0,07	0,04-0,95	0,11	0,1
Pb	0,19-0,069	0,15	0,004-0,47	0,049	-	0,186	0,005-0,18	0,056	0,0

Примечание. Гайот Ламонт - средняя часть возвышенности Маркус-Уэйк (подводные горы Маркус-Неккер); центральная часть Тихого океана - поле между поднятиями Маркус-Неккер на севере и Феникс-Токелау - на юго-западе, характерен холмистый горный рельеф а также крайняя изменчивость морфологии ЖМО; \bar{X} - средние содержания; \bar{X}_1 - центральная часть поля, \bar{X}_2 - восточной части поля; подводные горы Уэйк-Неккер; рудная зона Кларион-Клиппертон - абиссальная равнина.

ния: гайот Ламонт является составной частью вала Уэйк-Неккер (см. гл. I).

Локальные вариации состава ЖМО

Существование локальных вариаций химического состава железно-марганцевых образований в пределах отдельных полигонов дночерпательных проб и даже единичных ЖМК показаны в многочисленных работах /10, 36, 37, 94, 102, 103, 113, 119, 149/. Обычно эти изменения авторы связывают с рядом причин, главная роль среди которых, по мнению Сорема и др. /157, 160/, принадлежит источнику вещества. К числу второстепенных и возможных факторов изменчивости состава относят формы рельефа дна, морфологию и асимметрию ЖМО /36, 37, 48/.

Локальные вариации состава ЖМО гайота Ламонт и их масштабы исследовались ступенчато. Вначале рассмотрены изменения средних содержаний макро- и микроэлементов в ЖМО по отдельным склонам гайота, затем по станциям различных батометрических уровней, в отдельных категориях ЖМО, а также в единичных нодулях (вер-

Средние (\bar{X}) содержания основных и малых элементов (%) в ЖМО

Элементы	Вершина	Северо-запад	Запад	Юг	Северо-восток
Mn	21,53	16,21	18,81	19,35	21,27
Fe	11,09	14,30	14,67	13,53	12,17
Cu	0,10	0,10	0,15	0,11	0,10
Zn	0,08	0,05	0,06	0,06	0,07
Pb	0,17	0,14	0,13	0,15	0,16
Co	0,67	0,45	0,39	0,49	0,45
Ni	0,79	0,31	0,36	0,41	0,54
Mn/Fe	1,94	1,13	1,21	1,43	1,74

низ, по разрезу ЖМО и по периметру отдельных слоев).

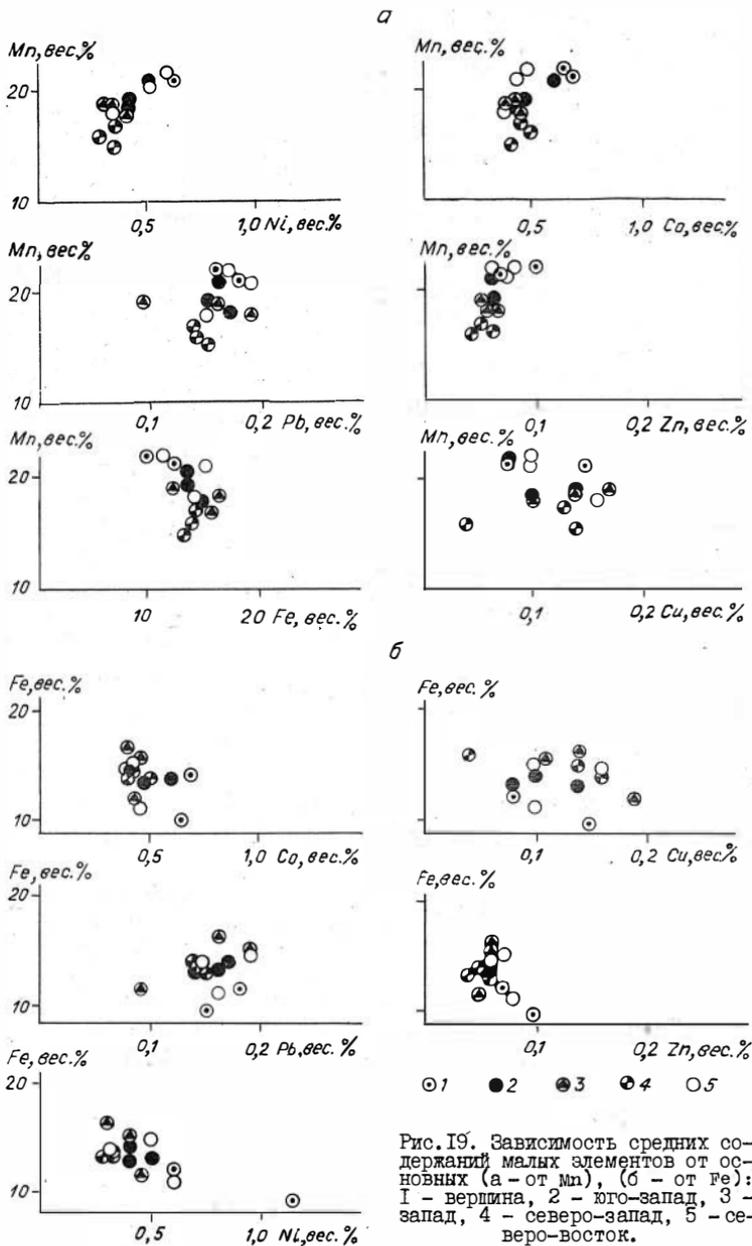
Распределение значений средних содержаний этих металлов на вершине и склонах гайота приведены в табл. 10.

Наибольшее сходство этих величин, за исключением некоторых деталей, отмечается между ЖМО вершины и СВ, а также между ЖМО СЗ, З и ЮЗ склонов.

Максимальные значения Mn ($\bar{X} > 20\%$) локализованы в рудных оболочках ЖМО вершины и северо-восточного склона, минимальные ($\bar{X} = 16,21\%$) - в ЖМО северо-западного склона. При этом заметно постоянное увеличение содержаний марганца с северо-запада ($\bar{X} = 16,21\%$) через запад ($\bar{X} = 18,81\%$) и юг ($\bar{X} = 19,35\%$) на северо-восток ($\bar{X} = 21,27\%$).

В распределении железа проявляются противоположные тенденции. Наиболее низкие его значения зафиксированы в ЖМО вершины ($\bar{X} = 11\%$).

Средние содержания Cu, Zn, Pb, Co на склонах близки между собой, но ниже, чем на вершине. Исключение составляют корки и нодули западного склона, где содержание меди возрастает, а кобальта и свинца падает. Схема распределения цинка и особенно никеля близка распределению марганца. Свинец ведет себя неопределенно: наиболее высокие его содержания ($\bar{X} = 0,17\%$) соответствуют низким значениям железа ($\bar{X} = 11\%$).



Зависимость средних содержаний малых элементов от основных (Mn, Fe) по гайоту в целом показана на рис. 19а,б.

Статистическая значимость различий между средними содержаниями элементов в ЖМО вершины, западного, южного и северо-восточного склонов проверена по Т-критерию Стьюдента (табл. II). Дендрографы, характеризующие группировку компо-

Таблица II

Различия между средними содержаниями (\bar{X}) элементов и Т-критерием в ЖМО различных склонов гайота

Элементы	В(Ю)	В(З)	В(СВ)	Ю - З	Ю - СВ	З - СВ
Na	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	-	Зн.
K	-	Зн.	Зн.	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	Зн.
Ti	Зн.	Зн.	Зн.	-	-	-
Mn	Зн.	Зн.	-	-	Зн.	Зн.
Fe	Зн.	Зн.	-	-	-	Зн.
Cu	-	-	-	Зн.	-	Зн.
Zn	-	-	-	-	-	Зн.
Pb	-	-	-	-	-	Зн.
Co	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	-	-
Ni	-	-	-	-	-	Зн.
Cr	-	-	-	-	-	-
V	-	-	-	-	-	-
Cd	-	Зн.	-	-	-	-
Sr	Зн.	Зн.	Зн.	-	Зн.	-
Ba	-	-	-	-	-	Зн.
Rb	Зн.	Зн.	-	-	-	-
Cs	-	-	-	-	-	-
Mo	Зн.	Зн.	-	-	Зн.	Зн.

Примечание. Зн. - различия между средними содержаниями элементов в ЖМО различных склонов гайота значимо. \bar{X} для Li, Mg, Cu, Zn, Pb, Ni, V (на вершине - В), K, Li, Mg, Zn, Ni, Cr, V, Cd, Ba, Cs (южный склон), Cs (западный), Cr, Cd, Rb, Cs (северо-восточный) не сравнивались ввиду ненормальности распределения. Количество анализов (n): для вершины - 10, южного склона - 41, западного - 19, СВ - 18.

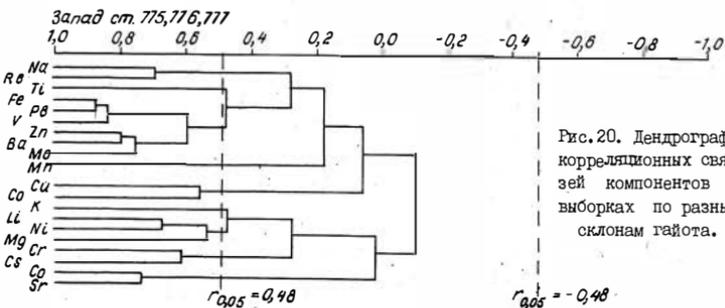
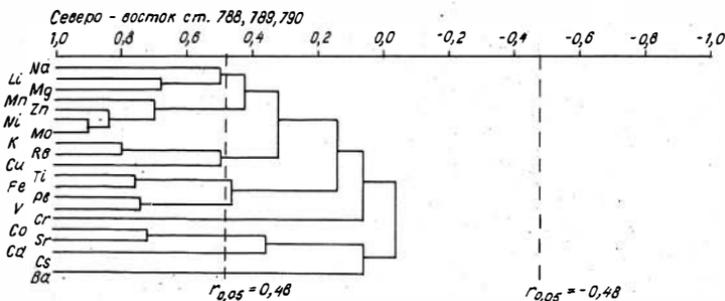
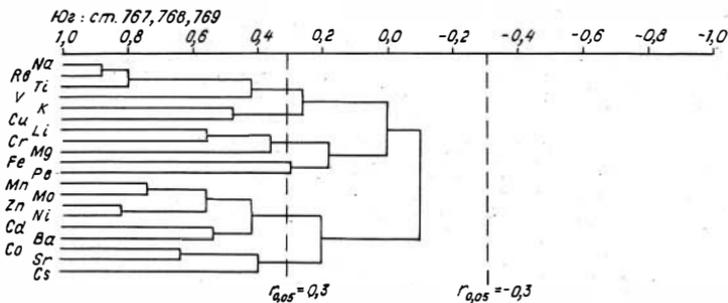
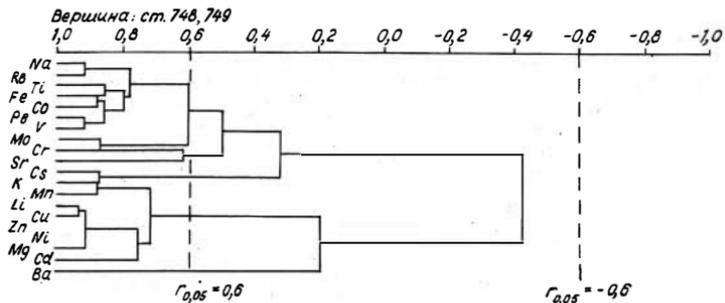


Рис. 20. Дендрографы корреляционных связей компонентов в выборках по разным склонам гайота.

Средние содержания (\bar{X}), дисперсии (σ^2) и характер связи между элементами ЭМО и глубиной (h) их залегания (n=120)

Таблица 12

Элементы	Na	K	Li	Mg	Ti	Mn	Fe	Cu	Zn	Pb	Co	Ni	Cr	V	Cd	Sr	Ba	Rd	Cs	Mo	\bar{X}	σ^2
Na																					1,72	0,39
K	0,25																				0,65	0,14
Li	-0,12	0,04																			9,56·10 ⁻⁴	6,92·10 ⁻⁴
Mg	0,13	0,02	0,68																		1,04	0,32
Ti	0,59	0,17	-0,22	-0,19																	1,20	0,34
Mn	-0,01	-0,22	0,13	0,32	-0,20																19,65	2,36
Fe	0,17	-0,22	-0,35	-0,38	0,51	-0,41															13,22	2,63
Cu	0,63	0,45	0,35	0,23	0,21	0,12	-0,30														0,12	5,74·10 ⁻²
Zn	0,63	-0,01	0,59	0,67	-0,29	0,56	-0,59	0,47													6,28·10 ⁻²	1,82·10 ⁻²
Pb	0,16	-0,51	-0,18	-0,04	0,03	0,33	0,39	-0,46	-0,10												0,16	3,20·10 ⁻²
Co	-0,45	-0,33	-0,06	-0,06	-0,37	0,31	-0,11	-0,41	-0,15	0,33											0,48	0,15
Ni	-0,20	-0,01	0,68	0,72	-0,44	0,54	-0,70	0,43	0,90	-0,15	0,04										0,47	0,29
Cr	-0,06	0,02	0,05	0,11	-0,09	-0,29	-0,04	-0,27	-0,15	-0,08	0,02	-0,14									5,67·10 ⁻³	4,12·10 ⁻³
V	0,35	0,02	-0,10	-0,00	0,32	0,06	0,18	0,06	0,03	0,11	-0,12	-0,09	-0,10								6,69·10 ⁻²	6,11·10 ⁻²
Cd	-0,31	-0,21	0,34	0,37	-0,39	0,35	-0,40	0,06	0,43	0,10	0,27	0,57	-0,12	-0,07							2,28·10 ⁻⁴	7,54·10 ⁻⁵
Sr	-0,61	-0,33	-0,13	0,22	-0,48	0,10	-0,03	-0,34	-0,24	0,18	0,66	-0,06	0,14	0,03	0,21	-0,19					0,11	3,06·10 ⁻²
Ba	-0,25	0,04	-0,08	0,03	-0,17	0,22	-0,15	0,17	0,21	0,06	0,34	0,08	0,03	0,03	0,28	0,28	0,23				0,13	5,99·10 ⁻²
Rd	0,71	0,44	0,03	0,09	0,57	-0,06	0,14	0,28	0,08	0,06	0,50	-0,14	0,09	0,28	0,28	0,69	-0,24				1,57·10 ⁻³	1,03·10 ⁻³
Cs	-0,14	-0,21	0,04	0,13	-0,17	0,12	0,00	-0,20	-0,03	0,21	0,34	0,08	0,03	0,03	0,14	0,07	-0,06	-0,21			1,29·10 ⁻⁴	1,08·10 ⁻⁴
Mo	0,29	-0,21	-0,06	0,23	-0,13	0,73	-0,20	-0,08	0,43	0,50	0,57	0,23	-0,11	0,10	0,13	0,09	0,16	0,17	0,04		4,97·10 ⁻²	1,37·10 ⁻²
h	-0,02	0,61	-0,14	-0,58	0,52	-0,39	0,26	0,60	0,12	-0,72	-0,66	-0,48	-0,11	-0,10	-0,00	-0,31	-0,08	0,32	-0,07	-0,40	2582	965933

77

Нендов в выборках по разным склонам, тайота, представляли на рис. 20.

В табл. 12 приведены коэффициенты парной корреляции между концентратами элементов, полученными при суммарной обработке анализов валовых пород рудных объектов ЭМО по площади тайота, а в табл. 13 — по его отдельным склонам и отдельным станциям.

Анализ данных показывает, что в целом по площади тайота ламонт между марганцем и железом наблюдается обратная умренная корреляция ($r = -0,41$). При этом наиболее сильная их связь отмечается на вершине ($r = -0,90$) и юго-западном склоне ($r = -0,62$; $-0,86$).

Малые элементы (Zn, Ni, Cu, Pb, Co), а также Cd, Mo, V, Pt и другие по характеру взаимосвязей с основными рудосодержащими компонентами разбиваются на две группы: 1) Cu, Zn, Ni, Mo, Cd, Ba ($r = 0,52-0,83$) — марганцевая и 2) Pb, V, Pt ($r = 0,51-0,83$) — железистая.

Наиболее высокие по-

Коэффициенты парной корреляции, \bar{X} , дисперсии (σ^2)

Элементы	Na	K	Li	Mg	Ti	Mn	Fe	Cu	Zn	Pb
Na										
K	-0,58									
Li	-0,64	0,62								
Mg	-0,54	0,64	0,89							
Ti	0,71	-0,76	-0,83	-0,72						
Mn	-0,67	0,88	0,70	0,70	-0,68					
Fe	0,79	-0,77	-0,83	-0,78	0,78	-0,90				
Cu	-0,78	0,72	0,93	0,90	-0,79	0,82	-0,94			
Zn	-0,83	0,68	0,91	0,89	-0,78	0,83	-0,94	0,98		
Pb	0,70	-0,55	-0,92	-0,90	0,81	-0,68	0,88	-0,94	-0,94	
Co	0,68	-0,58	-0,85	-0,82	0,65	-0,75	0,88	-0,93	-0,90	0,88
Ni	-0,77	0,69	0,93	0,93	-0,81	0,80	-0,93	0,99	0,99	-0,97
Cr	0,29	-0,32	-0,59	-0,59	0,51	-0,42	0,61	-0,53	-0,54	0,70
V	0,84	-0,60	-0,81	-0,81	0,84	-0,60	0,81	-0,90	-0,91	0,90
Cd	-0,79	0,42	0,66	0,72	-0,63	0,45	-0,69	0,78	0,77	-0,80
Sr	0,18	0,03	-0,46	-0,52	0,11	-0,37	0,50	-0,50	-0,52	0,60
Ba	-0,33	0,42	-0,10	-0,06	-0,15	0,22	-0,16	0,10	0,08	0,02
Rb	0,91	-0,65	-0,60	-0,61	0,71	-0,62	0,79	-0,79	-0,80	0,73
Cs	0,57	-0,33	-0,19	0,02	0,58	-0,24	0,33	-0,21	-0,21	0,22
Mo	0,36	-0,15	-0,74	-0,79	0,42	-0,21	0,47	-0,68	-0,66	0,75

Na.										
Na.										
K	0,14									
Li	-0,43	0,41								
Mg	0,17	0,45	0,56							
Ti	0,16	-0,26	-0,14	-0,05						
Mn	-0,06	-0,09	-0,12	-0,20	0,02					
Fe	0,44	-0,57	-0,46	-0,30	0,66	-0,19				
Cu	-0,08	0,45	0,46	0,18	-0,06	0,53	-0,37			
Zn	0,34	-0,12	-0,18	0,06	0,32	0,38	0,42	0,46		
Pb	0,44	-0,70	-0,63	-0,30	0,44	-0,01	0,88	-0,32	0,57	
Co	-0,68	-0,35	0,09	-0,04	-0,04	-0,14	-0,25	-0,39	-0,50	-0,17
Ni	-0,43	0,46	0,67	0,48	-0,51	0,28	-0,84	0,60	-0,04	-0,70
Cr	-0,30	0,46	0,35	0,37	-0,36	-0,22	-0,50	0,02	-0,19	-0,47
V	0,63	-0,40	-0,45	-0,21	0,46	0,16	0,82	0,08	0,73	0,84
Cd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	-0,70	-0,46	-0,20	-0,49	0,07	0,20	-0,08	-0,18	-0,13	0,06
Ba	0,05	-0,27	-0,17	-0,22	0,50	0,35	0,47	0,11	0,79	0,52
Rb	0,68	0,59	-0,01	0,32	-0,13	-0,23	0,06	0,13	0,18	-0,01
Cs	-0,01	-0,04	0,03	0,21	0,15	-0,27	0,12	-0,29	-0,07	0,06
Mo	0,47	-0,23	-0,34	-0,21	0,23	0,60	0,40	0,48	0,78	0,55

Таблица 13

(Вершина: ст.748,749; n=10; $r_{0,05}=0,63$)

Co	Ni	Cr	V	Cd	Sr	Ba	Rb	Cs	Mo	X	σ^2
										1,38	$2,76 \cdot 10^{-2}$
										0,55	$3,23 \cdot 10^{-3}$
										$1,68 \cdot 10^{-3}$	$1,69 \cdot 10^{-6}$
										1,30	0,40
										0,7	$4,54 \cdot 10^{-2}$
										21,54	1,47
										11,09	11,76
										0,104	$7,63 \cdot 10^{-3}$
										$7,78 \cdot 10^{-2}$	$1,74 \cdot 10^{-3}$
										0,18	$1,10 \cdot 10^{-3}$
										0,68	$2,18 \cdot 10^{-2}$
										0,79	0,5
										$4,96 \cdot 10^{-3}$	$4,73 \cdot 10^{-6}$
										$5,87 \cdot 10^{-2}$	$1,02 \cdot 10^{-4}$
										$3,27 \cdot 10^{-4}$	$1,22 \cdot 10^{-8}$
										0,139	$1,59 \cdot 10^{-3}$
										0,14	$2,38 \cdot 10^{-3}$
										$5,82 \cdot 10^{-4}$	$1,36 \cdot 10^{-8}$
										$2,54 \cdot 10^{-4}$	$7,67 \cdot 10^{-8}$
										$5,61 \cdot 10^{-2}$	$4,87 \cdot 10^{-5}$
-0,90										0,79	0,5
0,52	-0,59									$4,96 \cdot 10^{-3}$	$4,73 \cdot 10^{-6}$
0,75	-0,91	0,50								$5,87 \cdot 10^{-2}$	$1,02 \cdot 10^{-4}$
-0,78	0,78	-0,50	-0,83							$3,27 \cdot 10^{-4}$	$1,22 \cdot 10^{-8}$
0,65	-0,53	0,59	0,26	-0,38						0,139	$1,59 \cdot 10^{-3}$
0,12	0,07	0,03	-0,17	0,09	0,44					0,14	$2,38 \cdot 10^{-3}$
0,63	-0,78	0,47	0,88	-0,81	0,12	-0,54				$5,82 \cdot 10^{-4}$	$1,36 \cdot 10^{-8}$
0,18	-0,19	0,11	0,34	-0,41	-0,23	-0,28	0,47			$2,54 \cdot 10^{-4}$	$7,67 \cdot 10^{-8}$
0,65	-0,71	0,41	0,71	-0,67	0,51	0,35	0,39	-0,21		$5,61 \cdot 10^{-2}$	$4,87 \cdot 10^{-5}$

