

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТИХООКЕАНСКИЙ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

"Утверждаю"

первый заместитель
директора института
д.ф.-м.н.

Научно-исследовательское
судно "Академик Ал.Виноградов"

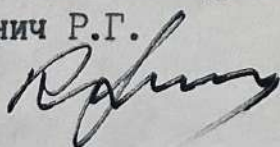
 А.В.Алексеев

О Т Ч Е Т

Том I (часть III)

о работах в 13-м рейсе НИС "Академик Ал.Виноградов"
в Центральной и Восточной части Тихого океана

Начальник экспедиции
Кулинич Р.Г.



Капитан
Карпов В.И.

Владивосток 1989г.

Содержание

9. Отчет отряда полезных ископаемых.....	488
10. Отчет петрофизического отряда.....	574
11. Отчет отряда физических методов анализа.....	654
12. Отчет отряда химических методов анализа (метод и устройства предварительного электрохимического концентрирования микро- элементов из морской воды).....	673
13. Радиофизические исследования облачности и осадков.....	713
Общие выводы и рекомендации.....	748

9. ОТРЯД ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

9.1. Цель и основные задачи работ

Целью настоящих исследований являлось изучение аутигенной и гидротермальной минерализаций в различных геологических обстановках океанского дна для построения генетической модели и выработки поисковых критериев на подобные виды минерального сырья. В пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия предусматривалось детальное изучение гидротермальных проявлений сульфидной минерализации в комплексе с геохимическими, геоморфологическими, структурно-тектоническими и другими факторами, определяющими генетические особенности и характер пространственного распределения металлов во взвешенных и растворенных формах в придонном слое воды над рудными источниками полиметаллических сульфидов. Дополнительно к программе в районе между разломами Кларион-Клиппертон была опробована методика оценки степени окисленности диоксидов марганца, проведено измерение окислительно-восстановительного потенциала с применением медиаторов в осадках, подстилающих ЖМК, и степени окисленности марганцевых руд потенциометрическим титрованием.

Изучение рудной минерализации предусматривалось по геохимическим критериям. В районе сульфидопроявлений оценивались основные гидрохимические параметры (щелочность, соленость, кислород, pH, Eh), изучалось распределение марганца, цинка, меди, кобальта, молибдена, свинца, никеля, кадмия, температуры и газов (O_2 , H_2 , CO_2 , CH_4 и другие), естественной радиоактивности.

Новые данные о генетических особенностях, возможном составе и характере распределения сульфидной минерализации и ЖМК помогут уточнить пространственно-генетические связи рудной минерализации с глубинным строением земной коры и отдельных геотектонических блоков.

9.2. Состав отряда и распределение обязанностей

Отряд состоял из пяти научных сотрудников ТОИ:

1. Калягин А.Н.-нач.отряда, к.г.-м.н.;
2. Чичкин Р.В.-м.н.с.;
3. Судакова Н.В.-м.н.с.;
4. Верещагина О.Ф.-инженер;
5. Кобзарь М.А.-инженер,

в работе отряда также принимали участие научный сотрудник центра Прибрежных исследований Скриппсовского океанографического института (Сан-Диего) Рассел Джонсон (23 октября-21 декабря) и профессор Алабамского университета Вейн Исфординг (24 октября-16 ноября).

В.Исфордингу переданы 10 образцов конкреций и корок, три пробы донных осадков, пробы осажденных форм металлов-три и две пробы взвесей для лабораторных исследований (микронзондовый, атомно-абсорбционный и нейтронно-активационный анализы).

Отрядом были выполнены следующие виды работ: подготовка и отладка оборудования, отбор проб воды по разрезу на определение геохимических параметров и газов в придонном слое, первичная документация -Калягин А.Н., Джонсон Р., Чичкин Р.В., Кобзарь М.А. Коварский Н.Я.*; аналитические исследования геохимических параметров водной толщи-Чичкин Р.В., Судакова Н.В., Верещагина О.Ф.; определение газовой составляющей-Верещагина О.Ф.; определение окислительно-восстановительного потенциала донных отложений, подстилающих железо-марганцевые конкреции и степени окисленности конкреций-Чичкин Р.В.; концентрирование микроэлементов из морской воды-Коварский Н.Я., Родзик И.Г.; разложение сухого остатка и его анализ на спектрофотометре "Шимадзу"- Бахарева Г.А., Авдевина Л.А.; инженерно-техническое обслуживание -Кобзарь М.А.; описание горных

пород—Калягин А.Н.; подготовка проб и их консервация для стационарных лабораторных исследований—Чичкин Р.В., Калягин А.Н., Коварский Н.Я.; камеральная обработка материалов—Калягин, Чичкин, Судакова, Верещагина; Калягин и Кобзарь принимали участие при драгировании, текст отчета написан Калягиным при участии Судаковой ((9.6, 9.7) и Свининникова А.И. (раздел 9.7).