(Западный склон: ст.775,776,777; n=16; $r_{0,05}=0,47$)

										1,61	0,12
										0,69	$1,68 \cdot 10^{-2}$
										$9,36 \cdot 10^{-4}$	$3,41 \cdot 10^{-7}$
										0,94	$1,1 \cdot 10^{-2}$
										1,33	$3,69 \cdot 10^{-2}$
										18,82	2,14
										14,68	10,15
										0,15	$2,25 \cdot 10^{-3}$
										$5,63 \cdot 10^{-2}$	$7,01 \cdot 10^{-5}$
										0,14	$2,23 \cdot 10^{-3}$
										0,39	$1,76 \cdot 10^{-2}$
										0,36	$1,19 \cdot 10^{-2}$
										$5,23 \cdot 10^{-3}$	$4,19 \cdot 10^{-6}$
										$6,38 \cdot 10^{-2}$	$4,59 \cdot 10^{-4}$
										$2,0 \cdot 10^{-4}$	$1,10 \cdot 10^{-2}$
										$9,84 \cdot 10^{-2}$	$3,26 \cdot 10^{-4}$
										0,15	$2,45 \cdot 10^{-3}$
										$1,64 \cdot 10^{-3}$	$6,06 \cdot 10^{-7}$
										$1,12 \cdot 10^{-4}$	$2,35 \cdot 10^{-9}$
										$4,41 \cdot 10^{-2}$	$2,14 \cdot 10^{-4}$
0,13										0,36	$1,19 \cdot 10^{-2}$
0,19	0,49									$5,23 \cdot 10^{-3}$	$4,19 \cdot 10^{-6}$
-0,61	-0,57	-0,58								$6,38 \cdot 10^{-2}$	$4,59 \cdot 10^{-4}$
0,00	0,00	0,00	0,00							$2,0 \cdot 10^{-4}$	$1,10 \cdot 10^{-2}$
0,73	0,01	0,13	-0,31	0,00						$9,84 \cdot 10^{-2}$	$3,26 \cdot 10^{-4}$
-0,35	-0,15	-0,13	0,65	0,00	0,20					0,15	$2,45 \cdot 10^{-3}$
-0,73	-0,07	0,09	0,27	0,00	-0,84	-0,11				$1,64 \cdot 10^{-3}$	$6,06 \cdot 10^{-7}$
0,22	-0,10	0,60	-0,12	0,00	0,16	0,13	-0,15			$1,12 \cdot 10^{-4}$	$2,35 \cdot 10^{-9}$
-0,66	-0,16	-0,47	0,83	-0,00	-0,22	0,71	0,19	-0,28		$4,41 \cdot 10^{-2}$	$2,14 \cdot 10^{-4}$

Эле- МЕНТН	Na	K	Li	Mg	Ti	Mn	Fe	Cu	Zn	Pb
Na										
K	0,25									
Li	0,24	0,07								
Mg	0,37	0,06	0,37							
Ti	0,80	0,03	0,24	0,26						
Mn	-0,26	-0,33	-0,40	0,00	-0,11					
Fe	0,19	-0,46	0,17	0,14	0,19	-0,38				
Cu	0,25	0,46	-0,05	-0,16	0,43	0,06	-0,44			
Zn	0,04	-0,02	0,18	0,03	0,21	0,56	-0,45	0,48		
Pb	-0,02	-0,52	0,08	0,15	-0,05	0,31	0,28	-0,45	0,05	
Co	-0,57	-0,18	-0,20	-0,04	-0,45	0,35	-0,17	-0,25	-0,08	0,23
Ni	-0,28	0,0	-0,01	0,03	-0,18	0,75	-0,66	0,25	0,81	0,14
Cr	-0,20	-0,08	0,55	0,33	-0,19	-0,31	0,25	-0,38	-0,21	0,19
V	0,40	0,05	-0,06	0,06	0,39	0,06	0,22	0,13	0,14	0,02
Gd	-0,21	-0,17	-0,14	0,03	-0,17	0,48	-0,40	-0,09	0,37	0,30
Sr	-0,89	-0,29	-0,36	-0,24	-0,76	0,39	-0,18	-0,31	-0,09	0,00
Ba	-0,34	0,06	-0,06	-0,08	-0,26	0,36	-0,51	0,21	0,52	-0,08
Rb	0,88	0,34	0,24	0,25	0,77	-0,33	0,17	0,35	0,02	-0,13
Cs	-0,36	-0,26	-0,15	-0,03	-0,34	0,31	-0,08	-0,31	-0,03	0,27
Mo	0,13	-0,38	-0,26	0,25	0,06	0,73	-0,16	-0,21	0,35	0,49

Na										
K	0,35									
Li	0,35	0,05								
Mg	0,58	0,11	0,67							
Ti	0,15	0,34	0,29	-0,09						
Mn	0,22	0,26	0,24	0,45	0,02					
Fe	-0,17	-0,04	0,31	-0,12	0,74	-0,13				
Cu	0,05	0,49	0,30	0,41	0,22	0,21	-0,02			
Zn	0,48	0,35	0,23	0,74	-0,43	0,52	-0,61	0,42		
Pb	0,21	0,06	0,34	0,26	0,57	0,62	0,57	0,03	-0,05	
Co	-0,58	-0,29	0,00	-0,26	0,07	0,45	0,24	-0,13	-0,29	0,42
Ni	0,27	0,26	0,18	0,59	-0,43	0,79	-0,58	0,26	0,88	0,14
Cr	0,30	-0,12	-0,05	0,06	0,12	-0,16	-0,28	-0,25	-0,01	-0,19
V	0,46	0,05	0,19	0,43	0,34	0,48	0,20	-0,05	0,17	0,72
Cd	-0,33	-0,18	-0,01	-0,26	-0,09	-0,18	0,08	-0,22	-0,37	-0,08
Sr	-0,41	-0,49	-0,10	-0,45	-0,05	0,05	0,07	-0,52	-0,48	0,15
Ba	0,01	0,08	-0,38	-0,14	-0,43	0,25	-0,49	-0,38	0,31	-0,17
Rb	0,49	0,78	0,40	0,35	0,48	0,18	0,10	0,44	0,29	0,07
Cs	-0,33	-0,18	-0,01	-0,26	-0,09	-0,18	0,08	-0,22	-0,37	-0,08
Mo	0,31	0,36	0,04	0,56	-0,39	0,74	-0,53	0,20	0,80	0,12

Продолжение табл. 13
(Южный склон: ст. 767,768,772; n=43; $r_{0,05}=0,30$)

Co	Ni	Cr	V	Cd	Sr	Ba	Rb	Cs	Mo	X	σ^2
										1,83	0,143
										0,66	0,0284
										$7,52 \cdot 10^{-4}$	$1,85 \cdot 10^{-7}$
										0,98	0,07
										1,30	0,108
										19,35	4,43
										13,52	2,98
										0,11	0,00283
										0,058	$8,79 \cdot 10^{-5}$
										0,155	$6,19 \cdot 10^{-4}$
										0,489	0,0144
										0,418	0,0127
										$4,88 \cdot 10^{-3}$	$4,29 \cdot 10^{-6}$
										0,072	$7,96 \cdot 10^{-3}$
										$2,21 \cdot 10^{-4}$	$4,55 \cdot 10^{-9}$
										0,106	$5,54 \cdot 10^{-4}$
										0,126	$5,39 \cdot 10^{-3}$
										$1,59 \cdot 10^{-3}$	$5,67 \cdot 10^{-7}$
										$1,16 \cdot 10^{-4}$	$1,87 \cdot 10^{-9}$
										0,047	$7,57 \cdot 10^{-5}$
0,24											
0,27	-0,15										
-0,18	-0,09	-0,21									
0,27	0,44	-0,10	-0,05								
0,62	0,29	0,19	-0,31	0,19							
0,14	0,57	-0,17	-0,13	0,52	0,29						
-0,56	-0,31	-0,25	0,45	-0,24	-0,88	-0,35					
0,41	0,18	0,29	-0,07	0,37	0,37	-0,07	-0,35				
0,10	0,47	-0,13	0,07	0,38	0,10	0,08	-0,11	0,31			
(Северо-восточный склон: ст.788,789,790; n=18; $r_{0,05}=0,47$)											
										1,90	0,15
										0,63	0,0103
										$1,03 \cdot 10^{-3}$	$3,77 \cdot 10^{-7}$
										1,17	0,0394
										1,18	0,11
										21,28	5,96
										12,18	7,64
										0,106	$1,99 \cdot 10^{-3}$
										$7,48 \cdot 10^{-2}$	$2,98 \cdot 10^{-4}$
										0,18	$4,84 \cdot 10^{-4}$
										0,45	0,019
										0,54	0,018
										$6,54 \cdot 10^{-3}$	$3,44 \cdot 10^{-5}$
										$6,75 \cdot 10^{-2}$	$5,7 \cdot 10^{-5}$
										$2,18 \cdot 10^{-4}$	$5,29 \cdot 10^{-9}$
										$8,85 \cdot 10^{-2}$	$8,07 \cdot 10^{-4}$
										0,121	$1,8 \cdot 10^{-3}$
										$2,24 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-6}$
										$1,06 \cdot 10^{-4}$	$5,88 \cdot 10^{-10}$
										$6,42 \cdot 10^{-2}$	$2,34 \cdot 10^{-4}$
0,15											
-0,25	-0,06										
0,07	0,20	0,27									
0,27	-0,20	-0,02	-0,25								
0,71	-0,10	0,08	-0,05	0,38							
0,04	0,41	-0,01	-0,03	-0,13	0,21						
-0,33	0,14	0,21	0,20	-0,26	-0,57	-0,22					
0,27	-0,20	-0,02	-0,25	1,00	0,38	-0,13	-0,26				
0,11	0,90	0,00	0,33	-0,16	-0,17	0,39	0,25	-0,16			

Эле- менты	Na	K	Li	Mg	Ti	Mn	Fe	Cu	Zn	Pb
Na										
K	0,44									
Li	0,02	0,77								
Mg	0,28	0,79	0,87							
Ti	0,45	0,34	0,01	0,38						
Mn	0,07	-0,36	-0,65	-0,46	0,17					
Fe	0,53	-0,26	-0,39	-0,16	0,49	-0,01				
Cu	0,36	0,26	0,05	0,16	0,36	0,50	0,07			
Zn	0,28	-0,09	-0,20	-0,01	0,47	0,48	0,44	0,82		
Pb	0,21	-0,63	-0,60	-0,44	0,17	0,34	0,78	0,32	0,69	
Co	-0,89	-0,23	0,17	-0,12	-0,58	-0,13	-0,77	-0,47	-0,56	-0,53
Ni	-0,43	0,25	0,38	0,31	-0,16	0,24	-0,79	0,41	0,17	-0,41
Cr	-0,42	0,26	0,71	0,67	0,00	-0,38	-0,44	-0,21	-0,23	-0,46
V	0,63	-0,20	-0,47	-0,19	0,48	0,37	0,83	0,54	0,76	0,85
cd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	-0,89	-0,55	-0,18	-0,33	-0,51	0,26	-0,59	-0,18	-0,15	-0,10
Ba	0,15	-0,27	-0,25	0,04	0,49	0,42	0,49	0,65	0,91	0,77
Rb	0,79	0,66	0,81	0,44	0,57	-0,34	0,52	0,26	0,21	0,03
Cs	-0,09	0,03	0,42	0,54	0,12	-0,25	-0,04	-0,26	-0,14	-0,14
Mo	0,49	-0,27	-0,55	-0,29	0,41	0,68	0,59	0,70	0,83	0,80

Na										
K	0,12									
Li	-0,06	0,67								
Mg	0,46	0,04	0,38							
Ti	0,78	-0,35	-0,23	0,65						
Mn	0,17	-0,55	-0,30	0,39	0,60					
Fe	0,19	-0,65	-0,68	-0,07	0,36	0,24				
Cu	0,08	0,32	0,40	0,30	0,18	0,19	-0,39			
Zn	0,23	-0,12	0,07	0,51	0,50	0,63	0,03	0,64		
Pb	0,12	-0,78	-0,83	-0,20	0,32	0,33	0,85	-0,52	-0,11	
Co	-0,52	-0,26	0,12	-0,22	-0,35	0,13	-0,10	-0,28	-0,32	-0,07
Ni	-0,13	0,11	0,49	0,39	0,08	0,51	-0,58	0,54	0,63	-0,49
Cr	-0,68	0,04	0,19	-0,42	-0,65	-0,20	-0,31	-0,12	-0,40	-0,13
V	0,47	-0,01	-0,19	0,22	0,46	0,23	0,34	0,09	0,35	0,14
cd	-0,39	-0,15	-0,12	-0,13	-0,21	0,31	-0,08	0,04	0,15	-0,04
Sr	-0,88	-0,27	-0,02	-0,34	-0,62	-0,02	-0,13	-0,18	-0,24	0,09
Ba	-0,65	-0,04	0,04	-0,36	-0,56	-0,28	-0,10	-0,05	-0,28	-0,02
Rb	0,86	0,25	0,13	0,61	0,70	0,19	0,09	0,17	0,37	-0,12
Cs	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mo	0,57	-0,52	-0,42	0,43	0,75	0,71	0,33	-0,01	0,49	0,50

Продолжение табл. I3
(ст.776; n=19; r_{0,05}=0,46)

Co	Ni	Cr	V	Cd	Sr	Ba	Rb	Cs	Mo	Y	σ ²
										1,69	0,14
										0,66	1,66·10 ⁻²
										6,18·10 ⁻⁴	1,03·10 ⁻⁷
										0,89	7,35·10 ⁻³
										1,40	2,18·10 ⁻²
										18,6	3,44
										16,4	6,07
										0,14	2,53·10 ⁻³
										5,79·10 ⁻²	1·10 ⁻⁴
										0,16	1,31·10 ⁻³
										0,38	2,46·10 ⁻²
										0,30	7,57·10 ⁻³
0,49										5,00·10 ⁻³	5,33·10 ⁻⁶
0,54	0,47									7,12·10 ⁻²	5,86·10 ⁻⁴
-0,87	-0,44	-0,61								2,00·10 ⁻⁴	1,15·10 ⁻²
0,00	0,00	0,00	0,00							0,103	4,21·10 ⁻⁴
0,83	0,57	0,36	-0,51	0,00						0,17	3,54·10 ⁻³
-0,46	0,11	-0,08	0,73	0,00	0,00					1,61·10 ⁻³	6,19·10 ⁻⁷
-0,79	-0,43	-0,26	0,46	0,00	-0,96	0,04				1,2·10 ⁻⁴	3,99·10 ⁻⁹
0,26	0,09	0,76	-0,25	0,00	0,12	0,07	-0,18			4,5·10 ⁻²	3,69·10 ⁻⁴
-0,72	-0,16	-0,57	0,91	0,00	-0,25	0,79	0,20	-0,32			

(ст.767; n=19; r_{0,05}=0,46)

										1,93	0,15
										0,72	4,89·10 ⁻²
										5,62·10 ⁻⁴	1,48·10 ⁻⁸
										0,91	1,99·10 ⁻²
										1,44	0,11
										19,02	2,65
										13,22	3,2
										0,14	1,92·10 ⁻³
										5,77·10 ⁻²	4,54·10 ⁻⁵
										0,14	3,89·10 ⁻⁴
										0,47	5,95·10 ⁻³
										0,39	5,55·10 ⁻³
0,15										4,1·10 ⁻³	9,88·10 ⁻⁷
0,60	0,05									8,8·10 ⁻²	1,80·10 ⁻²
-0,30	-0,08	-0,54								2,05·10 ⁻⁴	5,26·10 ⁻¹⁰
0,48	0,33	0,46	-0,07							0,102	4,83·10 ⁻⁴
0,52	0,16	0,75	-0,40	0,42						1,21	3,46·10 ⁻³
0,28	-0,05	0,41	-0,19	0,16	0,59					1,83·10 ⁻³	6,58·10 ⁻⁷
-0,47	0,04	-0,76	0,58	-0,37	-0,83	-0,57				9,9·10 ⁻⁵	2,2·10 ⁻²⁰
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			4,48·10 ⁻²	5,39·10 ⁻⁵
-0,27	0,19	-0,4	0,17	0,01	-0,30	-0,46	0,42	0,00			

Эле- менты	Na	K	Li	Mg	Ti	Mn	Fe	Cu	Zn	Pb
Na										
K	0,23									
Li	-0,49	0,01								
Mg	-0,04	-0,01	-0,08							
Ti	-0,42	0,43	0,48	0,17						
Mn	0,25	0,28	-0,25	0,69	0,18					
Fe	-0,10	-0,32	0,34	-0,46	-0,13	-0,86				
Cu	-0,17	0,43	-0,17	0,64	0,36	0,68	-0,83			
Zn	0,00	0,46	-0,24	0,71	0,27	0,85	-0,89	0,95		
Pb	0,28	-0,08	-0,28	0,38	-0,19	0,60	-0,31	-0,01	0,26	
Co	0,01	-0,37	-0,14	0,62	-0,04	0,58	-0,35	0,17	0,32	0,83
Ni	0,18	0,43	-0,34	0,73	0,18	0,90	-0,86	0,86	0,96	0,33
Cr	-0,35	-0,42	0,37	-0,13	-0,01	-0,53	0,57	-0,41	-0,52	-0,18
V	0,22	-0,13	0,11	-0,21	-0,09	-0,05	0,17	-0,41	-0,32	0,32
Cd	0,13	0,46	-0,20	0,33	0,08	0,69	-0,88	0,77	0,80	0,20
Sr	0,46	-0,34	0,02	0,08	-0,29	0,22	0,08	-0,43	-0,23	0,59
Ba	0,21	0,66	-0,24	0,40	0,13	0,73	-0,84	0,82	0,88	0,18
Rb	-0,01	0,11	0,17	-0,81	-0,03	-0,81	0,69	-0,62	-0,73	-0,53
Cs	-0,14	-0,48	-0,16	0,11	0,00	0,11	-0,09	-0,06	-0,05	0,23
Mo	0,47	0,06	-0,47	0,60	-0,14	0,84	-0,64	0,37	0,59	0,77

Na										
K	0,68									
Li	0,38	0,30								
Mg	0,77	0,41	0,18							
Ti	0,21	0,54	0,74	0,11						
Mn	-0,19	-0,22	-0,56	-0,03	-0,37					
Fe	0,15	-0,10	0,11	0,35	-0,12	-0,62				
Cu	0,09	0,56	0,17	-0,34	0,51	0,04	-0,48			
Zn	-0,01	0,03	0,64	-0,31	0,48	0,07	-0,43	0,51		
Pb	0,05	-0,06	-0,06	0,09	-0,03	0,37	-0,29	-0,20	0,01	
Co	0,13	0,19	0,07	0,24	0,29	-0,25	0,14	-0,11	-0,41	0,35
Ni	0,05	0,12	0,30	-0,14	0,30	0,53	-0,73	0,39	0,78	0,38
Cr	0,43	0,28	0,72	0,52	0,49	-0,54	0,36	-0,28	0,11	0,18
V	0,21	-0,33	0,16	0,21	-0,19	0,06	0,08	-0,52	0,02	0,63
Cd	-0,41	-0,55	-0,28	-0,01	-0,12	0,35	-0,12	-0,39	-0,21	0,40
Sr	0,02	-0,50	-0,46	0,23	-0,78	0,31	0,07	-0,71	-0,49	0,04
Ba	0,10	0,47	0,36	-0,08	0,54	0,03	-0,38	0,60	0,54	-0,38
Rb	0,27	0,62	0,03	-0,10	0,22	-0,19	-0,12	0,63	0,03	0,02
Cs	-0,41	-0,55	-0,28	-0,01	-0,12	0,35	-0,12	-0,39	-0,21	0,40
Mo	-0,04	-0,35	-0,40	0,24	-0,48	0,73	-0,41	-0,49	-0,16	0,42

Продолжение табл. 13
(ст.768/12; n=12; r_{0,05}=0,57)

Co	Ni	Cr	V	Cd	Sr	Ba	Rb	Cs	Mo	X	σ^2
										1,42	8,79·10 ⁻³
										0,59	2,80·10 ⁻³
										6,19·10 ⁻⁴	6,06·10 ⁻⁸
										0,93	3,76·10 ⁻³
										0,94	2,38·10 ⁻²
										20,86	5,97
										13,27	4,46
										7,92·10 ⁻²	1,12·10 ⁻³
										5,94·10 ⁻²	1,84·10 ⁻⁴
										0,16	1,33·10 ⁻⁴
										0,6	4,32·10 ⁻³
										0,49	2,4·10 ⁻²
0,35										5,5·10 ⁻³	4,99·10 ⁻⁶
-0,06	-0,60									5,14·10 ⁻²	1,38·10 ⁻⁵
0,15	-0,31	0,64								2,42·10 ⁻⁴	8,11·10 ⁻⁹
0,19	0,73	-0,34	0,03							0,13	2,42·10 ⁻⁵
0,46	-0,13	0,25	0,69	-0,14						0,15	1,33·10 ⁻²
0,08	0,83	-0,54	-0,20	0,92	-0,26					7,1·10 ⁻⁴	2,81·10 ⁻⁸
-0,74	-0,72	0,38	0,22	-0,45	-0,26	-0,44				1,5·10 ⁻⁴	4,54·10 ⁻⁹
0,39	-0,01	0,48	0,56	0,07	0,27	-0,22	-0,04			4,93·10 ⁻²	9,0·10 ⁻⁵
0,67	0,67	-0,24	0,31	0,51	0,58	0,48	-0,72	0,30			
(ст.772; n=12; r _{0,05} =0,57)											
										2,06	1,8·10 ⁻²
										0,62	1,0·10 ⁻²
										1,18·10 ⁻³	3,37·10 ⁻⁷
										1,15	0,19
										1,42	2,22·10 ⁻²
										18,38	2,93
										14,25	0,87
										9,66·10 ⁻²	3,47·10 ⁻³
										5,87·10 ⁻²	7,55·10 ⁻⁵
										0,17	1,12·10 ⁻³
										0,41	1,97·10 ⁻²
-0,35										0,39	7,97·10 ⁻³
0,35	-0,02									5,5·10 ⁻³	7,91·10 ⁻⁶
0,25	0,18	0,31								6,7·10 ⁻²	3,74·10 ⁻⁵
0,24	-0,09	-0,17	0,16							2,25·10 ⁻⁴	7,5·10 ⁻⁹
-0,02	-0,30	-0,21	0,36	0,35						8,65·10 ⁻²	4,52·10 ⁻⁵
-0,40	0,48	-0,15	-0,53	-0,24	-0,47					0,11	8,54·10 ⁻⁴
0,14	-0,07	-0,13	-0,48	-0,22	-0,40	0,27				2,11·10 ⁻³	2,03·10 ⁻⁷
0,24	-0,09	-0,17	0,16	1,00	0,35	-0,24	-0,22			1,08·10 ⁻⁴	8,33·10 ⁻¹⁰
-0,11	0,35	-0,14	0,46	0,36	0,67	-0,24	-0,59	0,36		4,69·10 ⁻²	9,63·10 ⁻⁵

Эле- МЕНТЫ	Na	K	Li	Mg	Ti	Mn	Fe	Cu	Zn	Pb
Na										
K	0,48									
Li	0,44	0,12								
Mg	0,75	0,31	0,65							
Ti	0,32	0,22	0,40	0,11						
Mn	0,12	0,54	0,14	0,20	0,38					
Fe	-0,13	-0,22	0,43	0,00	0,65	0,16				
Cu	0,39	0,55	0,33	0,66	0,07	0,57	-0,25			
Zn	0,56	0,61	0,13	0,65	-0,34	-0,32	-0,66	0,71		
Pb	0,11	0,08	0,34	0,14	0,77	0,71	0,70	0,23	-0,27	
Co	-0,75	-0,22	-0,07	-0,52	0,27	0,38	0,48	-0,08	-0,55	0,49
Ni	0,23	0,70	0,02	0,36	-0,26	0,62	-0,56	0,74	0,87	-0,07
Cr	0,34	-0,06	-0,09	-0,07	0,36	-0,47	-0,11	-0,24	-0,17	-0,21
V	0,50	0,15	0,23	0,40	0,73	0,44	0,40	0,30	0,01	0,71
Gd	-0,42	-0,16	-0,02	-0,37	0,00	-0,33	0,22	-0,22	-0,50	-0,07
Sr	-0,70	-0,52	-0,13	-0,71	0,12	-0,22	0,34	-0,48	-0,75	0,12
Ba	-0,14	0,17	-0,48	-0,36	-0,36	0,03	-0,41	-0,30	-0,21	-0,32
Rb	0,68	0,82	0,47	0,52	-0,53	0,39	0,08	0,43	0,44	0,21
Cs	-0,42	-0,16	-0,02	-0,37	-0,00	-0,33	0,22	-0,22	-0,50	-0,07
Mo	0,26	0,78	-0,09	0,42	-0,12	0,58	-0,36	0,71	0,78	-0,02

ложительные коэффициенты корреляции ($r = 0,73 - 0,90$) для Mn с Zn, Ni, Mo отмечены на вершине гайота, северо-восточном и южном склонах (ст. 776, 768, 772), при этом Zn, Ni, Mo четко коррелируют и между собой. Для Cu по гайоту в целом отмечается лишь тенденция связи с Mn ($r = 0,12$), однако на вершине, западе и северо-востоке (ст. 776, 768, 790) она возрастает до ясной ($r = 0,50 - 0,83$). Положительная корреляционная связь Mn с другими металлами оценивается следующими коэффициентами: с Cd - $r = 0,35$ (по гайоту в целом), $r = 0,48 - 0,63$ (ст. 768); с Ba - $r = 0,22$ (по гайоту в целом), $r = 0,36 - 0,73$ (юго-западный склон, ст. 768).

Взаимосвязь Mn с Pb и Co противоречива: слабая положительная корреляция этих элементов отмечается по гайоту в целом ($r_{Mn-Pb} = 0,31$; $r_{Mn-Co} = 0,33$), сильная для Pb в ЖМО южного и северо-восточного склонов ($r_{Mn-Pb} = 0,62 - 0,71$) и более умеренная для Co ($r_{Mn-Co} = 0,35 - 0,58$); наиболее высокие отрицатель-

Co	Ni	Cr	V	Cd	Sr	Ba	Rb	Cs	Mo	χ	σ^2
										I,93	0,16
										0,62	1,32·10 ⁻²
										1,05·10 ⁻³	4,94·10 ⁻⁷
										1,21	4,0·10 ⁻²
										1,07	0,11
										21,92	4,99
										11,13	6,93
										9,88·10 ⁻²	2,06·10 ⁻³
										7,83·10 ⁻²	3,19·10 ⁻⁴
										0,16	4,45·10 ⁻⁴
										0,47	2,5·10 ⁻²
										0,59	1,21·10 ⁻²
										7,77·10 ⁻³	4,37·10 ⁻⁵
										6,82·10 ⁻²	5,27·10 ⁻⁵
										2,25·10 ⁻⁴	7,5·10 ⁻⁹
										9,37·10 ⁻²	9,98·10 ⁻⁴
										0,13	2,2·10 ⁻³
										2,17·10 ⁻³	3,3·10 ⁻⁶
										1,08·10 ⁻⁴	8,33·10 ⁻¹⁰
										6,98·10 ⁻²	1,76·10 ⁻⁴
-0,11											
-0,38	-0,41										
-0,04	-0,07	0,30									
0,25	-0,42	-0,08	-0,36								
0,73	-0,50	-0,04	-0,23	0,36							
-0,06	0,27	-0,15	-0,22	-0,20	0,07						
-0,31	0,39	0,26	0,38	-0,26	-0,57	-0,17					
0,25	-0,42	-0,08	-0,36	1,00	0,36	-0,20	-0,26				
-0,13	0,86	-0,30	0,11	-0,35	-0,60	0,21	0,51	-0,35			

льные значения коэффициентов корреляции (-0,68 и -0,75) для Mn с Pb и Co (соответственно) проявляются в ЖМО вершины горы. Заметим, что число положительных связей Mn с Pb и Co по отдельным исследуемым участкам поверхности гайота преобладает.

Особенностью взаимосвязи элементов железистой группы (Pb, Ti, V), так же как и для марганцевой, являются высокие значения их коэффициентов корреляции (0,51-0,86). Наиболее сильная положительная связь Fe отмечается с Pb (0,70-0,88) и V (0,82), а отрицательная - с Ni (-0,93), Cu (-0,94), Zn (-0,89) с Sb (-0,88). На вершине, западном и северо-восточном склонах между собой коррелируют V - Pb (0,71-0,90) и V - Ti (0,79-0,84).

Теснота рассмотренных связей в целом свидетельствует о единой геохимической природе накопления исследуемых компонентов ЖМО. Высокие значения коэффициентов корреляции Mn, Fe, Ni, Zn, Cu, Co показывает, что эти элементы могут быть увязаны в единых минералах.

Колебания характера и значений корреляционных связей выз-

Средние содержания (\bar{X}) основных и малых элементов (%)
и Mn-модуля в ЖМО станций разных батиметрических уровней

Направление склона	Номер станции	Глубина, м	Mn	Fe	Ni	Cu	Zn	Co	Pb	$\frac{Mn}{Fe}$
Вершина	748	1250-1400	21,30	11,9	0,60	0,08	0,07	0,69	0,18	1,79
	749	1300	22,0	9,67	1,14	0,15	0,10	0,64	0,16	2,27
ЮЗ	772	1560-1700	18,38	14,25	0,40	0,10	0,06	0,41	0,17	1,29
	768	1900-2100	20,85	13,27	0,50	0,08	0,06	0,60	0,16	1,57
	767	2600-3000	19,02	13,22	0,40	0,14	0,06	0,47	0,14	1,44
З	777	2000	18,1	15,6	0,40	0,11	0,06	0,45	0,19	1,16
	776	3500	19,62	16,39	0,40	0,14	0,06	0,38	0,16	1,14
	775	4600-4700	19,27	11,67	0,46	0,19	0,05	0,43	0,09	1,65
СЗ	761	1900-2100	16,00	13,7	0,27	0,04	0,04	0,50	0,14	1,17
	754	2900-3100	17,25	14,15	0,34	0,13	0,05	0,44	0,135	1,22
	753	3400-3600	15,4	13,45	0,34	0,14	0,06	0,40	0,15	1,14
СВ	790	1400-1600	21,92	11,13	0,59	0,12	0,09	0,47	0,16	1,97
	789	1800-2000	21,00	14,9	0,50	0,10	0,07	0,43	0,19	1,41
	788	3100-3200	17,8	14,35	0,34	0,16	0,06	0,38	0,14	1,24

ваны локальными изменениями физико-химических условий в средах, определяющих процессы миграции и адсорбции элементов.

В силу неоднородности взглядов о виде связей содержаний химических элементов с глубиной залегания ЖМО /10, 36, 37, 48, 62, 63, 94/ и недостатка статистических данных для построения трендов высокого порядка, а также отсутствия материалов по сравнению этих характеристик для руд крупных и малых морфоструктур нами были изучены средние содержания и распределения макро- и микроэлементов ЖМО по станциям, расположенным на различном батиметрическом уровне (табл. 14).

Статистическая значимость различий между средними содержаниями (\bar{X}) элементов и Т-критерием в ЖМО отдельных станций приведена в табл. 15. Из нее видно, что с увеличением глубины средние содержания Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Co, Pb изменяются. В направлении от вершины гайота к его подножию фиксируются два максимума их колебаний: на глубине 2000 м и в пределах 3000 - 3500 м. При этом в отдельных ЖМО дополнительно отмечаются флуктуации концентраций в зависимости от направления профиля их взятия.

В целом по гайоту Ламонт, начиная от отметки 2000 м с пере-

Различие между средними содержаниями (\bar{X}) элементов
и T - критерием в ЖМО отдельных станций

Элементы	Номер станции									
	768- 776	768- 772	768- 790	768- 776	776- 772	776- 790	776- 767	772- 790	772- 767	790- 767
Na	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Li	-	Зн.	-	-	Зн.	-	-	-	Зн.	Зн.
Mg	-	-	Зн.	-	-	Зн.	-	-	-	Зн.
Ti	Зн.	Зн.	-	Зн.	-	Зн.	-	Зн.	-	Зн.
Mn	Зн.	Зн.	-	Зн.	-	Зн.	-	Зн.	-	Зн.
Fe	Зн.	-	Зн.	-	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.
Cu	Зн.	-	-	Зн.	-	-	-	-	Зн.	Зн.
Zn	-	-	Зн.	-	-	Зн.	-	Зн.	-	Зн.
Pb	-	-	-	Зн.	-	-	-	-	Зн.	Зн.
Co	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	-	-	-	-	-	-
Ni	Зн.	-	-	-	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	-	Зн.
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	Зн.	Зн.	Зн.	-	-	-	-	-	-	-
Cd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	-	-	-	Зн.	-
Ba	-	-	-	-	Зн.	-	-	-	-	-
Rb	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	-	-	-	-	-	-
Cs	-	-	-	Зн.	-	-	-	-	-	-
Mo	-	-	Зн.	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. Зн. - различия между средними содержаниями элементов значимо. \bar{X} - для Ca, Ba (по ст.768), Cs (ст.776), Mg, Ca, Cs (ст. 772), Ca, Cs (ст.790) и K, V, Cd, Ba (ст.767) не сравнивались ввиду ненормальности распределения; количество анализов: $n = 12$ (ст.768, 772, 790); $n = 19$ (ст.767); $n = 10$ (ст. 776).

ходом на более высокий батиметрический уровень, происходит незначительное обогащение ЖМО Mn и Ni. В отличие от Ni медь ведет себя противоположным образом: по мере перехода на более низкий батиметрический уровень содержания ее возрастают. Цинк ведет себя стабильно.

Изменения содержания Fe сверху вниз противоположны Mn: на северо-западном склоне его средние значения постоянны, на западе и юго-западе и близ вершины - снижаются; увеличение

содержаний железа с глубиной просматривается только для ЖМО северо-восточного склона.

Содержания Рb и Со с глубиной уменьшаются, за исключением ЖМО СЗ и ЮЗ склонов, где на глубине 3500 м средние содержания Рb и на глубине 2100 м Со возрастают. Максимальные количества Со отмечаются в ЖМК привершинной части гайота.

Соотношения средних содержаний Ni, Cu, Zn, Co, Рb и Mn/Fe с глубиной (h) по гайоту в целом показаны на рис. 21, 23, а по отдельным склонам на рис. 22, 23.

В дополнение к вышеизложенному проведены оценки корреляционных связей отдельных элементов с глубиной (см. табл. I2, I4). Анализ полученных величин делает очевидным отсутствие ясных линейных корреляций между концентрациями Fe, Mn, Ni, Cu, Zn, Co, Рb с глубиной залегания ЖМО.

Положительные корреляции этой связи проявляются лишь у K и Ti ($r_{K-h} = 0,61$; $r_{Ti-h} = 0,52$) и отрицательные у Со и Mg ($r_{Co-h} = -0,66$; $r_{Mg-h} = -0,52$).

Причины вариаций содержаний макро- и микроэлементов с глубиной до сих пор дискутируются. Барнс, Кроман и др. /43, I02, I03/ считают, что эти явления связаны с изменением минерального состава в ЖМО с глубиной. Мурби /I45/ объяснил обогащение нодулей Со и Ni за счет высвобождения этих элементов при растворении скелетов органики на уровне лизоклина или глубже. В ряде работ /I0, II, I4, 36, 37, 43, 48, 60, II3, II9/ изменение состава связывают с рельефом, скоростями течения, вулканогенной и гидротермальной деятельностью, а также с проявлениями подводного выветривания.

Не отрицая в целом возможности подобных связей, на гайоте Ламонт незначительная изменчивость содержаний Ni, Cu, Рb, Со (0,1 - 0,01 %) с глубиной при постоянном (вернадитовом) составе основной Mn-фазы может быть объяснена локальными колебаниями состава морской воды, обусловленными рядом причин, в том числе и проявлениями гидротермальной деятельности, следы которой фиксированы в ЖМО ст. 749, 761.

Содержания основных и малых элементов в различных категориях ЖМО приведены в табл. I6.

На всех изученных профилях отбора образцов химический сос-

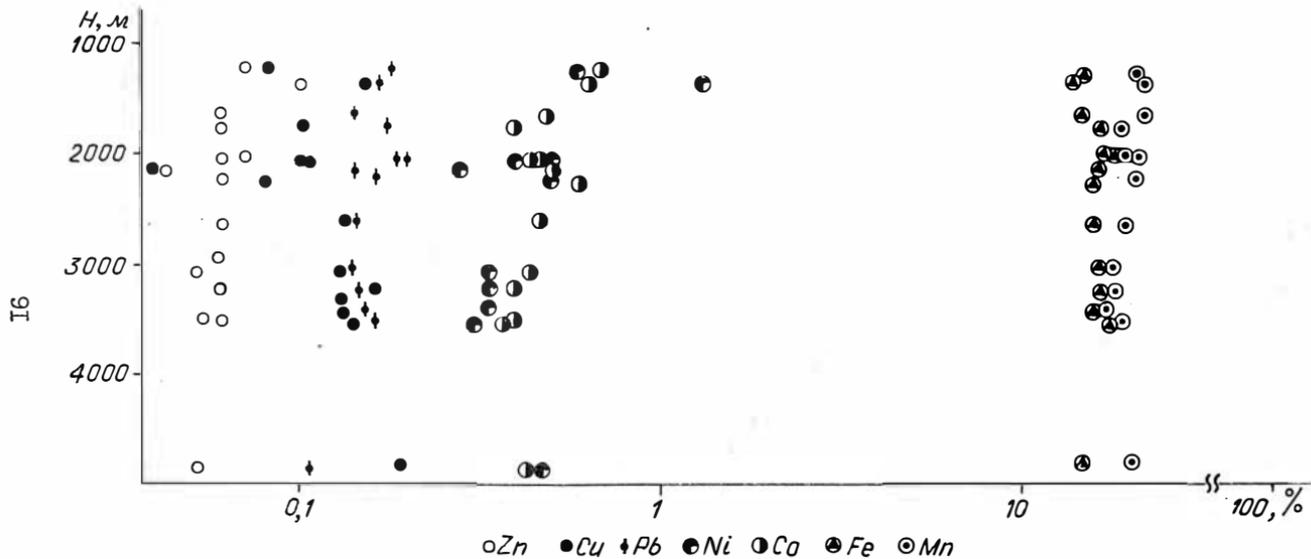


Рис.21. Средние содержания малых элементов (%) и их связь с глубиной (H) для гайота в целом.

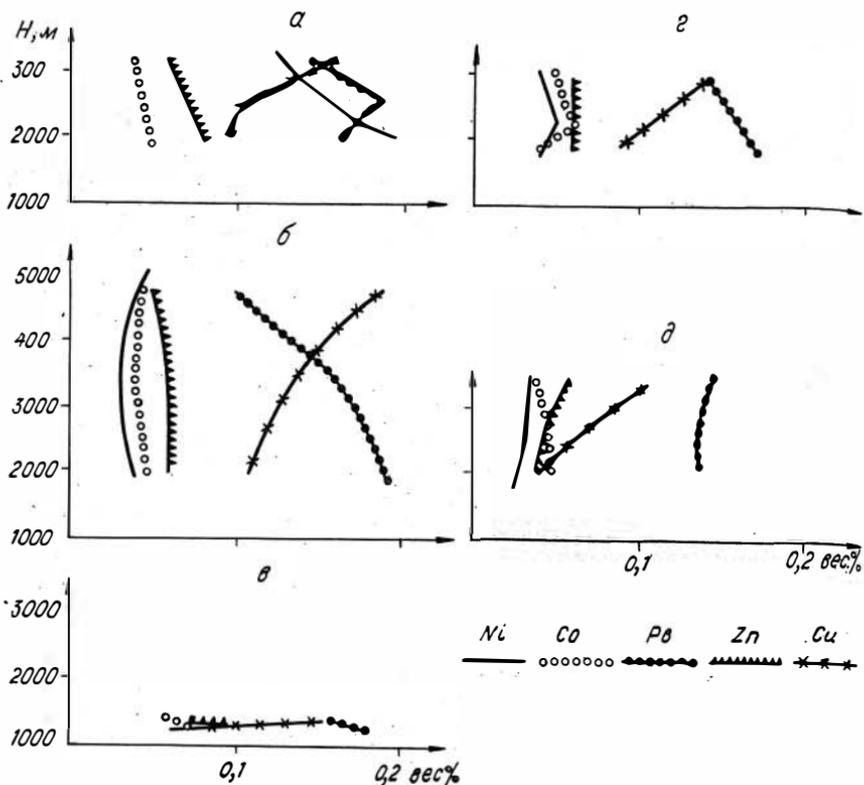


Рис.22. Соотношение средних содержаний малых элементов (%) с глубиной (H) по отдельным склонам гайота. Склоны: а - северо-восточный; б - западный, в - вершина, г - юго-западный, д - северо-западный.

тав рудных оболочек конкреций, корковых конкреционных образований и корок различаются незначительно.

Наиболее высокие и стабильные содержания Mn (~ 19-23 %) отмечаются в конкрециях, наиболее низкие - в корках; корковые конкреционные образования по содержанию марганца занимают промежуточное положение. При этом по величине значений Mn они ближе к ЖМК, а по характеру колебаний - к коркам.

Содержания железа и схема его распределения в отдельных образцах ЖМК и Кконо по всей поверхности гайота, обратны подобным величинам Mn. В корках железо ведет себя менее стандартно. Так, на поверхности гайота и на его СЗ склоне (глубина 2000, 3000 м) в корках (при резком колебании в них значений Mn) отмечаются аналогичные или близкие содержания Fe (ст. 748, 761, 754).

При анализе содержаний Ni и Zn в различных категориях ЖМО просматривается, как и в случаях с Mn, слабая тенденция уменьшения их значений от конкреций к коркам, при этом более стабильно ведет себя цинк.

Заметных различий в содержаниях Pb и Co между ЖМК, Кконо и корками не отмечается, близок в них и предел колебаний. При этом свинец ведет себя более спокойно: диапазон его колебаний не превышает 0,05 %, в то время как у кобальта он составляет 0,1–0,5 %.

Колебания химического состава в пределах рудной оболочки отдельных нодулей отмечались неоднократно /10, 36, 37, 43, 73, 74, 159/. При этом показано, что наиболее значительный диапазон колебаний содержаний основных и малых элементов присущ седиментационно-диагенетическим и диагенетическим ЖМО, с ярко выраженной асимметрией строения и минерального состава.