9.3. Приборы и оборудование

Для отбора проб воды использовались пластиковые батометры из инертных материалов конструкции СО АН СССР (5 шт.), конструкции СКБ ПГО "Севморгеология" (5 шт.), БМ-48 (15 шт.), конструкции ИХ ДВО АН СССР (2 шт.); термометры, термоглубомеры, газовый пробоотборник конструкции ТОИ, вакуумная установка, гидрологическая лебедка WPO-I, 5.

Для анализа гидрохимических параметров использовались: лабораторный рН-метр И-115, солемер ГМ-65.

Для концентрирования микроэлементов из морской воды с последующим анализом содержания рудных элементов методом атомной абсорбции использовался диафрагменный электролизер конструкции ИХ ДВО АН СССР, источники питания постоянного тока Б5-44, атомно-абсорбционный спектрофотометр "Шимадзу".

Для анализа растворенных в морской воде газов применялись: газовый хроматограф ЛХМ-80, хроматограф "Газохром".

* Указанные задачи решались совместно с отрядом химических исследований (нач. отряда д.х.н. Коварский Н.Я.), с отрядами геологическим (драгирование), литологическим (отбор проб донных отложений трубками и дночерпателями, подводное фотографирование), геоморфологическим (эхолотный промер).

9.4. Методика исследований

Согласно программе научных исследований основным районом работ был выбран полигон в осевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия вблизи 13° с.ш. Здесь, на участке распространения сульфидной минерализации, были проведены площадные и профильные геолого[№]химические работы на площади 200 кв.км (полигон I, рис.5.5.9.I). Кроме основного полигона комплекс подготовительных и научно-методических работ был выполнен на ходу судна и на отдельных станциях других полигонов. В соответствии с отмеченными особенностями характер и последовательность научных исследований можно разделить на два этапа.

На первом подготовительном этапе на ходу судна было приведено в рабочее состояние оборудование, измерительная аппаратура и подготовлены рабочие растворы химических реактивов. На одной станции полигона I и станции Геосекс с координатами $28^{\circ}29'$ с.ш. и $122^{\circ}13'$ з.д. были проведены опытно методические исследования, апробирование методик отбора проб морской воды и анализа в них микроэлементов, газов и гидрохимических параметров.

Работы на полигоне составляют второй (основной) этап научных исследований. Он включил опробование коренных пород рыхлых отложений, подводное фотографирование, экспресс-анализы главных рудных элементов, гидрохимических параметров и газов. На начальной стадии был выполнен некоторый объем эхолотного промера. По батиметрической карте, заимствованной из (Hekinian *et al.*, 1983), проведено дисефрирование и составление морфоструктур с ранее описанными. По результатам были намечены рекогностировочно-поисковые станции и одна реперная (опорная) станция для изучения и оценки местного фона по разрезу водной толщи. До получения анализов по рекогностировочно-поисковым станциям проведено первое опробование коренных пород драгированием. Полученные материалы послужили основой для плано-

мерного выполнения намеченной программы исследований. Так как на данном полигоне ранее были изучены гидротермальные сульфидопроявления американскими и французскими экспедициями (Ballard *et al.*, 1984 Hekinian *et al.*, 1983 и др.), программа наших исследований предусматривала их продолжение непосредственно в осевой зоне с выходом на "южную" подводную гору, западный и восточный фланги.

Опробование осуществлялось по двум профилям. Профили располагались вкрест простирания рудоносной структуры (оси хребта) и располагались на расстоянии 5 миль друг от друга. Четыре станции (2, 4, 5 и 5^a) расположены непосредственно в осевой части срединно-океанического хребта. По три станции на восточном (3, I2 и I3) и западном (7, 8 и I) флангах (рис. 5.5). На перспективных участках проведено сгущение сети и отбор проб горных пород драгами, дночерпателями и трубками.

Плановая привязка станций и профилей выполнялась с использованием судовой РЛС по бую и спутниковым определениям. На момент отработки для каждой станции донных проб и проб, отбираемых с приповерхностного горизонта, вычислялись координаты. Местоположение станций и отдельных проб определялось с учетом дрейфа судна, длины и наклона троса.