Асимметрия конкреций и корковых конкреционных образований (структурная и метрическая) на гайоте Ламонт развита слабо

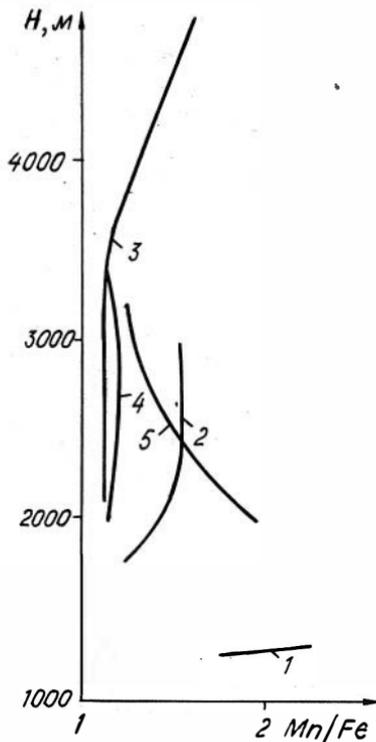


Рис. 23. Зависимость Mn/Fe от глубины (H) взятия образца:

- I - вершина; 2 - юго-западный склон; 3 - западный; 4 - северо-западный; 5 - северо-восточный.

Содержание основных и малых элементов (%)
в различных категориях ЖМО гайота Ламонт

Номер образца	Mn	Fe	Cu	Zn	Pb	Co	Ni
Железо-марганцевые конкреции							
748	23,0	8,3	0,11	0,083	0,19	0,66	0,76
772/20	21,9	12,8	0,10	0,074	0,19	0,11	0,62
768/40д	21,9	10,5	0,11	0,067	0,16	0,63	0,52
767/196	20,8	12,0	0,17	0,060	0,14	0,49	0,46
776	19,3	13,5	0,15	0,06	0,14	0,57	0,40
775	18,8	13,5	0,20	0,056	0,14	0,35	0,54
790	22,7	12,4	0,07	0,061	0,17	0,68	0,57
Корковые конкреционные образования							
776	17,3	15,4	0,09	0,053	0,15	0,49	0,32
767/4а	20,3	15,4	0,16	0,067	0,15	0,38	0,37
776/2	18,4	15,5	0,08	0,045	0,14	0,52	0,27
753/7	15,4	13,0	0,14	0,053	0,15	0,40	0,35
790/60а	21,7	12,0	0,14	0,090	0,17	0,44	0,61
789/7	23,5	15,0	0,13	0,087	0,20	0,47	0,66
748	20,1	13,0	0,06	0,076	0,19	0,76	0,54
768	20,4	13,9	0,51	0,048	0,16	0,59	0,39
768/8д	20,7	14,4	0,09	0,061	0,17	0,69	0,47
Корковые образования							
748	20,7	13,3	0,08	0,062	0,19	0,73	0,57
772/9	18,7	13,9	0,03	0,046	0,18	0,54	0,33
772/45	20,3	13,9	0,02	0,053	0,21	0,52	0,37
768/38д	17,3	15,7	0,04	0,044	0,16	0,54	0,32
753/9	15,4	13,9	0,13	0,056	0,14	0,37	0,32
754/27	18,0	12,4	0,16	0,054	0,12	0,50	0,39
754/7	16,5	15,9	0,10	0,050	0,15	0,38	0,25
761/10	13,8	13,9	0,05	0,043	0,12	0,42	0,24
761/19а	17,3	13,5	0,03	0,045	0,16	0,57	0,29
777/2-4	18,1	15,6	0,11	0,059	0,19	0,45	0,39

(более подробное ее описание приведено в гл. II). Асимметрия минерального состава отсутствует. В то же время установлены незначительные различия содержаний Fe, Mn и ассоциирующих с ними малых элементов верхних и нижних сторон уплощенных ЖМК и коркоконкреций различной формы (булковидных, лепешковидных, эллипсоидных) и по разрезу крупных Кконо и рудных ЖМК.

Приведена сравнительная характеристика основных и малых рудных элементов в ЖМО различных категорий по разрезу их рудных оболочек, верх-низ, а также периметру отдельных слоев (табл. I7). Как видно из этой таблицы, рудные оболочки верхних частей нодулей характеризуются повышенными содержаниями марганца, нижние — более железистые. В изменениях значений Cu, Zn, Pb, Co, Ni какой-либо общей или стандартной направленности не установлено. Так, при одних и тех же значениях Fe и Mn (верх-низ) в обр. 767-3 (Кконо эллипсоидальной формы) содержания Cu, Zn, Pb остаются без изменений, а Co и Ni увеличиваются, в то время как в обр. 768 (булковидная коркоконкреция) значения Pb, Co возрастают, Cu, Zn, Ni падают.

В случаях ясно выраженной железистости наблюдается либо незначительное увеличение содержаний всех малых элементов (обр. 767-2), либо, при стабильном содержании Ni и увеличении Cu, Zn и Co, — понижение содержаний свинца (обр. 776).

Одновременный анализ верхних, нижних и боковых частей приповерхностного и приядерного слоев, проведенный в "Кконо-гигантах", с наиболее выраженной асимметрией поверхности (верх-сглаженно-бугорчатый, низ — ботриoidalно-сосцевидный; наличие диаметрального "пояска") и в рудных ЖМК с равномерно ботриoidalной поверхностью, в целом подтвердил неопределенность и незначительность колебания содержаний исследуемых элементов (см. табл. I7). Приядерные слои обогащены Mn, Cu, Ni, приповерхностные — Fe, Pb и Co, которые также ведут себя неопределенно и не повторяют поведения железа.

Значения проб боковых частей исследуемых ЖМО занимают промежуточные положения между вариациями значений верх-низ в пределах каждого слоя. Между собой (правый, левый) они изменяются либо значительно (ЖМК, ст. 790), либо близки (Кконо, ст. 767).

Послойные анализы рудной оболочки корок (ст. 776, n = 3500)

Таблица 17

Сравнительная характеристика основных и малых элементов (%)
в ЖМО различных категорий по разрезу их рудных оболочек

Место взятия образца, глубина, м	Характер пробы	Mn	Fe	Cu	Zn	Pb	Co	Ni
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Железо-марганцевые конкреции								
(ядро - измененный эффузив)								
<u>Приповерхностный слой</u>								
ЮЗ	Верх	18,7	15,00	0,19	0,06	0,17	0,42	0,33
н - 3000	Бок правый	18,3	13,50	0,06	0,05	0,15	0,56	0,32
ст. 767(1)	Бок левый	19,2	14,50	0,06	0,05	0,16	0,57	0,33
	Низ	18,70	15,21	0,06	0,05	0,18	0,39	0,28
<u>Приядерный слой</u>								
	Верх	20,3	11,50	0,23	0,07	0,12	0,44	0,51
	Бок правый	19,6	11,60	0,14	0,06	0,13	0,50	0,45
	Бок левый	19,6	11,80	0,14	0,06	0,14	0,44	0,50
	Низ	17,6	14,60	0,11	0,06	0,15	0,39	0,35
Рудные железо-марганцевые конкреции								
<u>Приповерхностный слой</u>								
СВ	Общая	24,4	11,80	0,14	0,09	0,19	0,50	0,65
н - 2000								
<u>Приядерный слой</u>								
ст. 790	Верх	25,6	8,60	0,16	0,10	0,18	0,41	0,74
	Бок правый	24,4	11,80	0,14	0,10	0,17	0,45	0,73
	Бок левый	19,2	6,57	0,12	0,09	0,14	0,29	0,58
	Низ	20,3	8,80	0,13	0,10	0,13	0,38	0,68
СВ	Верх	16,9	14,10	0,14	0,056	0,14	0,36	0,31
н - 3100	Низ	18,7	14,60	0,18	0,059	0,15	0,39	0,36
ст. 788								
Корковые конкреционные образования								
ЮЗ	Верх	15,4	9,46	0,16	0,050	0,10	0,40	0,35
н - 3000	Низ	16,1	11,80	0,17	0,053	0,11	0,50	0,41
ст. 767(2)								

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<u>Приповерхностный слой</u>								
ЮЗ. Н - 1800 ст.772	Верх	18,5	13,70	0,18	0,063	0,17	0,44	0,38
	Низ	17,2	15,60	0,065	0,050	0,17	0,26	0,35
<u>Приядерный слой</u>								
	Верх	18,5	13,00	0,18	0,059	0,15	0,45	0,44
	Бок	18,5	14,60	0,15	0,065	0,18	0,54	0,44
	Низ	17,2	15,60	0,065	0,050	0,17	0,26	0,30
Ю Н - 2200 ст.768(1)	Верх	20,4	13,30	0,10	0,065	0,16	0,62	0,57
	Низ	20,7	13,50	0,062	0,053	0,17	0,67	0,41
З Н - 3500 ст.776(1)	Верх	17,3	14,80	0,08	0,050	0,16	0,48	0,32
	Низ	17,3	16,10	0,10	0,054	0,15	0,50	0,32
<u>Корковые образования</u>								
З Н - 3500 ст.776(2)	Верх	17,4	18,40	0,16	0,045	0,15	0,31	0,13
	2-й слой	16,3	15,40	0,19	0,059	0,12	0,23	0,35
	3-й слой	21,9	17,30	0,18	0,066	0,18	0,22	0,29
	4-й слой	20,3	18,40	0,20	0,067	0,22	0,24	0,26
	Приядерн. слой	18,5	21,00	0,16	0,076	0,23	0,20	0,24

показали слабое, но заметное изменение химического состава от слоя к слою.

Преобладание Fe над Mn является особенностью приповерхностного и приядерного слоев. В срединной пачке прослоев (2-4-й слой) наблюдается тенденция увеличения содержания Mn, Fe, Cu, Zn, Co, Pb и уменьшения Ni по направлению от поверхности к ядру.

Глава VII. ОСОБЕННОСТИ СОДЕРЖАНИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ В ЖМО

В современном процессе осадкообразования океанические железомарганцевые конкреции, металллоносные осадки и фосфатные образования, как правило, содержат высокие концентрации редкоземельных элементов. Однако к настоящему времени по сравнению с макро- и микроэлементами они изучены значительно хуже, это связано главным образом с аналитическими сложностями их определения.

Наибольшее количество данных об элементарном составе РЗЭ их содержаниях и поведении накоплено для железомарганцевых образований Тихого океана, при этом максимум анализов приходится на долю лантана и церия.

Распределение РЗЭ в конкрециях зависит от условий, в которых происходит формирование и рост конкреций /4, 10, 13, 34, 117, 141, 148/, а наличие цериевой аномалии, часто положительной в условиях глубоководного нахождения, обычно принимается в качестве надежного показателя окислительной обстановки /14/. Все это, а также перспектива практического применения РЗЭ постоянно вызывает возрастающий интерес к их изучению.

В настоящем разделе впервые приводятся общие и локальные содержания РЗЭ и их распределения по разрезу отдельных нодулей и корок гайота Ламонт (уровень 1500 м), минеральный состав и строение которых детально рассмотрены в главе V.

При выполнении инструментального нейтронно-активационного анализа (ИНАА) в качестве образцов сравнения использованы стандартные образцы состава железомарганцевых конкреций СДО-4^{5,8}, разработанные Иркутским научно-исследовательским институтом прикладной физики. Редкоземельные элементы в этих образцах сравнения определены ИНАА в сопоставлении с данными по стандартным образцам СГД-1А, СТ-1А, СТ-1А, СТ-2, СА-1, СИ-1 /9/ и даются в табл. 18.

Место взятия исследуемых на РЗЭ образцов приведено в табл. 19. Обычно анализировалась усредненная проба, взятая с оптическим контролем, кроме того исследовались пробы из отдельных ритмов рудных оболочек, верха-низа ЖМО и ядра. При этом были выделены приповерхностная, срединная, приядерная зоны; в обр. 767 дополнительно анализировались пробы, отобранные по периметру этих зон.

Таблица 18

Содержание редкоземельных элементов (г/т) в СДО-4,5,6

Элементы	СДО-4	СДО-5	СДО-6
La	190	110	180
Ce	670	260	1070
Nd	193	120	140
Sm	55	33	44
Eu	13,5	8	10
Tb	5,8	5	5,1
Yb	21	13	24
Lu	3,4	2,2	2,8

ЖМК (булковидные и лепешковидные), поднятые с СЗ и СВ крутых склонов гайота, близ его верхней бровки, на глубине 1400-1600 м, колеблются в размерах от 30 до 52 мм в поперечнике. Поверхность их ботриоидальная.

В отличие от ЖМК исследуемое "Кконо-гигант" имеет эллипсоидную форму и поднято в своеобразной геоморфологической зоне - области перехода крутой части склона ($\angle 20^\circ$) к пологой ($\angle 10-7^\circ$) на глубине 2600-3000 м. Поверхность его рудной оболочки характеризуется повышенной сложностью, что, вероятно, связано с локальными изменениями условий отложения рудного вещества. В рудной оболочке Кконо зафиксирована серия радиальных трещин, заполненных скоплениями глобуль, растущих на тонких "пристенных" корочках и усложняющих общую шероховатую поверхность. О длительности процесса ее формирования свидетельствуют единичные ритмы рудной оболочки, обогащенные кластикой.

Шаровидная, рудная конкреция (D = 48 мм), ядром которой служит обломок древней ЖМК, поднята в нижней пологой части западного склона гайота на глубине 3500-3600 м.

В районе вершины и приповерхностной части СЗ склона (ст. 749, 761) проанализированы эллипсоидально-комковатые корковые конкреционные образования и корка, несущие следы гидротермального воздействия (тонкие жилки и друзы карбонатного состава, чешуйки гематита; в ядрах ЖМО и обломках эффузивов, ассоциирующих с нодулями, - хлоритизация, монтмориллонизация).

Таблица 19

Редкоземельные элементы (г/г) и их характерные отношения в железо-марганцевых образованиях гайота Ламонт

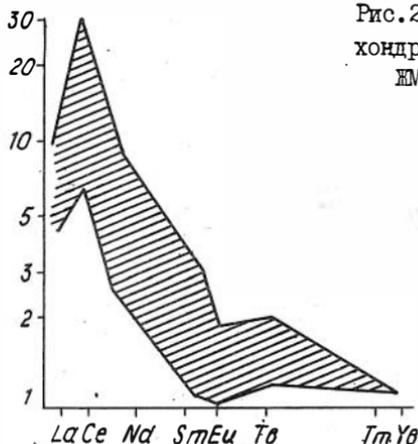
Номер станции	Склон	Номер пробы	Глубина, м	Минеральный состав	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Tm	Yb	Ce*	$\frac{Ce}{Ce^*}$	$\left(\frac{Ce^*}{Yb}\right)_x$	Yb	Co	Ni	Mo	$\frac{Fe}{Co}$	$\left(\frac{Yb}{Sm}\right)_x$	$\frac{Mn}{Fe}$
					6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
753	СЗ	7	3400		148,5	885,2	146,7	34	8,0	6,02	3,22	16,5	32I	2,75	5,06	13,8	0,5600	0,4035	0,0220		0,46	I,14
754	СЗ	2а	3000		148	842,3	176,2	40	10,5	7,3I	4,08	22,7	335	2,52	3,85	15,0	0,5500	0,5324	0,0275		0,54	I,22
761	СЗ	19	2000		150,6	492,3	90	2I	5,2	4,08	3,09	14,2	305	1,6I	5,8	12,8	0,800	0,6158	0,0350		0,64	I,17
762	СЗ	48	1400	W	162	590	220	28	4,8	3,6	2,0	10	378	1,56	9,8	9,8	0,8	0,9	0,07	I2	0,34	
				W	112	550	120	20	4,2	3,0	1,8	8	247	2,22	8,0	5,8	0,68	1,3I	0,097		8,5	0,38
				W+W	130	800	140	22	3,5	2,6	1,3	6,5	288	2,8	11,4	5,8	0,90	1,42	0,095		6,5	0,28
				W	140	600	150	32	6,8	4,7	2,6	12	308	1,95	6,6	4,8	0,52	1,47	0,180		9,5	0,36
				W	146	1100	280	37	7,5	5,4	2,8	13	378	2,9	7,5	6,4	0,65	1,36	0,065	10	0,035	
				ФЯ	300	750	280	48	11	9,0	6,0	29	646	1,16	5,75	3,6	0,42	1,10	0,080		8,5	
775	З	2	4800		160,9	998,5	111,5	38	8,5	5,75	3,40	19,6	326	3,05	4,35	10,7	0,4200	0,5478	0,0330		0,49	I,65
776	З	3-27	3600	W	170	1100	230	50	10,6	7	2,5	15,5	400	2,75	6,6	12,7	0,55	0,32	0,029	23	0,295	I,14
				W	163	1050	190	48	10	6,7	2,5	15	370	2,85	6,4	11,8	0,50	0,34	0,026	23	0,30	
				W	200	1070	290	50	11	7,8	3,2	17	478	2,25	7,2	13,0	0,54	0,25	0,028	24	0,32	
				W	221	930	300	50	11	7,7	3,1	17,5	517	1,82	7,6	12,1	0,47	0,22	0,27	26	0,33	
				W	222	1040	275	48	9,6	6,6	3,4	15,5	507	2,05	8,4	9,5	0,64	0,53	0,0455	15	0,305	
				W	146	1000	165	43	9	6,2	2,8	14,5	326	3,05	5,8	9,8	0,62	0,45	0,043	16	0,32	
				W	225	1040	280	50	10,8	7,2	3,2	17	514	2,02	7,8	9,5	0,55	0,59	0,044	17,5	0,32	
				W	160	900	220	45	9	6,3	3,1	15,5	375	2,40	6,28	8,7	0,60	0,40	0,044	16	0,33	
				W	166	1200	220	46	10	6,8	2,9	17	387	3,70	5,9	8,7	0,45	0,66	0,045	19	0,35	
		8		W	148,4	728	100	33,5	6,3	4,78	2,64	15,0	302	2,40	5,2	13,4	0,62	0,4618	0,0315	21,5	0,425	
		2I		W	192	1328	140,5	28	7,8	4,86	2,43	16,4	393	3,40	6,2	15,8	0,37	0,3721	0,053	43	0,56	
767	КЗ	1	3000	W	230	750	185	39	9,5	6,5	3,8	20,5	480	1,56	6,0	13,9	0,51	0,41	0,034	27	0,57	I,30
		2		W	220	730	195	40	9,2	6,7	3,8	20	468	1,56	6,0	12,7	0,55	0,38	0,033	23	0,475	I,25
		3		W	260	690	260	41	9,5	7,6	3,1	19	560	1,22	7,6	13,9	0,82	0,36	0,030	17	0,44	I,35
		4		W	255	720	220	47	10,5	8,5	4,0	24,5	540	1,43	5,7	13,6	0,77	0,34	0,315	17,7	0,50	I,32
		5		W	240	740	175	46	11	8,3	4,4	23	495	1,50	5,6	13,6	0,48	0,26	0,034	28,3	0,475	I,32
				W	240	730	210	42	10	7,5	3,8	21,5	510	1,53	6,1	13,5	0,62	0,35	0,033	21,8	0,485	I,3
		6		W	220	860	170	32	8	6,4	3,1	18,5	458	1,88	6,4	10,4	0,61	0,51	0,033	17	0,55	I,77
		7		W	180	890	175	34	9,5	7,3	3,3	20,5	390	2,29	4,9	11,5	0,52	0,61	0,033	22	0,57	I,66
		8		W	220	910	180	37	9	7,0	3,5	20,5	463	1,97	5,83	12,8	0,70	0,56	0,034	18,3	0,53	I,66
				W	210	830	170	39	9,5	7,3	3,7	21,5	440	1,88	5,35	12,4	0,74	0,58	0,035	16,8	0,53	I,66

Окончание табл. 19

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
				W	190	850	200	34	10	6,8	3,9	21	418	2,04	5,2	12,1	0,70	0,52	0,036	17,3	0,59	1,20
				%И	210	860	180	34	9,3	7,0	3,5	20,5	445	1,95	6,2	11,8	0,65	0,56	0,034	21	0,57	1,6
			41с	W	170	960	160	34	9,3	6,0	3,5	18,9	357	2,68	4,9	10,7	0,67	0,67	0,040	16	0,53	
			41	W	159,8	780,3	140	35	9,3	6,17	3,94	20,8	357	2,32	4,2	14,1	0,68	0,4415	0,029	20,7	0,60	
			41а	W	155,6	786,5	119,3	29	7,5	5,19	2,86	16,2	324	2,42	5,15	11,8	0,68	0,5382	0,034	17,4	0,53	
			41с	W	172,9	955,4	160	35	9,3	5,46	3,52	18,9	372	2,56	5,1	11,0	0,67	0,6541	0,04	16,5	0,51	
			196	W	197,4	789,3	153	40	10,5	6,80	4,92	23,8	410	1,92	4,5	12,8	0,56	0,4090	0,031	22,8	0,57	
768	КЗ	30д	2200		189,6	460,0	170	27	7,0	5,14	3,32	18,6	402	1,14	5,6	13,8	0,8150	0,4800	0,0480		0,65	1,57
		40д			328,9	941,5	204,2	37	13	9,53	8,32	40	652	1,44	4,3	9,3	0,6700	0,7422	0,0380		1,03	
790	СВ	45	2000	W, Вв	150	600	110	30	5,5	4,3	2,0	12,5	309	1,95	6,5	12,9	0,68	0,70	0,045	19	0,40	
				W	140	520	100	28	5,3	3,9	1,7	10,5	287	1,81	7,1	11,5	0,77	0,82	0,050	15	0,355	1,97
				W, Вв	138	480	100	24	5,0	3,6	1,7	11	284	1,70	6,7	12,5	0,59	0,57	0,045	21	0,435	
				W, Вв	114	500	100	23	4,8	3,8	2,0	12	237	2,12	5,15	12,1	0,59	0,52	0,046	20,5	0,495	
				W	114	700	130	22	4,2	3,4	1,6	9,5	255	2,75	6,95	9,7	0,64	0,88	0,060	15	0,41	
				W	172	840	150	25	5,3	3,4	1,7	10	366	2,29	9,5	10,9	0,80	1,10	0,067	14	0,38	
				Я (из эф.)	350	900	240	55	13,5	10,6	6,0	32	711	1,26	5,8	5,5	0,42	0,95	0,06	13	0,55	
790	СВ	47	2000		183,5	59,4	110	25	5,6	4,20	3,06	13,9	367	1,6	6,9	12,5	0,9	0,6871	0,0625	14	0,53	
		25			165,4	410,0	102,5	23	5,1	3,52	3,38	14,5	332	1,24	5,95	13,3	0,67	0,5286	0,047	20	0,60	
748	Вер- шина	12	1200	W	171,5	510,5	152,0	23,5	6,3	4,38	3,20	16,2	353	1,45	5,65	12,2	0,8300	0,4980	0,0450		0,66	1,79
		24		W	76,2	746,5	85	17,50	4,3	3,13	2,0	9,7	169	4,42	4,5	10,0	0,9500	0,9627	0,0640		0,53	
749		82	1300	9,8ф. Вв, W	142,7	563,3	110	20	5,0	4,18	3,06	13,7	285	1,94	5,4	12,5	0,8300	0,5231	0,0470		0,65	2,27

Примечание. W - вернадит; 9,8ф. - минерал; Вв - бузери; Я - флюорное ядро; Я(из эф.) - ядро измененного эфлуава.

Рис. 24. Поле нормализованных по хондриту значений РЗЭ в образцах ЖМО гайота Ламонт, $Yb = 1$.



Преобладающим минералом их рудных оболочек, в отличие от таковых других станций, является $9,8 \text{ \AA}$ -оксид марганца.

Рудным оболочкам исследуемых нодулей присуща тонкоконцентрически-слоистая текстура, часто усложненная органическими остатками. Слоистость обусловлена чередованием полос либо разного состава, либо разного строения.

Слой рудного вещества обычно с низкой отражательной способностью, изотропные в скрещенных николях, характеризуются сходным (вернадитовым) составом. В отдельных ритмах слабо раскристаллизованные гидроксиды Mn (вернадит) и Fe образуют слои буроватого цвета с массивно-дендритовой структурой. Промежутки между дендритами выполнены фосфатным материалом с незначительной примесью кластики. Нередко слои, обогащенные кластикой, расположены вокруг ядерной части, "отделяя" ядро от рудного ритма микрослоистого строения, что свидетельствует об изменении условий в процессе накопления рудного вещества. Во внешней зоне рудной оболочки чаще всего фиксируется мономинеральная ажурно-полосчато-дендритовая структура.

Данные ИНАА приведены в табл. 19, а распределение относительных содержаний РЗЭ, нормализованных по хондриту, показано на рис. 24. Из представленного материала видно, что все исследуемые образцы гайота Ламонт содержат довольно высокие количества РЗЭ и

характеризуются большой однородностью. При этом постоянно наблюдается положительная Ce-аномалия: содержание Ce колеблется от 410 до 1328 г/т, а отношение Ce/La от 2,5 до 7.

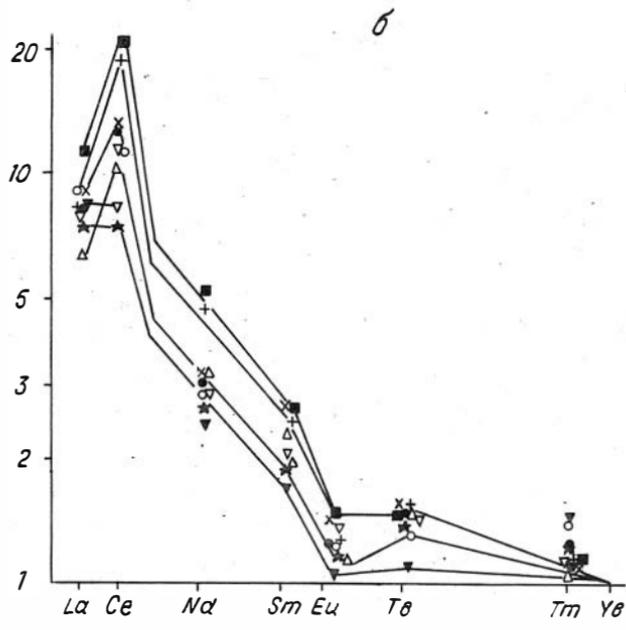
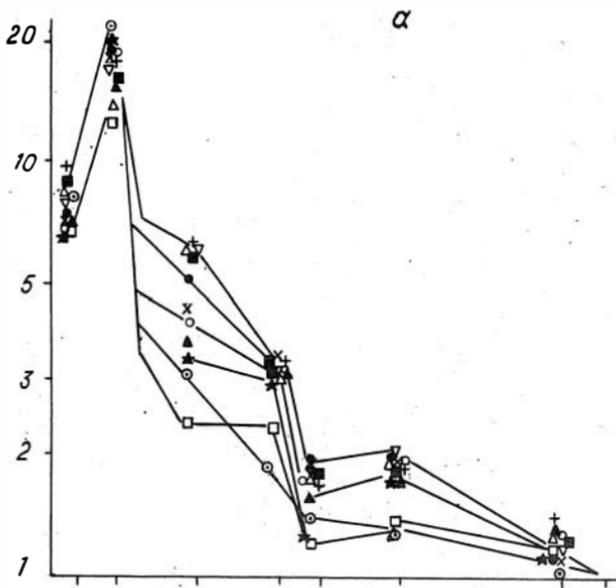
Соотношение легких и тяжелых РЗЭ в анализируемых ЖМО, выражающееся в значениях отношения "равновесного" Ce^{+3} и иттербия, нормированных по хондриту $(Ce/Yb)_{\text{хондр.}}$, также высокое и находится в пределах от 4 до 11,5.

Концентрации редких земель в изученных нами ЖМО соизмеримы, а чаще и выше концентраций диагенетических ЖМК, распространенных только в одной из областей (площадь "К" по данным Даймонда и др.) южной приэкваториальной зоны Тихого океана, где содержание Ce достигает уровня 1360 ± 218 г/т, при отношении $Ce/La = 8$. Такие высокие концентрации РЗЭ и устойчивая положительная Ce-аномалия площади "К" объясняется, с одной стороны, низкой скоростью роста конкреций, а с другой - окислительной обстановкой за счет поступления арктических вод /II7/.

Установленная нами высокая аномальность по церию в большинстве исследуемых образцов (см. табл. I9), по-видимому, также свидетельствует о существовании окислительной обстановки и в районе гайота Ламонт. Однако считаем необходимым заметить, что величина цериевой аномалии (Ce/Ce^*) здесь меняется как от образца к образцу, так и от слоя к слою в пределах отдельных нодулей. Это говорит об изменчивом составе морской воды (различный дефицит церия) в период роста нодулей, который, видимо, был достаточно продолжительным во времени*, если принять во внимание высокие содержания кобальта и низкие отношения Fe/Co.

Разный характер распределения РЗЭ в рудных оболочках и ядрах связывается нами с их разным минералогическим составом. Так, существенно вернадитовое ядро рудной ЖМК (обр. 776) имеет ярко выраженную -аномалию (Ce/Ce^*) и отношение $(Ce^*/Yb)_{\text{хондр.}}$ соответственно равным 3,1 и 5,9 (рис. 25а), в то время как фосфатные ядра конкреционных образований (обр. 790, 762), залегающих на вершине Ламонта, имеют $(Ce^*/Yb)_{\text{хондр.}}$ равные 5, 8 и 7,5, и характеризуются низкими значениями аномалий по Ce, т.е. Ce/Ce^* равны 1,26 и 1,76 соответственно (рис. 25б,в) /I48/.

* Данные по скорости осадконакопления у подножия гайота Ламонт дают величины скоростей менее 1,5 мм/тыс. лет (гаммаспектроскопия на борту, А.С.Степин, В.А.Бобров).



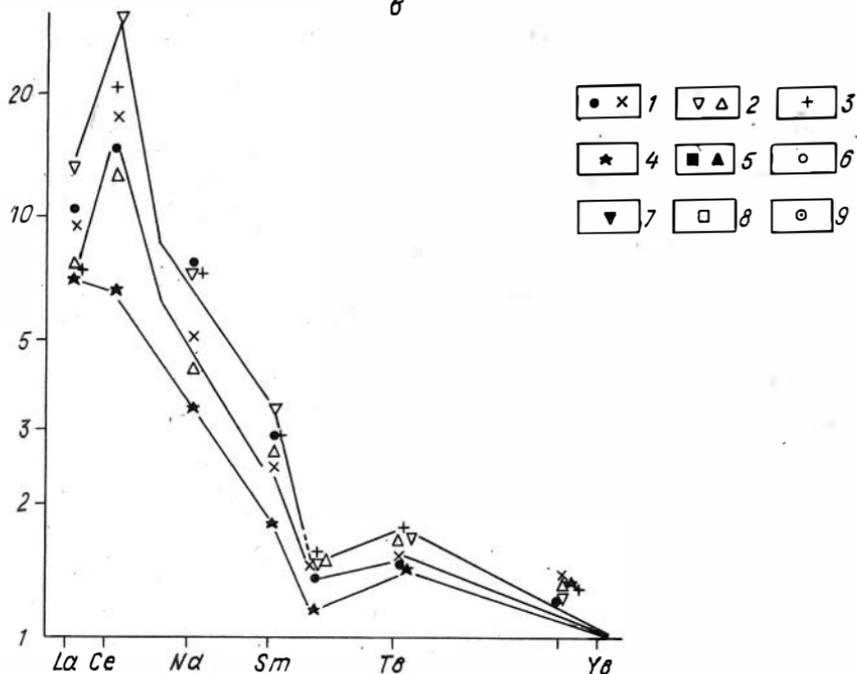


Рис.25. Нормализованные по хондриту распределения РЗЭ в образце ЖМК ст.776 (а), 790 (б), 762 (в): 1 - наружный слой; 2 - срединный слой; 3 - внутренний слой; 4 - ядро; 5 - приядерный слой; 6 - обр. 790-47; 7 - обр. 790-25; 8 - обр. 776-8; 9 - обр.776-21

Фосфатные ядра, содержащие примеси вернадита и гидроксидов Mn и Fe, характеризуются кривыми распределения РЗЭ с менее выраженным Ce-пиком.

Статистическим анализом определены индивидуальные содержания РЗЭ в каждом отдельном нодуле (станции), значимо отличающиеся друг от друга по Т- и F-критериям. В общей совокупности не устанавливается положительной связи между содержаниями Fe и РЗЭ, обычно характерных для железо-марганцевых конкреций иного генетического типа. Однако это не исключает существования геохимических данных по гидрогенным коркам, свидетельствующим о возможности такой связи /II7/.

При анализе распределения РЗЭ в ЖМО и в зависимости от глубины нами отмечена слабая тенденция увеличения РЗЭ в образцах, поднятых по направлению от вершины к более глубинным частям склонов гайота. Самые высокие концентрации РЗЭ установлены для рудной ЖМК (глубина 2600–3000 м, область изменения крутизны гайота, ст. 767).

Для оценки распределения РЗЭ (фракционирование) с глубиной подсчитана величина отношения $(Yb/Sm)_{\text{хондр.}}$ (см. табл. I9), которая меняется от 0,295 до 0,65, а в образце 768/40 достигает 1,03. Принимая во внимание данные Алпина (для глубоководных ЖМО

$(\frac{Yb}{Sm})_{\text{хондр.}} \leq 0,5$), большинство исследованных нами образцов имеет так

называемый "глубоководный" тип распределения, т.е. относительно обогащены Nd и Sm /IOI/. Исключение составляют распределения РЗЭ в образцах ст. 761, 768, 749, 748, которые были подняты на вершине и в привершинной части гайота, на глубинах около 2000 м.

Зависимость распределения РЗЭ в корках от глубины их залегания обычно связывается с изменением сорбционных свойств оксидов Mn и Fe за счет дополнительной поставки Mn^{2+} в мелководную часть океана (вынос его из прибрежных осадков островодужного архипелага). Другим источником поставки Mn^{2+} может быть гидротермальная деятельность /60, IOI, II7, I39, I4I, I48/.

Отмеченные нами повышенные содержания РЗЭ (ст. 749, 761 и др.) следует связывать в этих районах гайота только с гидротермальной деятельностью, что подтверждается геологической обстановкой, минеральной ассоциацией измененных эффузивов и появлением в составе рудных оболочек ЖМО 9,8 Å Mn-оксидов.

Итак, исследованные железо-марганцевые конкреционные образования гайота Ламонт обладают высоким содержанием РЗЭ и устойчивой, но переменной по величине положительной Ce-аномалией. Распределение РЗЭ в каждом образце индивидуально. Наблюдается слабое, но заметное изменение Ce-аномалии к внутренним слоям ЖМК. Установлено понижение его содержания в существенно фосфатных ядрах по отношению к рудной составляющей.

Не получено значимой зависимости РЗЭ и Fe для всей совокупности изученных образцов.

Образование ЖМО проходило в условиях изменчивой окислительной обстановки при локальном воздействии гидротермальных систем, что отразилось на минеральном составе оксидов марганца и абсолютных концентрациях РЗЭ.

Глава УШ. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ГАЙОТЕ ЛАМОНТ

Процессы формирования железо-марганцевых руд в современном океане остаются одной из сложнейших проблем океанического рудо-генеза. Сложность ее решения заключается в том, что эти руды накапливаются в обстановке, где концентрации даже основных рудных элементов — железа и марганца — в морской воде крайне ничтожны и находятся на кларковом уровне. В связи с этим наиболее дискуссионным является вопрос: возможно ли формирование твердых фаз железа и марганца при тех их концентрациях и физико-химических условиях, которые наблюдаются в современном океане или требуется дополнительная поставка рудного вещества в районы их локализации? С позиций современной геохимии этот вопрос формулируется следующим образом — насыщена или недосыщена морская вода марганцем? Ответ на этот вопрос можно получить только путем использования аппарата физической химии. Следует подчеркнуть, что нахождение железо-марганцевых конкреций и корок на поверхности дна совершенно не означает, что эти образования находятся в насыщенном растворе. Например, хорошо известно, что карбонатные отложения накапливаются на участках океанического дна, в то время как окружающая вода недосыщена ни кальцитом, ни арагонитом /76/. Это же наблюдается и в районе гайота Ламонт, где область насыщения кальцитом распространяется до глубины 2000 м, хотя полностью карбонатные осадки исчезают только на глубинах свыше 4000 м /76/.

Вопрос о насыщенности водного раствора можно решить только в отношении вполне определенных твердых соединений или минералов. Поскольку минералы железа и марганца являются основными аутигенными минералами железо-марганцевых руд, то от решения, в первую очередь, вопроса их генезиса зависит понимание процесса образования руд в целом. Считая минералы природными химическими соединениями, можно утверждать, что для описания процессов их формирования применимы все законы химии. Именно поэтому первой задачей при обсуждении генетических вопросов, связанных с железо-марганцевым оруденением на гайоте Ламонт является описание физико-химических условий в водной толще этого района и затем анализ возможности образования основных рудообразующих минералов. На пути реализации такого подхода

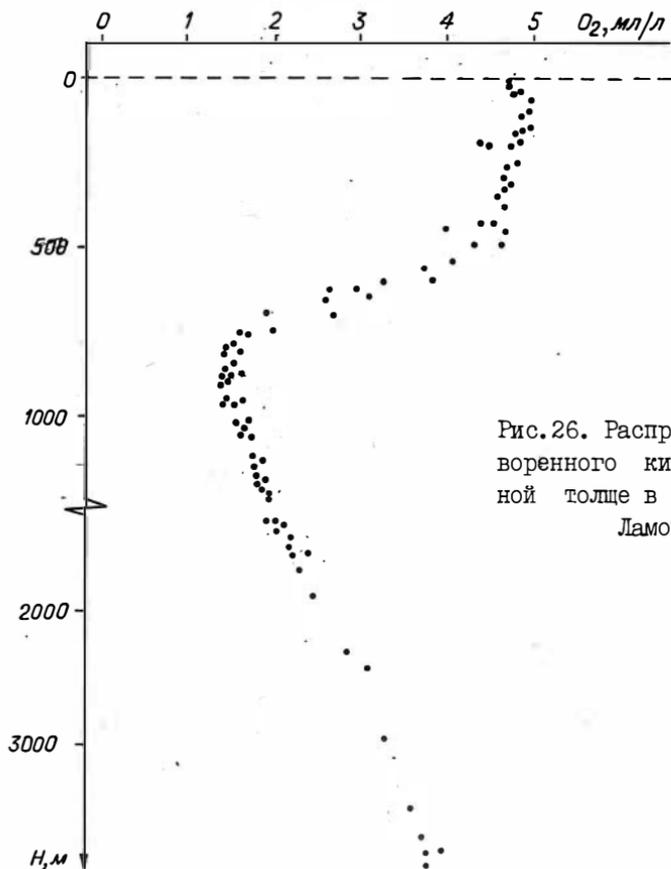


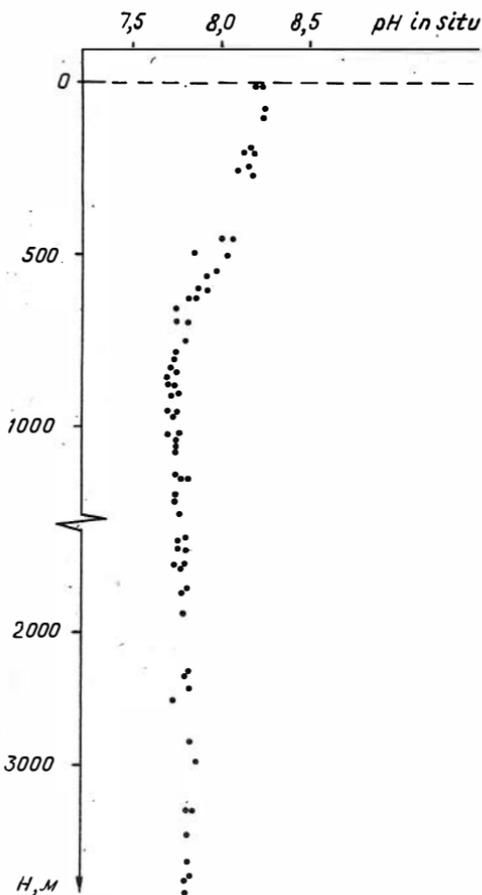
Рис. 26. Распределение растворенного кислорода в водной толще в районе гайота Ламонт.

возникают осложнения, связанные с отсутствием термодинамических констант соответствующих минералов, что вынуждает использовать характеристики искусственных соединений – аналогов природных минералов. Несмотря на это, интерпретация геохимических процессов согласуется с законами химии, хотя иногда имеет дискуссионный характер, что неизбежно при изучении природных систем.

Используемые термодинамические константы и уравнения, по которым выполнялись расчеты, приведены в работе /76/.

Физико-химические условия в водной толще в районе гайота Ламонт были определены на семи гидрохимических станциях в июне-июле

Рис. 27. Распределение pH *in situ* в водной толще в районе гайота Ламонт.



1986 г. во время рейса НИС "Академик Виноградов". Пробы воды отбирались специально изготовленными пластиковыми батометрами. Температура воды и глубина отбора проб контролировалась с помощью опрокидывающихся термометров (ТТ) и термоглубиномеров (ТГМ). В отобранных образцах воды определяли соленость, pH_{25} , общую щелочность, растворенный кислород, и неорганический фосфор. Расчет карбонатных параметров в условиях *in situ* (в том числе pH) описаны в работе /76/.

В результате проведенных исследований, по ходу Т- σ -кривых и концентрациям растворенного кислорода и неорганического фосфора, в районе гайота Ламонт выявлена следующая структура вод /76/: 0-80 м ($\theta^* = 28,5 \pm 25,7$ °C) - поверхностные воды; 80-380 м ($\theta = 25,7 \pm 14,3$ °C) - подповерхностная водная масса повышенной солености; 380-900 м ($\theta = 14,3 \pm 4,4$ °C) - промежуточная вода пониженной солености; 900-2300 м ($\theta = 4,4 \pm 1,7$ °C) - глубинные воды; 2300-4300 м ($\theta = 1,7 \pm 1,2$ °C) - донные воды. Распределение растворенного кислорода и pH *in situ* в водной толще показано на рис. 26 и 27. Средние значения температуры, pH и концентраций кислорода на различных глубинах (на которых были отобраны образцы же-

θ^* - потенциальная температура, учитывающая адиабатические процессы /45/.

Таблица 20

Распределение температуры, pH, растворенного кислорода и концентраций (рассчитанных) марганца в водной толще в районе гайота Ламонт

Глубина, м	Температура, °C	pH	Концентрация растворенного	
			кислорода, 10^6 моль/кг морской воды	марганца, 10^9 моль/кг морской воды
0-600	19,37	8,15	209	0,47
600-1000	5,10	7,77	81	0,95
1000-1200	3,58	7,78	75	1,24
1250-1300	3,20	7,79	83	1,14
1450-1630	2,65	7,79	96	1,19
1900-2000	2,26	7,79	106	1,19
2800-3150	1,66	7,84	120	0,90
3500-4650	1,49	7,81	160	1,00

лезо-марганцевых руд) даны в табл. 20. Из этой таблицы и рис. 26, 27 следует, что вершина гайота Ламонт расположена ниже слоя кислородного минимума и ниже слоя минимальных величин pH. Для водных масс, омывающих вершину гайота (глубина 1250-1300 м), характерны концентрации растворенного кислорода $83 \cdot 10^{-6}$ моль/л и величины pH 7,79. До глубины 2000 м величина pH остается практически постоянной (7,79), увеличиваясь до 7,84 на горизонте 2800-3150 м и несколько снижается на глубинах 3500-4650 м (до 7,81). Концентрация растворенного кислорода с возрастанием глубины моря (после слоя кислородного минимума) непрерывно повышается и достигает $165 \cdot 10^{-6}$ моль/л у подножия гайота.