Отбор проб воды для определения гидрохимических параметров и главных рудных элементов проводился специальными крупнообъемными батометрами, изготовленными из инертных материалов в СО АН СССР. Опробование воды для определения металлов в растворенных и взвешенных формах проводилось на четырех горизонтах (10, 20^x, 75, 150 и 400 м от дна). Другие горизонты опробовались на изучение гидрохимических параметров, температуры и естественной радиоактивности (рис. 9.2). На флангах (станции 7, 8, I2 и I3) дополнительно отбирались пробы на изучение поведения металлов с глубины 1000

^xПроба с горизонта 20 м служила дубль-пробой придонного горизонта

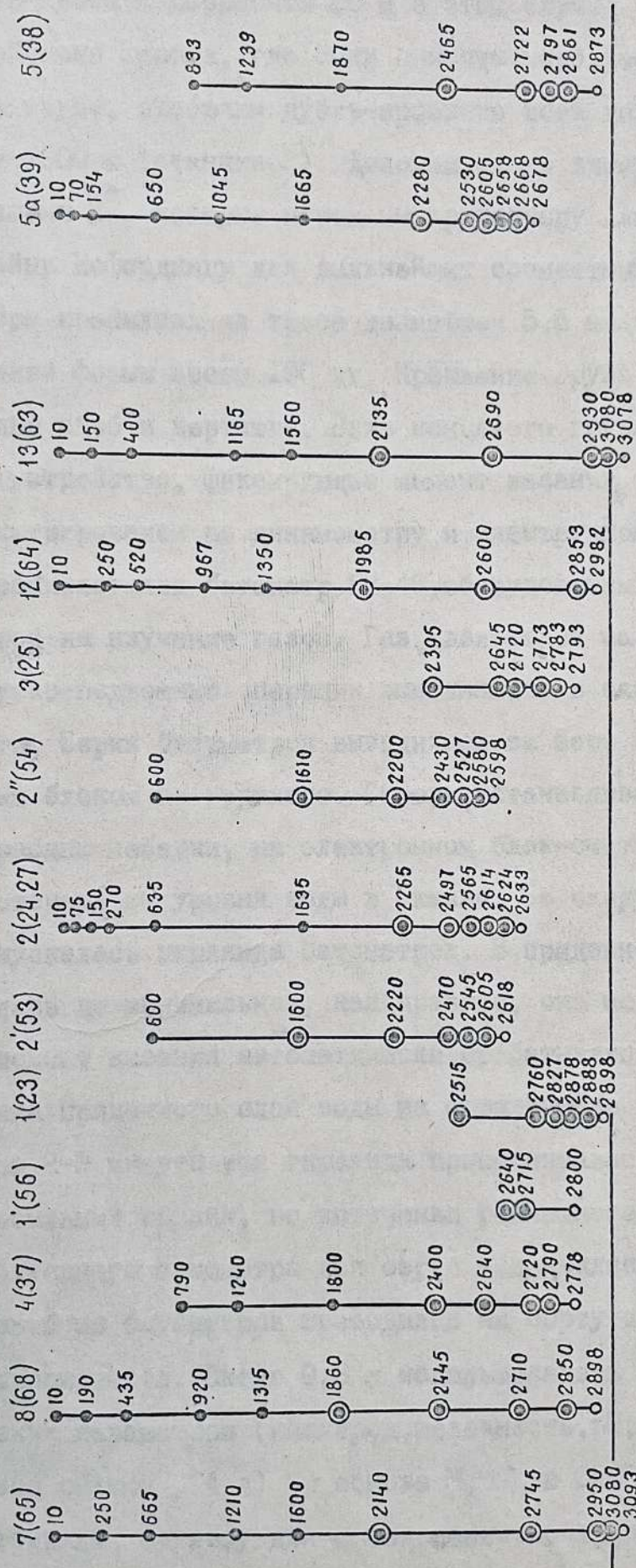


Рис. 2.2. Схема гидрохимического опробования.

I - пробы для определения гидрохимических параметров, 2 - пробы из придонного слоя для определения газов, 3 - пробы в которых определялись взвешенные и растворенные формы металлов, 4-- опробованный горизонт, 5 - гидрохимическая станция и её номер по каталогу отряда полезных ископаемых (7) и общесудовому (65).

от дна, дубль-проба с горизонта 20 м в этом случае не отбиралась. В центральной части хребта, где были описаны наиболее активные гидротермальные трубы, отобраны дубль-пробы по всей толще воды включая горизонт 1000 м (станция 2'). Дополнительно здесь же отбраны пробы со станции 2'', которые переданы профессору Алабамского университета Вейну Исфордингу для дальнейших совместных исследований.

Батометры крепились на тросе диаметром 5,6 мм с концевым грузом каплевидной формы весом 100 кг. Крепление груза осуществлялось с помощью скоб и вертлюга. Ниже концевого груза располагалось специальное устройство, фиксирующее момент касания грунта. Момент касания регистрировался по динамометру и электронному указателю. Ниже груза располагался батометр БМ-48, оборудованный для отбора придонных проб на изучение газов. Газ извлекался на вакуумной установке. Спуско-подъемные операции выполнялись в следующей последовательности. Серия батометров выводилась за борт с помощью стрелы с концевым блоком на вертлюге. Стрела устанавливалась напротив середины барабана лебедки, на электронном блок-счетчике фиксировался нуль отсчета от уровня воды в океане. Со скоростью не более 1,5 м/сек опускалась гирлянда батометров. В придонной части скорость снижалась до минимальной, как правило, она не превышала 1 м/сек. В момент касания автоматически срабатывало устройство пробоотборника придонного слоя воды на определение газовой составляющей. Через 2-3 минуты вся гирлянда приподнималась на 5-10 м, опускался посыльный грузик, по истечении расчетного времени срабатывания последнего батометра вся серия поднималась на борт.