Как неоднократно указывалось /23,50,68/, потенциалопределяющей редокс-системой, т.е. задающей окислительный потенциал в нормально-аэрируемой морской воде, является реакция



То, что этот потенциал не измеряется инструментально, связано с особенностями системы кислород-вода. Расчетное значение E° реакции (I) равно 1,229 В, однако экспериментально подтвердить

этот расчет удалось Бокрису и Хаку /32/ только в 1956 г. Эти исследователи показали, что в рассматриваемых условиях поведение системы кислород-вода на платине подчиняется уравнению Нернста:

$$E_h = E^\circ - (2,303 RT/F) \text{pH} + (2,303 RT/4F) \lg N_{O_2}, \quad (2)$$

где E° - стандартный окислительный потенциал реакции (I), равный 1,229 В; R - газовая постоянная; F - число Фарадея; T - температура, K; N_{O_2} - концентрация кислорода, моль/л. Рассчитанное по уравнению (2) значение окислительного потенциала в толще воды в районе гайота Ламонт по конкретным данным pH и концентрациям кислорода (T = 298 К, P = 1 атм) колеблется от 0,74 В в верхних (0-600 м) горизонтах до 0,755 В на глубине более 3500 м. Выполненный нами ранее /24/ расчет этого потенциала на условия *in situ* показал, что с увеличением глубины его значения возрастают и достигают 0,81 В на горизонте 5000 м.

Ж Е Л Е З О. Отмечалось /76/, что сопоставление характеристик гидроксидов Fe(III) различного срока старения ствердой фазой железа подводных железо-марганцевых руд - гидратированным оксогидроксидным полимером $FeO(OH) \cdot nH_2O$ весьма затруднительно. Тем не менее проведенный в этой работе анализ позволяет полагать, что это соединение имеет термодинамические характеристики, близкие к гидроксиду $Fe(OH)_3^{III}$. Во всяком случае можно утверждать, что оно более устойчиво, чем $Fe(OH)_3^{III}$, но менее, чем гетит ($\alpha FeO(OH)$).

В нормально-азрируемой воде океана железо может находиться в виде хлоридных, сульфатных, фторидных, бромидных, боратных, фосфатных, карбонатных, бикарбонатных, органических комплексов, а также в форме гидроксокомплексов и свободных ионов. Вероятность нахождения в подобных растворах соединений Fe(II) практически исключается /22, 47, 136/ из-за окисления их растворенным кислородом даже в присутствии органических комплексообразователей /153/.

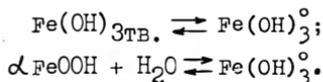
Хлоридные, сульфатные и фторидные соединения, а также свободные ионы устойчивы в средах с низким pH (ниже 5,5) /38, II2, I6I/. Бромидный комплекс имеет низкое значение константы устойчивости, а боратные и фосфатные, хотя и обладают достаточно высокими величинами констант, но гораздо более низкими, чем константы устойчивости гидроксокомплексов. Исходя из сказанного, можно полагать, что в воде океана неорганические соединения железа представлены, главным образом, гидроксокомплексами. Об-

шая концентрация железа $[\text{Fe}]_{\text{общ}}$ может быть описана уравнением:

$$[\text{Fe}]_{\text{общ}} = [\text{FeOH}^{2+}] + [\text{Fe}(\text{OH})_2^+] + [\text{Fe}(\text{OH})_3^{\circ}] + [\text{Fe}(\text{OH})_4^-].$$

Используя термодинамические константы /76/, мы рассчитали распределение гидроксокомплексов железа(III) как для условий верхних горизонтов водной толщи ($T = 298 \text{ K}$, $P = 1 \text{ атм}$), так и нижних - 6000 м ($T = 273 \text{ K}$, $P = 600 \text{ атм}$). Расчеты показали, что гидроксокомплекс $\text{Fe}(\text{OH})_3^{\circ}$ и в стандартных условиях, и в условиях низких температур и высоких давлений в области pH 7,5-8,5 является преобладающим и составляет 80-95 % всех гидролизных форм. Что касается влияния растворенного органического вещества, способного к комплексообразованию, то нами было показано /76/, что в растворе морской воды концентрация железоорганического комплекса, начиная с pH 7,0 низка по сравнению с неорганической его формой.

Поскольку доминирующим соединением растворенного железа в океанической воде является $\text{Fe}(\text{OH})_3^{\circ}$, то равновесия в системе железа "твердая фаза - раствор" можно описать реакциями:

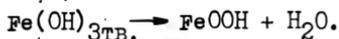


Очевидно, что указанные химические равновесия будут зависеть только от температуры и давления.

Для решения вопроса о возможности образования твердой фазы железа в морской воде необходимо рассчитанные равновесные концентрации железа сравнить с реально наблюдаемыми в воде океана. В силу того, что определения растворенного железа в водной толще в районе гайота Ламонт отсутствуют, рассчитанные равновесные концентрации приходится сравнивать с данными, полученными в других районах океана. Согласно выполненным расчетам, равновесная концентрация железа относительно свежесожденного гидроксида $\text{Fe}(\text{OH})_3^{\text{I}}$ колеблется от 1,98 нмоль/кг морской воды в поверхностных горизонтах до 0,72 нмоль/кг на глубине свыше 3500 м.

Равновесные концентрации относительно гидроксидов более длительных сроков старения - $\text{Fe}(\text{OH})_3^{\text{II}}$ и $\text{Fe}(\text{OH})_3^{\text{III}}$, а также гетита равны в поверхностных горизонтах 0,28, 0027 и 0,0005 нмоль/кг соответственно, а для глубин свыше 3500 м - 0,1, 0,006 и 0,0008 нмоль/кг. Согласно последним определениям /106, 130, 137/,

концентрация растворенного железа в морской воде колеблется от 0,13 до 2,6 нмоль/кг морской воды. Сравнение результатов расчетов с данными химического анализа позволяет утверждать, что морская вода насыщена железом относительно свежессаженного аморфного гидроксида $\text{Fe}(\text{OH})_3$ и концентрация растворенного железа контролируется растворимостью этой твердой фазы. Относительно гидроксидов более поздних сроков старения и гетита вода океана перенасыщена железом в десятки и сотни раз. Таким образом, можно думать, что формирование твердых фаз железа в районе гайота Ламонт начинается с образования $\text{Fe}(\text{OH})_3$, который старея, трансформируется в гидроксиды более поздних сроков старения, а затем переходит в гетит ($\alpha\text{-FeOOH}$):



Последняя реакция протекает и в условиях глубокого океана /22/.

МАРГАНЕЦ. Анализ химической, физико-химической и электрохимической литературы позволяет говорить, что в водных растворах марганец присутствует в виде ионов: Mn^{2+} , Mn^{3+} , Mn^{4+} , MnO_4^{2-} и MnO_4^- /76/. Преобладающим ионом в пределах поля устойчивости воды при значениях pH 0-9 является ион Mn^{2+} . Этот же вывод следует из экспериментальных данных /8/ и определения состояния марганца в морской воде с помощью электронного спин-резонанса /114/. Поэтому можно предполагать, что основными соединениями растворенного в океанической воде марганца могут быть соединения $\text{Mn}(\text{II})$. Однако в последнее время в литературе утверждается /55, 56/, что наиболее устойчивым валентным состоянием марганца в водных растворах, находящихся в равновесии с диоксидом марганца, является $\text{Mn}(\text{IV})$ в виде ионов $\text{Mn}(\text{OH})_3^+$ и $\text{Mn}(\text{OH})_4^0$. Утверждая доминирование гидроксокомплексов $\text{Mn}(\text{IV})$ в растворах В.С.Савенко /56/ приходит к важному геохимическому выводу о высокой растворимости MnO_2 (вопреки термодинамическим расчетам) и формировании твердой фазы марганца железо-марганцевых океанических руд из ненасыщенного раствора морской воды. Именно это и заставляет еще раз вернуться к вопросу о степени окисления марганца в водном растворе. Поскольку в работе /56/ приведены энергии Гиббса ионов Mn^{4+} , $\text{Mn}(\text{OH})^{3+}$, $\text{Mn}(\text{OH})_2^{2+}$, $\text{Mn}(\text{OH})_3^+$ и $\text{Mn}(\text{OH})_4^0$, то мы попытались построить диаграмму Eh - pH, включающую и эти ионы, и на

её основе решить вопрос. К сожалению, сделать это не удалось. Ниже приводится объяснение этого обстоятельства и вытекающих из него следствий.

Построение диаграммы удобнее начать с границ Mn^{2+}/Mn^{3+} и Mn^{3+}/Mn^{4+} . Величина $E^{\circ}_{Mn^{2+}/Mn^{3+}}$, равная 1,510 В, приводится в целом ряде электрохимических сводок /44, 54, 67, 104/. Близкое к ней значение (1,488 В) указывает Феттер /75/. Расчет, основанный на энергиях Гиббса ионов Mn^{2+} и Mn^{3+} /76/, дает значение 1,499 В. Таким образом, E° границы Mn^{2+}/Mn^{3+} колеблется от 1,488 до 1,510 В, т.е. положение её определено в целом удовлетворительно.

Граница Mn^{3+}/Mn^{4+} в работе /76/ была получена из $E^{\circ}_{Mn^{2+}/Mn^{3+}}$ (1,510 В) и $E^{\circ}_{Mn^{2+}/Mn^{4+}}$ (1,840 В) /67/. Величина $E^{\circ}_{Mn^{3+}/Mn^{4+}}$ оказалась равной 2,170 В. Феттером /75/ приводится значение $E^{\circ}_{Mn^{3+}/Mn^{4+}} = 1,625$ В. Несмотря на это весьма значительное отличие (0,545 В), вывод о том, что ионы Mn^{3+} и Mn^{4+} устойчивы в ультракислой среде, остается в силе /76/.

Величина энергии Гиббса иона Mn^{2+} колеблется от -54,4 /38/ до -54,96 ккал/моль /49/, а Mn^{3+} от -19,58 /76/ до -20,4 ккал/моль /49/. Разница абсолютных значений энергий Гиббса составляет около 4 %. Учтя сказанное, можно перейти к построению границы Mn^{3+}/Mn^{4+} , используя данные /56/ для иона Mn^{4+} , а /49/ - для иона Mn^{3+} , поставив тем самым автора /56/ в более благоприятные условия.

Расчет показал, что $E^{\circ}_{Mn^{3+}/Mn^{4+}}$ равен 1,368 В, т.е. ниже значений, приведенных ранее (1,625-2,170 В). Однако не это в данном случае является главным. Основное различие заключается в том, что полученная величина (1,368 В) оказалась ниже $E^{\circ}_{Mn^{2+}/Mn^{3+}}$

Именно это обстоятельство и не позволяет построить диаграмму устойчивости ионов марганца в растворе с использованием данных /56/.

Абсолютное значение энергии Гиббса Mn^{4+} в работе /56/, как минимум, на 5,93 ккал занижено, если исходить из минимальной величины $E^{\circ}_{Mn^{3+}/Mn^{4+}}$, а следовательно, завышена устойчивость этого

иона в растворе и соответственно указанных гидроксокомплексов $Mn(IV)$. Мы специально указали, что энергии Гиббса Mn^{2+} и Mn^{3+} , имеющиеся в приведенной литературе, достаточно надежны, поэтому необходимо высказать недоверие не им, а данным работы /56/.

Указания о том, что в растворе в области pH больше 6 доминирует ион $Mn(OH)_4^0$, а в области менее 5 — ион $Mn(OH)_3^+$, совершенно не согласуется с данными электрохимиков. Область pH 2,5–5,5 детально изучалась специалистами при исследовании диоксида марганца в связи с проблемой источников тока, и все полученные ими выводы опираются на присутствие в растворе только Mn^{2+} . Более того, определения энергий Гиббса твердой MnO_2 (пирролюзит) термодинамическими /56/ и электрохимическими /44/ методами дают очень близкие результаты.

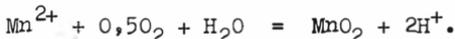
Следовательно, в водных растворах в области pH 0–9 степень окисления марганца равна двум, и поэтому в морской воде могут присутствовать соединения только марганца (II).

Марганец в растворах, которые по химическому составу соответствуют морской воде и в которых отсутствуют органические комплексообразователи, может находиться в виде карбонатных, бикарбонатных, фторидных, сульфатных, хлоридных ионов, а также в виде гидроксо- и свободных ионов /76/. Общую концентрацию растворенного марганца (II) можно выразить уравнением:

$$[Mn]_{\text{общ}} = [Mn^{2+}] + [MnOH^+] + [Mn(OH)_3^-] + [MnHCO_3^+] + [MnCO_3^0] + [MnSO_4^0] + [MnF^+] + [MnCl^+] + [MnCl_2^0] + [MnCl_3^-].$$

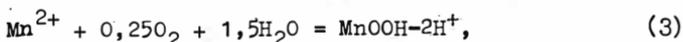
Расчеты показали, что свободный ион Mn^{2+} и хлорид марганца $MnCl^+$ составляют в сумме почти 90 % всего марганца в воде океана в случае отсутствия органических комплексообразователей. Показано /76/, что роль металлоорганических комплексов марганца в океанической воде незначительна.

По своему химическому составу любой марганцевый минерал океанических железо-марганцевых руд приближается к MnO_2 . Поэтому формирование твердой фазы марганцевых оксидов обычно описывают в виде реакции

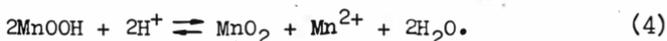


Однако в марганцевых диоксидах и природных минералах полная стехиометрия, т.е. отношение кислорода к марганцу, никогда не до-

стигает двух и чаще всего находится в пределах I,840–I,999. Это указывает на то, что в соединениях подобного типа марганец присутствует не только в степени окисления +4, но и более низких. Кроме того, к 1966 г. стало известно /75, 168/, что в равновесии с электролитом, имеющим заданные концентрации Mn^{2+} и H^+ , может находиться диоксид марганца только с определенной степенью окисленности n ($O:Mn$). Если в исходном состоянии степень окисленности n^* выше (или ниже) равновесной n , то n^* будет изменяться до тех пор, пока не будет достигнуто равновесное значение n . Изучение электрохимической литературы, посвященной исследованиям γMnO_2 и βMnO_2 позволило прийти к заключению /70,71, 166/, что эти модификации диоксидов марганца представляют собой твердые растворы. Поэтому γMnO_2 можно записать в следующем виде: $[(MnO_2)_{2n-3}(MnOOH)_{4-2n}]$. В этом соединении MnO_2 и $MnOOH$ являются компонентами твердого раствора. Процесс образования такого твердого раствора происходит в две стадии /70/: сначала в растворе протекает реакция формирования



а затем, в результате реакции диспропорционирования, получается твердый раствор оксогидоксида марганца



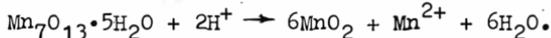
Кроме того, установлена связь между активностью ионов Mn^{2+} и H^+ в растворе и степенью окисленности n твердого раствора /70,71/,

$$(2-n)^4 / (2n-3) = (a_{Mn^{2+}} / a_{H^+}^2) \cdot 1,313 \cdot 10^{-11}. \quad (5)$$

Полученные выводы опираются на изучение диоксидов марганца, обладающих структурой, близкой к туннельной (γMnO_2 и βMnO_2), и редко встречающихся в глубоководных рудах. В последних преобладают марганцевые минералы со слоистой структурой (вернадит, бузериты, бернесситы, асболан-бузерит). В связи с этим возникает вопрос – насколько выводы, полученные при изучении γ - и β -форм применимы к образованиям со слоистой структурой? Ответ на этот вопрос можно получить, анализируя экспериментальные данные Р.Джованолли /122, 123–125/.

В результате окисления $Mn(OH)_2$ было получено соединение $Na_4Mn_{14}O_{27} \cdot 9H_2O$ (натриевый марганцевый (II, III) манганат (IV)) со степенью окисленности I,803 и обладающее слоистой структурой

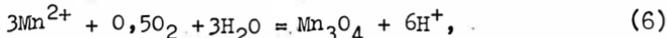
/I22, I23, I25/. Это соединение открывало начало непрерывной серии диоксидов марганца, относимых к 7\AA -манганатам или $\delta\text{-MnO}_2$ (бернессит) /I25/* . В разбавленной азотной кислоте при постоянной подаче кислорода $\text{Na}_4\text{Mn}_{14}\text{O}_{27}\cdot 9\text{H}_2\text{O}$ трансформируется в марганцевый (III) манганат (IV) $\text{Mn}_7\text{O}_{13}\cdot 5\text{H}_2\text{O}$ со степенью окисленности I,864 и также обладающий слоистой структурой /I23, I24/. Дальнейшая обработка последнего в 2NHNO_3 сопровождается повышением n , что в конечном счете приводит к переходу его в $\gamma\text{-MnO}_2$. Реакция преобразования $\text{Na}_4\text{Mn}_{14}\text{O}_{27}\cdot 9\text{H}_2\text{O}$ в $\text{Mn}_7\text{O}_{13}\cdot 5\text{H}_2\text{O}$ определяется исследователями как топотактическая /I23/, а трансформация марганцевого (III) манганата (IV) в $\gamma\text{-MnO}_2$ - как реакция диспропорционирования, протекающая через раствор /I22, I24/:



Степень окисленности $\gamma\text{-MnO}_2$ при этом не достигает 2. Интересно отметить, что переход $\text{Mn}_7\text{O}_{13}\cdot 5\text{H}_2\text{O}$ приводит к преобразованию слоистой структуры в туннельную.

Таким образом, диоксиды марганца, относящиеся к различным кристаллографическим структурам, изменяют свою степень окисленности в соответствии с реакцией (4). Следовательно, выводы, полученные при изучении поведения $\gamma\text{-MnO}_2$ и $\beta\text{-MnO}_2$ в водных растворах, можно использовать при исследовании других модификаций диоксидов марганца, в том числе и формирующихся в океане. Иными будут лишь количественные характеристики. Например, при одном и том же pH и концентрации марганца в растворе степени окисленности у γ -формы и природного минерала будут различными.

Ранее было показано /76/, что реакцией, контролирующей распределение и концентрацию марганца в морской воде до глубины примерно 150-500 м, является реакция



а ниже этого горизонта - реакция (3). При этом равновесные концентрации марганца для реакции рассчитывались относительно $\delta\text{-MnOOH}$ - компонента твердого раствора. Расхождения между данными химического анализа и результатами расчета (реакция 3) на-

* Здесь нет необходимости вдаваться в дискуссию о том, к какому минеральному виду относится вся эта серия - вопрос этот достаточно подробно обсуждался в литературе /78,79/; главным же является то, что вся эта серия имеет слоистую структуру.

Таблица 21

Расчитанные степени окисленности твердых фаз марганца
во взвеси на станциях в некоторых районах Тихого океана

Глубина, м	pH	Концентрация, Мн моль/кг	Степень окисленности	Глубина, м	pH	Концентрация, Мн моль/кг	Степень окисленности
Станция 227				Станция 225			
9I	8,267	0,97	I,908	4I	8,306	2,26	I,882
200	8,288	0,69	I,913	8I	8,280	I,58	I,895
300	8,227	0,44	I,927	I60	8,262	I,77	I,894
489	8,107	0,25	I,944	348	8,214	I,15	I,909
588	8,028	0,37	I,944	545	8,167	0,85	I,920
I086	7,722	0,61	I,955	893	7,686	0,99	I,95I
II85	7,759	0,51	I,955	II88	7,667	I,62	I,946
I356	7,798	0,37	I,957	I476	7,677	I,54	I,946
2846	7,826	0,28	I,958	I780	7,685	I,40	I,947
3565	7,874	0,36	I,953	2068	7,506	I,15	I,959
4363	7,822	0,29	I,958	2646	7,793	0,61	I,95I
5863	7,785	0,25	I,96I	32I5	7,822	0,29	I,958
Станция 219				Станция 342			
5	8,184	I,59	I,905	49	8,274	2,22	I,887
52	8,118	I,50	I,913	249	7,733	3,33	I,93I
I60	7,895	I,20	I,936	400	7,656	2,02	I,944
299	7,754	I,10	I,946	804	7,679	0,50	I,959
349	7,610	I,07	I,955	972	7,694	0,37	I,962
550	7,594	0,98	I,956	II7I	7,703	0,54	I,957
903	7,595	I,12	I,955	I779	7,770	0,27	I,96I
I667	7,700	I,52	I,945	2697	7,811	0,62	I,950
2287	7,753	0,83	I,950	3297	7,827	0,55	I,95I
2834	7,733	I,17	I,947	3599	7,772	0,30	I,960
3711	7,743	I,37	I,944	3799	7,773	0,43	I,956

ми связывались с отсутствием знаний о величинах энергии Гиббса для природной $MnO(OH)$ (повышение абсолютных значений всего на 0,5 ккал привело бы к точному совпадению с данными химического

анализа), с неопределенностями в коэффициентах активности, с ошибками в определениях марганца в воде океана и т.д. /76/. Учитывая все это, по реакциям (3) и (6) можно оценить концентрации и распределение растворенного марганца в толще океанической воды в районе гайота Ламонт (см. табл. 19). Из-за отсутствия данных по определению марганца в воде над гайотом Ламонт, расчетные величины приходится сравнивать с результатами определений, выполненных в других районах Тихого океана /106, 137, 139, 140/. Это сравнение (с учетом упомянутых выше замечаний о возможных расхождениях) позволяет считать, что формирование твердых фаз марганца в районе гайота Ламонт происходит непосредственно из морской воды.

Из реакции (4) и уравнения (5) следует, что степень окисленности n твердого оксигидроксида марганца зависит как от концентрации Mn^{2+} в жидком растворе, так и от его pH, т.е. на каждом горизонте в водной толще должны присутствовать твердые фазы с вполне определенной n . По данным работы /137/, нами по уравнению (5) были рассчитаны степени окисленности твердой фазы марганца во взвеси от поверхности до глубин, для которых были необходимые сведения (табл. 21). Из приведенных результатов следует, что значение n от поверхности ко дну увеличивается. Наибольшие величины приурочены к горизонтам с наименьшими значениями pH и концентрациями растворенного марганца; на одних станциях - 227 и 225 - такие горизонты являются наиболее глубоководными, на других - 219 и 342 - они располагаются на меньших глубинах (вблизи слоя кислородного минимума). Полученные значения n являются рассчитанными, поэтому важным представляется распределение этого параметра непосредственно в твердых фазах. Это можно было сделать либо анализируя взвесь, либо образцы железо-марганцевых руд, формирующихся на различных глубинах. В районе гайота Ламонт исследования проведены по второму варианту.

Анализировалась поверхностная пленка (мощность 0,1-0,2 мм) корок и конкрецииподобных тел, непосредственно контактирующая с окружающей морской водой. В табл. 22 приведены величины степени окисленности железо-марганцевых образований, накапливающихся на различных глубинах склона гайота Ламонт. Эти величины являются средними по результатам анализа образцов, отоб-

Распределение степени окисленности в ЖМО
и активностей растворенного марганца в районе гайота Ламонт

Глубина, м	рН	Степень окисленности	Активность марганца, 10^9 моль/кг морской воды	
			(по реакции 3)	(по уравнению 5)
1250-1300	7,79	$\frac{1,859}{1,746-1,938}$	0,24	10,9
1450-1630	7,79	$\frac{1,911}{1,900-1,933}$	0,25	1,55
1900-2000	7,79	$\frac{1,913}{1,882-1,935}$	0,25	1,41
2800-3150	7,84	$\frac{1,910}{1,833-1,959}$	0,19	1,27
3500-4650	7,81	$\frac{1,916}{1,911-1,929}$	0,21	1,10

Примечание. Над чертой - средние величины, под чертой - пределы колебаний.

ранных на станциях, расположенных на близких глубинах. Методика определения степени окисленности описана в работе /25/.

Из приведенных данных видно, что наименьшие (1,859) величины и приурочены к вершине гайота, и с возрастанием глубины они увеличиваются, достигая наивысших значений (1,916) на интервале глубин 3500-4650 м. На фоне непрерывного увеличения и отмечается на глубине 2800-3150 м некоторое её снижение (1,910). В целом установленное распределение и согласуется с расчетным (см. табл. 20). Следует отметить, что разброс значений степени окисленности железо-марганцевых образований, развитых на вершине гайота, достаточно велик - от 1,746 до 1,938, что весьма удивительно, так как глубины на вершине изменяются в пределах 1250-1300 м.

Согласно реакции (4) и уравнению (5) степень окисленности твердого марганцевого оксигидроксида определяется активностью

Mn^{2+} и H^+ в жидком растворе. Поэтому для объяснения распределения n в корках и конкрециях необходимо иметь данные по концентрациям растворенного марганца в воде изучаемого района. Поскольку такие данные отсутствуют, обратимся к расчетным методам.

По известным рН и степени окисленности рассчитана по уравнению (5) активность марганца на различных глубинах (см. табл. 22). Видно, что по направлению ко дну количество марганца непрерывно уменьшается — это характерная особенность его распределения в водной толще /106, 137, 139/. При этом концентрация марганца контролируется только рН раствора и степенью окисленности твердого оксида (уравнение 5). Уменьшение степени окисленности на горизонте 2800–3150 м по сравнению с выше- и нижележащими горизонтами связано с возрастанием рН (реакция 4).

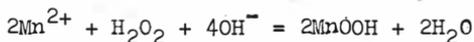
Активность марганца, рассчитанная по реакции (3), зависит от рН раствора и концентрации в нем растворенного кислорода (см. табл. 22). Оба расчета дают, в общем, сходную картину распределения марганца*, хотя имеются и различия, которые относятся к горизонту 1250–1300 м, где активность марганца, рассчитанная по уравнению (5), гораздо выше, чем по реакции (3), а также к горизонту 3500–4650 м, на котором количество марганца, полученное по реакции (3), наименьшее. Если рассчитать степени окисленности (по данным графы 4, см. табл. 21), то мы не получим распределения n , адекватное тому, что имеем в результате химического анализа.

Таким образом, при рассмотрении марганцевой системы в океане физико-химические расчеты должны быть согласованы с двумя параметрами: с концентрацией растворенного марганца в морской воде и со степенью окисленности твердых оксигидроксидов. В работе /76/ согласование было выполнено только в отношении марганца в растворе. При этом предполагалось /70/, что степень окисленности твердого гидроксида марганца определяется активностью Mn^{2+} (и H^+) в морской воде, которая, в свою очередь, контролируется рН и концентрацией растворенного кислорода. При появлении данных

* Здесь обсуждаются лишь характер распределения марганца, а не абсолютные значения, поскольку уравнение (5) выведено для идеального твердого раствора, во-первых; во-вторых, неизвестна его точная температурная зависимость; в третьих, согласование активностей можно произвести изменяя числовой коэффициент в правой части уравнения, но для этого необходимы точные экспериментальные данные.

по гайоту Ламонт стало очевидно, что поведение марганцевой системы в океане более сложное, чем это представлялось ранее. Это, кстати, еще раз подтверждает мысль о том, что физическая химия не в состоянии решить проблемы геохимии сложных природных процессов, исходя только из своих внутренних законов, она должна постоянно соотносить полученные результаты с данными наблюдений.

Отсутствие результатов определений марганца в районе гайота Ламонт заставляет ограничиться лишь предварительными соображениями относительно причин изменения степени окисленности железомарганцевых образований. В том, что именно реакция диспропорционирования (4) определяет изменение n оксида марганца — сомнений нет. Вопрос в другом, какой процесс контролирует распределение и концентрацию марганца в воде океана: реакция (3) или реакция (4)? Можно предположить, что образование метагидроксида $MnO(OH)$ протекает не в соответствии с реакцией (3), а какой-то другой, и концентрация марганца в океанической воде задается pH раствора в соответствии с реакцией (4). При этом устанавливаются определенные величины степени окисленности и соответствующие им концентрации марганца в воде океана. Образование $MnO(OH)$ может происходить, например, микробиологическим путем, в результате окисления марганца (II) перекисью водорода в присутствии фермента-каталазы /35/. Протекание такого процесса



вполне вероятно (энергии Гиббса равны $-87,334$ ккал/моль). Правда, как показал анализ /76/, роль микроорганизмов в морской геохимии марганца весьма проблематична.

Отношения рассчитанных концентраций марганца к железу и определяемых с помощью химического анализа в морской воде приблизительно равны единице. Просмотр контактов между железомарганцевым веществом и твердым субстратом (или ядрами в конкрецииподобных телах) в распилах и шлифах показывает, что они резкие. Это свидетельствует о том, что рудное вещество поступает только из наддонной воды. Поэтому можно думать, что отношение марганца к железу (марганцевый модуль) в железо-марганцевых образованиях, развитых на склонах гайота Ламонт, должно быть близким к единице. В табл. 23 приведены содержания марганца и железа для тех же образцов, в которых были выполнены определения

Таблица 23

Распределение содержаний марганца, железа и марганцевого модуля
в железо-марганцевых образованиях гайота Ламонт

Глубина, м	Содержание, %		Марганцевый модуль
	марганца	железа	
I250-I300	<u>I9,02</u>	<u>I2,5</u>	<u>I,55</u>
	I5,5-20,2	8,3-I4,6	I,38-I,87
I450-I630	<u>I8,3</u>	<u>9,7</u>	<u>I,90</u>
	I6,6-2I,I	8,5-II,6	I,43-I,99
I900-2000	<u>I5,4</u>	<u>I0,6</u>	<u>I,48</u>
	I4,3-I6,8	I0,0-II,8	I,22-I,68
2800-3I50	<u>I4,8</u>	<u>I3,3</u>	<u>I,I3</u>
	II,5-I7,4	II,2-I6,6	0,86-I,36
3500-4650	<u>I3,7</u>	<u>I2,6</u>	<u>I,I5</u>
	9,4-I8,4	8,7-I6,3	0,65-2,I

Примечание. Над чертой - средние величины, под чертой - пределы колебаний.

степени окисленности. Из этих данных следует, что марганцевый модуль в изученных рудах колеблется в пределах I,I3-I,98. Если этот модуль выше единицы, то можем говорить о том, что кинетика перехода растворенного марганца в твердую фазу выше, чем железа.

Физико-химический анализ процесса формирования железо-марганцевого оруденения в районе гайота Ламонт позволяет считать, что образование глубоководных Fe- Mn руд происходит на фоне тех концентраций марганца и железа и физико-химических условий, которые наблюдаются в данном районе. Руды гайота Ламонт, таким образом, являются хемогенными седиментационными (гидрогенными) образованиями.

Несколько ранее особенности равновесной устойчивости марганцевых образований в зонах с разным содержанием кислорода в морской воде в районе горы Ламонт рассмотрены М.Ф.Стащукон /69/.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ распределения, морфологии, вещественного состава и геохимических особенностей железо-марганцевых образований гайота Ламонт, наряду с выделением физико-химических условий образования, позволил уточнить их генетический тип.

Исследованные корки и нодулы относятся к типичным гидrogenным образованиям, сформировавшимся за счет непосредственного осаждения оксидов и гидроксидов Mn и Fe из морской воды в условиях высокой окислительной обстановки при pH 7,78-7,84. При этом, как показали термодинамические расчеты, отложение рудного вещества происходит на фоне тех концентраций железа и марганца, а также физико-химических условий, которые наблюдаются в морской воде в районе гайота.

Весь видовой набор ЖМО (с Mn/Fe обычно $< 1,7$) однообразен по своим микротекстурно-структурным особенностям (тонкослоистые, оолитовые, колломорфные и др.), минеральному составу (сложенные преимущественно вернадитом и слабо раскристаллизованными гидроксидами Fe и Mn), относительно выдержанному химическому составу, характеру содержаний и распределения РЗЭ, а также слабому проявлению метрической и структурной асимметрии.

К традиционным показателям гидrogenной природы ЖМО относятся и часто наблюдаемые нами взаимопереходы и переходы одних текстур в другие, а также резкие границы между железо-марганцевым веществом и твердым субстратом (или ядрами в нодулах).

Железо-марганцевые образования по содержанию основных рудных элементов и ассоциирующих с ними Ni, Cu, Zn, Co, Pb относятся к умеренным с величиной марганцевого модуля < 2 . На всех изученных профилях и батиметрических уровнях, в целом, при однородном характере их распределения, отмечается слабая тенденция увеличения содержания Ni и уменьшение - Cu в направлении от подножия гайота к вершине.

Колебание значений Mn и Fe, возрастание модуля (Mn/Fe > 2), относительное резкое увеличение содержаний Ni отмечено в ЖМО привершинной части СЗ склона, где наблюдались эффузивы с признаками гидротермального воздействия. Однако уверенно говорить о дополнительном эндогенном источнике элементов в морской воде этой части гайота в настоящем не представляется возможным в связи с малой выборкой данных.

Второй максимум отложения ЖМВ и содержаний малых элементов связан с областью "перегиба" горы ($h \sim 3000$ м), где существует своеобразный геохимический барьер, обусловленный смещением вод, богатых кислородом, с водами, богатыми Mn^{2+} и Fe^{2+} . При этом, как показали расчеты, в целом значение кислородного потенциала возрастает с увеличением глубины. Величина степени окисленности Mn подчинена также данной тенденции.

Для всех исследованных образцов характерны относительно высокие содержания РЗЭ, выдержанный характер их распределения и устойчивая цериевая аномалия. Обогащенность РЗЭ и переходными металлами Ni , Cu , Zn , Co - отчетливый признак гидrogenных железо-марганцевых образований.

Различия в абсолютных количествах РЗЭ между отдельными слоями в пределах одного образца (а также между отдельными образцами) подтверждают отсутствие четкой корреляционной связи с Fe . Наиболее значимы различия в "избыточном" цери и что может свидетельствовать о различной степени окислительного потенциала морской воды (скорости, направления течений) в период формирования ЖМО на различных склонах гайота Ламонт.

В противофазе с глубинной зависимостью увеличения РЗЭ в ЖМК находятся переходные металлы (Ni, Co) и модуль (Mn/Fe). Имеющиеся признаки гидротермального проявления в целом не находят отражения в абсолютных величинах и характере распределения РЗЭ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андриященко П.Ф., Скорнякова Н.С. Состав, строение и особенности образования железо-марганцевых конкреций Тихого океана // Марганцевые месторождения СССР. М., 1967. С. 94-116.

2. Андриященко П.Ф., Скорнякова Н.С. Текстуры и минеральный состав железо-марганцевых конкреций южной части Тихого океана // Океанология. 1969. Т. 9, вып. 2. С. 282-294.

3. Андриященко П.Ф., Градусов Б.П., Ерошеев-Шап В.А. и др. Состав и строение метаморфизованных железо-марганцевых конкреций, жирных новообразований гидроокислов марганца и вмещающих их пелагических осадков в южной котловине дна Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 1. С.91-111.

4. Андриященко П.Ф. Минеральный состав и текстуры железо-марганцевых конкреций // Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. М.; 1976. С. 123-162.

5. Аникеева Л.И., Андреев С.И., Казмин Ю.Б. и др. Морфология железо-марганцевых конкреций // Железо-марганцевые конкреции Мирового океана. М., 1984. С. 62-104.

6. Аникеева Л.И., Скорнякова Н.С., Успенская Т.Ю. и др. Текстурные особенности конкреций радиолариевой зоны Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1988. № 2. С. 15-24.

7. Атлас морфологических типов железо-марганцевых конкреций Тихого океана / Под ред. Б.Х.Егиазарова, В.Зыка. Брно: Геофизика, 1985. 214 с.

8. Алхаруа Ф.Г., Горячев И.Г., Ключников Н.Г. Кинетика диспропорционирования окиси марганца в серной кислоте // ЖФХ. 1976. № 7. С. 1707-1711.

9. Базилевская Е.С., Ильичева Л.В., Степанец М.И. О механизме формирования железо-марганцевых конкреций океана // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 4. С. 85-93.

10. Батурич Г.Н. Геохимия железо-марганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 295 с.

11. Батурич Г.Н., Шевченко А.Я., Завадская Н.Н. О строении и составе рудных корок с подводных гор северной части Тихого океана // Океанология. 1987. Т. 27, вып. 4. С. 624-629.

12. Батурич Г.Н., Дубинчук В.Т. Микротекстуры железо-марганцевых конкреций океана: Атлас микрофотографий. М.: Наука, 1989. 286 с.

13. Бобров В.А. Предисловие // Редкоземельные элементы в магматических породах. Новосибирск, 1988. С. 3-5.
14. Богданова О.Ю. Железо-марганцевые корки подводного хребта Брокен // Океанология. 1987. Т. 27, вып. 3. С. 457-462.
15. Васильева А.И. Морфологические особенности ритмических текстур и их роль в выяснении условий рудообразования (на примере ряда железорудных месторождений Сибири). М.: Наука, 1970. 126 с.
16. Васильева А.И. Динамика формирования ритмических текстур (экспериментальные данные) // Физика и физико-химия рудообразующих процессов. Новосибирск, 1971. С. 38-48.
17. Васильева А.И. Явление интерференции диффузионных потоков при образовании ритмических зон в коллоиде (экспериментальные данные) // Там же. С. 49-58.
18. Васильева А.И., Григорьева Т.Н. Минерально-структурные особенности железо-марганцевых образований гидротермальной природы одного из вулканов дуги Тонга // Тезисы докладов на VI Всесоюз. школе по морской геологии. Геленджик, 1984. С. 61.
19. Васильева А.И., Григорьева Т.Н. Типоморфные признаки океанических тодорокитов // Геология Тихого океана: тез. докл. Владивосток, 1987. Ч. 3. С. 59.
20. Васильева А.И., Григорьева Т.Н., Деркачев А.Н. Особенности строения и состава ЖМО гидротермальной природы зоны трансформного разлома Бланка // Геология морей и океанов. 1988. Т. 3. С. 58.
21. Васильева А.И., Григорьева Т.Н. Связь параметров тонкой кристаллической структуры тодорокита с условиями его образования // Геология и геофизика. 1989. № 3. С. 130-134.
22. Грамм-Осипов Л.М., Волкова Т.И. Окисные аутигенные минералы трехвалентного железа в глубоководных красных глинах (термодинамический анализ) // Геохимия. 1979. № 2. С. 308-312.
23. Грамм-Осипов Л.М., Бычков А.С., Волкова Т.И. и др. Железо-марганцевые конкреции - седиментационно-диагенетические образования (физико-химический анализ) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 6. С. 1471-1474.
24. Грамм-Осипов Л.М., Петрова В.В., Волкова Т.И. и др. Изменение степени окисленности марганцевых микроконкреций в осадках центральной части Тихого океана // Геохимия. 1987. № 6. С. 862-867.

25. Грамм-Осипова В.Н. Об окислительно-восстановительном потенциале океанической воды // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. № 2. С. 457-459.
26. Григорьева Т.Н., Васильева А.И. Характеристика верна - дита из Fe-Mn конкреций поднятия Маркус // Рентгенография и молекулярная спектроскопия минералов. Новосибирск, 1985. С. 63-68.
27. Григорьева Т.Н., Васильева А.И. Степень совершенства структуры тодорокитов и её связь с условиями его образования // Материалы X Всесюз. совета по рентгенографии минерального сырья. Тбилиси, 1986. С. 40.
28. Григорьева Т.Н., Дубинина Г.А. Комплексное физико-химическое исследование марганцевых окислов - продуктов микробиологического синтеза // Геология Тихого океана: тез. докл. Владивосток, 1987. Ч. 3. С. 44.
29. Григорьева Т.Н., Васильева А.И. Особенности субмикроскопической структуры океанических тодорокитов // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301, № 6. С. 1451-1453.
30. Григорьева Т.Н., Дубинина Г.А. Состав и структурные характеристики минералов, образуемых микроорганизмами в морской среде // Тезисы докл. I Респ. конф. по биоминералогии. Луцк, 1988. С. 90.
31. Горшков А.И., Дриц В.А., Петрова В.В. и др. Состав и структурно-кристаллохимические особенности микроконкреций олигоцен-четвертичных отложений центральной части Тихого океана (по материалам 28-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев" // Геология океанов и морей. М., 1984. Т. 3. С. 46-48.
32. Демьянович А. Механизм и кинетика реакций кислородного электрода // Современные проблемы электрохимии. М., 1971. С. 345-446.
33. Дриц В.А., Петрова В.В., Горшков А.И. и др. Марганцевые минералы Fe-Mn микроконкреций в осадках центральной части Тихого океана и их постседиментационные преобразования // Литология и полез. ископаемые. 1984. №3. С. 17-39.
34. Дубинин А.В., Волков И.И. Механизм накопления РЗЭ на гидроксидах железа в океане // Геохимия. 1989. № 8. С. 1089-1099.
35. Дубинина Г.А. Механизм окисления двухвалентного железа и марганца железобактериями, развивающимися при нейтральной кислотности среды // Микробиология. 1978. Т. 17, вып. 4. С. 591-599.

36. Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976. 288 с.
37. Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. 343 с.
38. Калигин А.С., Кашик С.А. К вопросу о формах растворенного железа в гидротермальных растворах // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182, № 1. С. 190-192.
39. Кириллова Г.Л., Марков Ю.Д., Уткин И.В. Эволюция морфоструктуры гайота Ламонт поднятия Маркус-Уэйк (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 1987. № 6. С. 30-44.
40. Коновалов Ю.И., Мартынов Ю.А., Гусев В.В., Шарапов В.Н. Новые данные по геологии гайота Ламонт (поднятие Маркус-Уэйк, Тихий океан) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300, № 1. С. 172-175.
41. Корнеева Т.А., Григорьева Т.Н., Васильева А.И. Термическое исследование минералов марганца // Тезисы докладов на IX Всесоюз. совете по термическому анализу. Ужгород, 1985. С. 283-285.
42. Корнева Т.А., Григорьева Т.Н., Васильева А.И. Особенности поведения $9,6 \text{ \AA}$ мп-минерала при термическом разложении // Материалы II Волжско-Уральской сес. по физике минералов. Куйбышев, 1987. С. 43.
43. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 392 с.
44. Латимер В.М. Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1954. 400 с.
45. Мамаев О.Н. Термохимический анализ вод Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 296 с.
46. Матвеенков В.В., Марова Н.А. Возраст формирования магматических комплексов и связанных с ними структур поднятия Маркус-Неккер // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 5. С. 126-129.
47. Мельник Ю.П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. Киев: Наук. думка, 1973. 287 с.
48. Меро Дж. Минеральные богатства океана. М.: Прогресс, 1969. 440 с.
49. Наумов Г.Б., Рыженко В.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971. 239 с.
50. Пешевицкий Б.И., Аношин Г.Н., Эренбург А.М. Химические

формы золота и вопросы окислительно-восстановительного потенциала морской воды // Химические ресурсы морей и океанов. М.: Наука, 1970. С. 141-144.

51. Поваренных А.С. ИК-спектры некоторых редких и новых минералов из класса окислов // Конституция и свойства минералов. 1979. № 13. С. 53-78.

52. Рой С. Месторождение марганца. М.: Мир, 1986. 520 с.

53. Рудник Г.Б., Матвеевков В.В. Особенности химизма и этапы развития вулканических пород поднятия Маркус-Неккер (Тихий океан) // Океанология. 1978. № 3. С. 489-495.

54. Рябин В.А., Остроумов М.А., Свит Т.Ф. Термодинамические свойства веществ. Л.: Химия, 1977. 389 с.

55. Савенко В.С. О растворимости двуокиси марганца в водных растворах // Геохимия. 1985. № 3. С. 416-419.

56. Савенко В.С. О четырехвалентном марганце в водных растворах // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303, № 5. С. 1228-1230.

57. Скорнякова Н.С., Зенкевич Н.Л. Распределение железо-марганцевых конкреций в поверхностном слое осадков Тихого океана // Океанология. 1961. Т. I, вып. I. С. 86-94.

58. Скорнякова Н.С., Андриященко П.Ф. О некоторых чертах морфологии и внутреннего строения железо-марганцевых конкреций Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1971. № I. С. 3-14

59. Скорнякова Н.С., Андриященко П.Ф. Морфология и внутреннее строение железо-марганцевых конкреций // Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. М., 1976. С. 91-122.

60. Скорнякова Н.С., Безруков П.Л., Базилевская Е.С. и др. Железо-марганцевые конкреции восточной части Индийского океана (зональная и локальная изменчивость) // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 3. С. 3-18.

61. Скорнякова Н.С. К вопросу о генезисе железо-марганцевых конкреций // Геохимия. 1979. № 8. С. 1236-1246.

62. Скорнякова Н.С., Безруков П.Л., Мурдмаа И.О. Основные закономерности распределения и состава полей океанских железо-марганцевых конкреций // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 5. С. 51-53.

63. Скорнякова Н.С., Гордеев В.В., Кузьмина Т.Г. Локальная изменчивость железо-марганцевых конкреций в пределах радиолариевого пояса Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 5. С. 79-89.

64. Скорнякова Н.С. Морфогенетические типы Fe-Mn конкреций радиоляриевого пояса // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 5. С. 67-83.

65. Скорнякова Н.С., Гордеев В.В., Анисеева Л.И. и др. Локальные вариации конкреций рудной провинции Кларирон-Клиппертон // Океанология. 1985. Т. 25, вып. 4. С. 630-637.

66. Скорнякова Н.С. Локальные вариации полей железо-марганцевых конкреций // Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М., 1986. С. 109-184.

67. Справочник по электрохимии / Ред. Сухотин А.М. Л.: Химия, 1981. 485 с.

68. Сташук М.Ф., Грамм-Осипова В.Н., Грамм-Осипов Л.М. Оценка окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных условий в океане // Тез. докл. XIV Тихоокеанск. науч. конгр. Комитет F (секция F). М., 1979. С. 232-233.

69. Сташук М.Ф. Сложные окислы марганца в железо-марганцевых образованиях возвышенности Ламонт (Тихий океан) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301, № 5. С. 1203-1205.

70. Тищенко П.Я., Грамм-Осипов Л.М. Образование твердых фаз марганца в океане // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 1. С. 231-232.

71. Тищенко П.Я., Волкова Т.И., Чичкин Р.В. Взаимодействие сложных окислов марганца с водными растворами. Термодинамический анализ // Геохимия. 1985. № 4. С. 554-558.

72. Туезов И.К., Ильев А.Я., Остапенко В.Ф. и др. Геологическое строение подводной возвышенности Маркус-Уэйк // Сов. геология. 1979. № 4. С. 85-93.

73. Успенская Т.Ю., Скорнякова Н.С. Железо-марганцевые конкреции и корки СВ части Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 3. С. 26-34.

74. Успенская Т.Ю., Горшков А.И., Сивцов А.В. Минеральный состав и внутреннее строение Fe-Mn конкреций из зоны разлома Кларирон-Клиппертон // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 3. С. 91-100.

75. Феттер К. Электрохимическая кинетика. М.: Химия, 1967. 856 с.

76. Химия морской воды и аутигенное минералообразование. М.: Наука, 1989. 263 с.

77. Чудаев О.В., Скорнякова Н.С., Пушаровский Д.Ю. и др. Минеральный состав железо-марганцевых конкреций центральной части Тихого океана // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 6. С. 1444-1448.

78. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Рудницкая Е.С. и др. К характеристике бернессита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 9. С. 67-76.

79. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Рудницкая Е.С. и др. О вернадите // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 6. С. 5-19.

80. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Сивцов А.В. и др. О структурных разновидностях тодорокита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 12. С. 86-95.

81. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Сивцов А.В. и др. О новых минеральных фазах океанических марганцевых микроконкреций // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 1. С. 83-90.

82. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Витовская И.В. и др. О кристаллохимической природе Ni-асболана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 9. С. 108-119.

83. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Витовская И.В. и др. Кристаллохимическая природа Co-Ni -асболана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 6. С. 75-81.

84. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Сивцов А.В. Новая структурная разновидность тодорокита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 5. С. 88-91.

85. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Ермилова Л.П. и др. Минеральные формы нахождения марганца и железа в осадках океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 4. С. 5-21.

86. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. и др. Новая разновидность асболана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 6. С. 69-77.

87. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. и др. Структурно-неупорядоченные асболаны с тетраэдрической координацией марганца // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 12. С. 85-95.

88. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. и др. Смешанослойные минералы асболан-бузерит и асболаны в океанических железомарганцевых конкрециях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 5. С. 91-99.

89. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. и др. Структурные модели и методика изучения бузерита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 10. С. 65-75.

90. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. и др. О структурных разновидностях тодорокита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 12. С. 61-71.

91. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. Кристаллохимическая систематика марганцевых минералов с туннельными структурами // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 10. С. 3-19.
92. Чухров Ф.В., Дриц В.А., Горшков А.И. О структурных преобразованиях оксидов марганца океанических Fe-Mn конкреций // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 1. С. 3-15.
93. Чухров Ф.В., Сахаров Б.А., Горшков А.И. и др. Новая смешанослойная фаза океанических железо-марганцевых конкреций // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 5. С. 112-120.
94. Шаратов В.Н., Васильева А.И., Боброва А.С. и др. Отношения и корреляция элементов железо-марганцевых отложений юго-западной и северо-западной областей зоны перехода Тихого океана // Микроэлементы как индикаторы геологических процессов. Новосибирск, 1982. С. 79-86.
95. Шаратов В.Н., Васильева А.И., Григорьева Т.Н. и др. Железо-марганцевые отложения северо-восточной части Индийского океана // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279, № 2. С. 467-471.
96. Штеренберг Л.Е. Главные марганцевые минералы океанических железо-марганцевых конкреций // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 1. С. 32-49.
97. Штеренберг Л.Е. Особенности состава и строения железо-марганцевых микроконкреций северо-восточной части Тихого океана // Стратиграфия и литология мезозойского осадочного чехла Мирового океана: Тез. докл. М., 1984. Ч. П. С. 88-89.
98. Штеренберг Л.Е., Покровская Е.В., Сальнь А.Л. К методике определения количественных соотношений марганцевых минералов в железо-марганцевых конкрециях // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 1. С. 121-123.
99. Янчук Э.А., Ляшенко В.С., Безверхняя И.П. и др. О Конституции и термических превращениях тодорокита // Минерал. журн. 1988. Т. 10, № 4. С. 49-57.
100. Agiorgitis G. Über differential-thermoanalytische und infrarotspektroskopische Untersuchungen von Mangan-Mineralien // Tschermarks Miner. Petrogr. Mitt. 1969. Vol. 13. P. 273-283.
101. Aplin A.C. Rare earth element geochemistry of Central Pacific ferromanganese encrustations // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 71, N 1. P. 13-22.
102. Barnes S.S., Dymond I.R. Rates of accumulation of ferromanganese nodules // Nature. 1967. Vol. 213, P. 1218-1219.

103. Barnes S.S. Minor element composition of ferromanganese nodules // Science. 1967. Vol. 157. P. 63-65.
104. Behtune A.J., Licht T.S., Swendeman N. The temperature Coefficients of Electrode Potentials // J. Electrochem.Soc. 1959. Vol. 106. N 7. P. 616-625.
105. Bonatti E., Kramer T., Rydell H. Ferromanganese Deposits on the Ocean Floor // National Science Foundation. Washington D.C., 1972. P. 149-165.
106. Bruland K.W. Trace elements in seawater // Chemical oceanography / Eds. G.P. Riley, R. Chester. L; N.Y.: Acad. Press, 1983. Vol. 8. P. 157-221.
107. Burns R.G., Burns V.M. Mineralogy of manganese nodules // Marine Manganese Deposits. Amsterdam: Elsevier, 1977. P. 185-248.
108. Burns R.G., Burns V.M. Manganese oxide // Marine minerals Reviews of mineralogy. Washington, 1979. Vol. 6. P. 1-46.
109. Burns R.G., Burns V.M. Recent structural data for manganese Mn oxide // Manganese dioxide Symposium. Cleveland, 1980. Vol. 2. P. 97-112.
110. Burns R.G., Burns V.M., Stocman H.W. A review of the todorokite - buserite problem: implications of the mineralogy of marine // Amer. Mineral. 1983. Vol. 68. N 9-10. P. 972-981.
111. Buser W., Crutcher A. Über die Natur der Mangan-Knollen // Schweiz. Miner. und Petrogr. Mitt. 1956. Bd. 36. S. 49-62.
112. Byrn R.H., Kester D.R. Solubility of hydrous ferric oxide and iron speciation in seawater // Mar. Chem. 1976. Vol. 4. P. 255-271.
113. Calvert S.E., Price N.B. Geochemical variation in ferromanganese nodules and associated sediment from the Pacific ocean // Mar. Chem. 1977. Vol. 5, N 1. P. 43-74.
114. Carpenter R. Quantitative electron spin resonance (ESR) determination of forms and total amounts of Mn in aqueous environmental samples // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1983. Vol. 47. P. 875.
115. Colta G.A., Abdel Kerim F.M., Abdul A.A. Arim. Infrared absorption spectra Manganese dioxide modifications and their thermal products // Z. Anorgan. Chem. 1971. Bd. 384, H. 3. S. 260-266.

116. Dubrawski J.V., Ostwald J. Thermal transformations in marine manganates // Neues Jahrb. Miner. Monatsh. 1987. H. 9. S. 407-418.
117. Dymond J., Lyle M., Finney B. et al. Ferromanganese nodules from MANOP Sites H., S and R-Control of mineralogical and chemical composition by multiple accretionary processes // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1984. Vol. 48, N 5. P. 931-949.
118. Elderfield H.E. Chemical Oceanography / Eds. I.P.Riley, R.Chaster. London; N.Y.: Acad. Press. 1976. Vol. 5. P.137-215.
119. Friedrich G., Schmitz-Wiechowski A. Mineralogy and chemistry of ferromanganese crust from a deep-sea hill. Central Pacific, "Valdivia" cruise VA 13/2 // Mar. Geol. 1980. Vol. 37. P. 71-90.
120. Frondel G., Marvin U.B., Ito J. New occurrences of todorokite // Amer. Mineral. 1960. Vol. 45, N 11-12. P. 1167-1174.
121. Golden D.C., Chen C.C., Dixon J.B. Transformation of birnessite to busserite, todorokite and manganite under mild hydrothermal treatment // Clays and Clay Miner. 1987. Vol. 35, N 4. P. 271-280.
122. Giovanoli R. A simplified scheme for Polymorphism in the Manganese Dioxides // Chemia. 1969. Vol. 23, N 12. P.470-472.
123. Giovanoli R., Stähl E., Feitknecht W. Über Oxidhydroxide des vierwertigen Mangans mit Schichtengitter. 1. Mitteilung. Natrium-mangan (II, III) manganat (IY) // Helv. Chim. Acta. 1970. Vol. 53, N 27. P. 209-220.
124. Giovanoli R., Stähl E., Feitknecht W. Über Oxidhydroxide des vierwertigen Mangans mit Schichtengitter. 2. Mitteilung. Mangan (III) manganat (IY) // Helv. Chim. Acta. 1970. Vol. 53, N 49. P. 453-464.
125. Giovanoli R., Stähl E. Oxide und Oxidhydroxide des dreiwertigen Mangans // Chemia. 1970. Vol. 24, N 2. P.49-61.
126. Giovanoli R., Bürki P. Comparison of X-ray evidence of marine manganese nodules and nonmarine manganese ore deposits // Chemia. 1975. Vol. 29, N 12. P. 266-269.
127. Giovanoli R., Bürki P., Gioffredi M. Layer structured manganese oxide hydroxides IV: the busserite group: structure stabilization by transition elements // Chemia. 1975. Vol. 29, N12. P. 517-520.

128. Giovanoli R. On natural and synthetic nodules // *Geology and geochemistry of manganese*. Budapest, 1980. Vol. 1. P. 160-202.
129. Glasby G.P., Gwozdz R., Kunzendorf H. et al. The distribution of rare earth and minor elements in manganese nodules and sediments from the equatorial and S.W.Pacific // *Lithos*. 1987. Vol. 20, N 2. P. 97-113.
130. Gordon R.M., Martin G.H., Knauer G.A. Iron in north-east Pacific waters // *Nature*. 1982. Vol. 299. P. 611-612.
131. Gümbel C.W. Die Grunde des Meeres vorkommenden Mangan-knollen // *Sitzungsber. Bayer. Acad. Wiss. Math.-Phys.* 1878. Bd.8. S. 189-209.
132. Halbach P., Örkara M., Hense S. The influence of metal content on the physical and mineralogical properties of pelagic manganese nodules // *Miner. Depos.* 1975. Vol. 10, N 4. P.397-411.
133. Halbach P., Özkara M. Morphological and geochemical classification of deep-sea ferromanganese nodules and its genetical interpretation // *Proc. Colloq. Intern. CNRS*. 1979. Vol.289. P. 77-88.
134. Halbach P., Hebisch U., Scherhag C. et al. Geochemical and mineralogical control of different genetic types of deep-sea nodules from the Pacific ocean // *Miner. Depos.* 1981. Vol.16. P. 59-84.
135. Heye D. Growth conditions of manganese nodules: comparative studies of growth rate magnetization chemical composition and internal structure // *Progress in Oceanography*. Oxford: Pergamon press, 1978. Vol. 7, pt 5/6. 90 p.
136. Kester D.R., Byrne R.H. Chemical forms of iron in sea water // *Ferromanganese deposits on the ocean floor* / Ed.D.R.Horn. N.Y.: Palisades, 1972. P. 107-116.
137. Klinkhammer G.P., Bender M.L. The distribution of manganese in the Pacific Ocean // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 66. P. 361-384.
138. Kirdyashkin A.G., Sharapov V.N., Vasilieva A.I. On heat and mass transfer dynamics in the near-bottom layer under marine nodule formation // *Mod. Geol.* 1987. Vol. 11, N 3. P. 198-219.
139. Landing W.M., Bruland K.W. Manganese in the North Pacific // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 49. P. 45-56.

140. Landing W.M., Bruland K.W. The vertical distribution of iron in the northeastern Pacific // EOS: Trans. Amer. Geophys. Union. 1981. Vol. 62, N 45. P. 906.
141. Liu Y.G., Maiah M.R.U., Smitt R.A. Cerium: A chemical tracer for paleoceanic redox conditions // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1988. Vol. 52, N 6. P. 1361-1372.
142. Menard H.W. The marine geology of the Pacific. N.Y.: McGraw Hill, 1964. 271 p.
143. Meyer K. Surface sediment and manganese nodule facies encountered on R.V. "Valdivia" cruises 1972/1973 // Meerestechnik 1973. Bd. 4, N 6. S. 196-199.
144. Meylan M.A. Field description and classification of manganese nodules // Ferromanganese deposits of the Ocean floor. Hawaii Inst. of Geophys. Rep. HIG-74-9. Honolulu, 1974. P. 158-168.
145. Moorby S.A., Cronan D.D. The distribution of elements between coexisting phases in some marine ferromanganese oxide deposits // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1981. Vol. 45, N 10. P. 1855-1877.
146. Moritani T., Maruyama S., Nohara M. et al. Description and classification on manganese nodules // Geol. Surv. Japan, Cruise Rep. 1977. N 8. P. 136-158.
147. Murray J., Renard A.F. Deep-sea deposits: Rep. on the sci. results Explor. Voyage challenger. L.: Eyre and Spottiswoode, 1891. 525 p.
148. Piper D.Z., Graef P. Gold and rare-earth elements in sediments from the East Pacific Rise // Mar. Geol. 1974. Vol. 17. P. 287-297.
149. Piper I.R., Blueford I.R. Distribution, mineralogy and texture of manganese nodules and their relation to sedimentation at DOMES Site A in the equatorial North Pacific // Deep-Sea Res. 1982. Vol. 29, N 8A. P. 927-952.
150. Potter R.M., Rossman G.R. A magnesium analogue of chalcophanite in manganese rich concretions from Baja California // Amer. Mineral. 1979. Vol. 64, N 11-12. P. 1227-1229.
151. Potter R.M., Rossman G.R. Mineralogy of manganese dendrites and coatings // Amer. Mineral. 1979. Vol. 64, N 11-12. P. 1219-1226.
152. Potter P.M., Rossman G.R. Tetravalent manganese oxi-

des: investigation, hydration and spectroscopy // Amer. Mineral. 1979. Vol. 64, N 11-12. P. 1199-1218.

153. Putilina V.S., Varentsov I.M. Experimental study of the processes of ferromanganese ore formation in recent basins: sorption of iron (II) by manganese dioxide from seawater in the presence of an organic complexing agent // Chem. Erde. 1983. Vol. 42. P. 321-337.

154. Raab W.I. Ferromanganese Deposits on the Ocean Floor / Ed. D.R.Horn // National Science Foundation, Washington D.C. 1972. P. 109-146.

155. Raab W.I., Meylan M.A. Marine manganese deposits / Ed. G.P. Geasby. Amsterdam: Elsevier, 1977. P. 109-146.

156. Sdraczek J.A., Horen H., Ross M., Warhaw C.M. Studies of manganese oxides IV: Todorokite // Amer. Mineral. 1960. Vol. 45, N 11-12. P. 1174-1185.

157. Sorem R., Fewkes R. Manganese Nodules. Research data and methods of investigation. N.Y. ect.: Plenum, 1979. 722 p.

158. Sorem R., Fewkes P. Distribution of todorokite and birnessite in manganese nodules from the "Horn Region eastern Pacific Ocean" // Geology and Geochemistry of manganese. 1980. Vol. 1. P. 203-209.

159. Sorem R.K. Manganese nodules: nature and significations of internal structure // Econ. Geol. 1967. Vol. 62, N 1. P. 141-147.

160. Sorem R.K., Reinhart W.R., Fewkes R.H. et al. Occurrence and character of manganese nodules in DOMES Sites A.B. and C, East Equatorial Pacific Ocean // Marine Manganese Nodule Province / Ed. I.L.Bischoff, Piper. N.Y.: Plenum press, 1979. P.475-528.

161. Stumm W., Brauner P.A. Chemical speciation // Chemical oceanography / Eds. J.P.Riley, G.Skirrow. L. etc.: Acad. Press, 1975. Vol. 1. P. 174-240.

162. Turner S., Buseck P.R. Manganese oxide tunnel structures and their intergrowths // Science. 1979 Vol. 203. P. 456-458.

163. Turner S., Buseck P.R. Todorokites: a new family of naturally occurring manganese oxides // Science. 1981. Vol. 212. P. 1024-1027.

164. Turner S., Buseck P.R. Structural features of todorokite intergrowths in manganese nodules // Science. 1982. Vol. 296. P. 841-842.

165. Turner S., Buseck P.R. Defects in insutite (γ - MnO_2) dry-cell bettery efficiency // Nature. 1983. Vol. 304. P.143-146.

166. Tye F.L. Manganese dioxide electrode-III relationship between activittes and stichiometry for compositions near to MnO_2 // Electrochim. Acta. 1976. Vol. 21. P. 415-420.

167. Valareilly J.V., Perrier M., Vicentiti G. Infra-red spectra of some Manganese minerals // Anais da Academia Braseliera de Ciencias. 1968. Vol. 40. P. 289-297.

168. Vetter K.J., Jaeger N. Potentialusbildung aus der Mangandioxid - Electrode als Oxidelectrode mit nichtstochiometrischen Oxid // Electrochim. Acta. 1966. Vol. 11. P. 401-419.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
Глава I. ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ (А.И.Васильева)	5
Геоморфология гайота Ламонт	5
Геология	8
Глава II. РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ТЕНДЕНЦИИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ (ЖМО) НА ГАЙОТЕ ЛАМОНТ (А.И.Васильева)	15
Факторы, определяющие морфологию ЖМО	20
Локальная изменчивость морфологии отдельных категорий ЖМО	24
Глава IV. ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНОЙ СОС- ТАВЛЯЮЩЕЙ ЖМО (А.И.Васильева)	34
Глава V. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ ОБРАЗО- ВАНИЙ (Т.Н.Григорьева, А.И.Васильева)	51
Методы и аппаратура	52
Результаты исследований	53
Состав марганцевой фазы рудных оболочек отде- льных станций	53
Локальное распределение минерального состава	61
Глава VI. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ ОБРАЗО- ВАНИЙ (А.И.Васильева)	63
Общая характеристика химического состава ЖМО	64
Содержание и особенности распределения макро- и микроэлементов рудных оболочек ЖМО по по- верхности гайота	71
Локальные вариации состава ЖМО	72
Глава VII. ОСОБЕННОСТИ СОДЕРЖАНИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ В ЖМО (А.И.Васильева, В.А.Бобров, Т.Н.Григорьева)	98
Глава VIII. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕ- ЗО-МАРГАНЦЕВОГО ОРУДНЕНИЯ НА ГАЙОТЕ ЛАМОНТ (Л.М.Грамм-Осипов)	107
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	124
ЛИТЕРАТУРА	126

Темат. план вып. самост. изд.
СО АН СССР на 1990 г. (моно-
графия) № 31

Научное издание

А.И.Васильева, Л.М.Грамм-Осипов,
Т.Н.Григорьева

ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ГАЙОТА
ЛАМОНТ: (Западная часть Тихого океана)

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редакторы

Р.Н.Ильина, З.В.Белюсова

Технический редактор Н.Н.Александрова

Подписано к печати 16.II.90.
Бумага 60x84/16. Печ.л.8,75+1 вкл. Уч.-изд.л.8,25.
Тираж 299. Заказ 420. Цена 60 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.