Отбор проб из батометров проводился на борту судна в специально отведенном месте. Около 0,8 л использовалось на определение гидрохимических параметров (кислород, щелочность, pH, Eh, соленость). Из оставшегося объема (4 л) на основе $Mg(OH)_2$ и $CaCO_3$ получали концентрат и отбирали навеску для определения содержания в водной

толще растворенных и взвешенных форм Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, Mo, Co, Ni, Cd, V, Au, Ag на атомно-абсорбционном спектрофотометре "Шимадзу". Оставшийся дубликат упаковывался для последующих лабораторно-аналитических исследований в стационарных условиях. В пробе около 0,5 л определялась гамма-активность. Из проб с повышенной гамма-активностью отбиралась навеска 100 г для определения радиоактивных элементов в стационарных условиях. Отбор проб из пластиковых батометров проводился в три емкости: склянки для определения кислорода, полиэтиленовые флаконы для определения солености и компонентов карбонатной системы, полиэтиленовые бутылки для определения форм металлов. Определение гидрохимических параметров морской воды отвечает современным требованиям и основано на классических методах ("Методы гидрохимических исследований"). Определение минерализации морской воды, к которой мы только приступили, основано на новых разработках ИХ ДВО АН СССР. Методика изложена в отчете отряда химического анализа.

Отбор проб из герметичного батометра БМ-48 на определение газовой составляющей проводился в вакуумированный полиэтиленовый пробоотборник, исключающий контакт с воздухом. Затем проба термостатировалась до лабораторных условий. Методика извлечения и анализа газов следующая. В дегазационной установке с помощью вакуумного насоса извлекается растворенный в воде газ. Шприцем с солевым раствором газ отбирается из установки и вводится по очереди в три хроматографа: ЛХМ-80 с пламенно-ионизационным детектором для анализа углеводородных газов; ЛХМ-80 с катарометром для анализа CO₂, O₂ и N₂; "Газохром-3101" для анализа водорода и гелия. Время анализа от начала дегазации до вывода последнего пика 20 минут. Количественные расчеты производятся по воздуху (неорганические газы) и стандарту (углеводородные газы). Газохроматографические условия: ЛХМ-80 с пламенно-ионизационным детектором; колонки металлические

длиной 3 м, диаметром 3 мм, соединение параллельное. Сорбент алюмогель+силохром. Расход газов: He-25-30 мл/мин, H₂-25-30 мл/мин, воздуха-200мл/мин; ЛХМ-80 с катарометром, колонки металлические диаметром 3 мм, соединенные последовательно. Первая колонка, длиной 1,5 м, наполнена полисорбом-1, вторая, длиной 3 м, наполнена молекулярными ситами 4Å. Расход газа-носителя He 30 мл/мин.

Виды и объемы выполненных работ приведены в таблице 9.1.

9.5. Гелого-геохимическая изученность

Наши исследования проводились на участке известного рудного поля полиметаллических сульфидов в осевой части ВТП между 12°40' и 12°54'с.ш. и 103°50' и 104°00'з.д. (рис. 9.3). Работы в данном районе начались после открытия (Франшето и др., 1979) полиметаллических сульфидов в активных зонах Тихого океана. Экспедицией SEARISE-I (1980 г.) на участке между разломами Ороско и предполагаемой "ветвью" разлома Клипертон было проведено многоканальное узколучевое эхолотирование, фотопрофилирование, драгирование и определение гидрохимических параметров (t° , $S^{\text{‰}}$, m_n). Были установлены аномалии марганца и подняты образцы сульфидных руд (Ballard e.a., 1984).

С целью изучения распространения и характера поведения гидротермальных растворов при смешивании с морской водой программа исследований экспедиции 1981 г. включала изучение He³, He⁴, Мп, O₂, pH и других параметров (Merlivat e.a., 1981). В результате исследований были установлены аномалии He³ и Мп, распространяющиеся до 160 м от дна. На аномальных участках между 12°38' и 12°54'с.ш. и 103°43' и 104°01'з.д. экспедиция CLIPPERTON подготовила небольшой полигон для детальных работ с подводным обитаемым аппаратом. Подводные исследования Восточно-Тихоокеанского поднятия вблизи 12°50'с.ш. привели к обнаружению интенсивной гидротермальной активности осевой зоны горного хребта с предполагаемым быстрым спредингом. Было обнаружено 24 действующих гидротер-

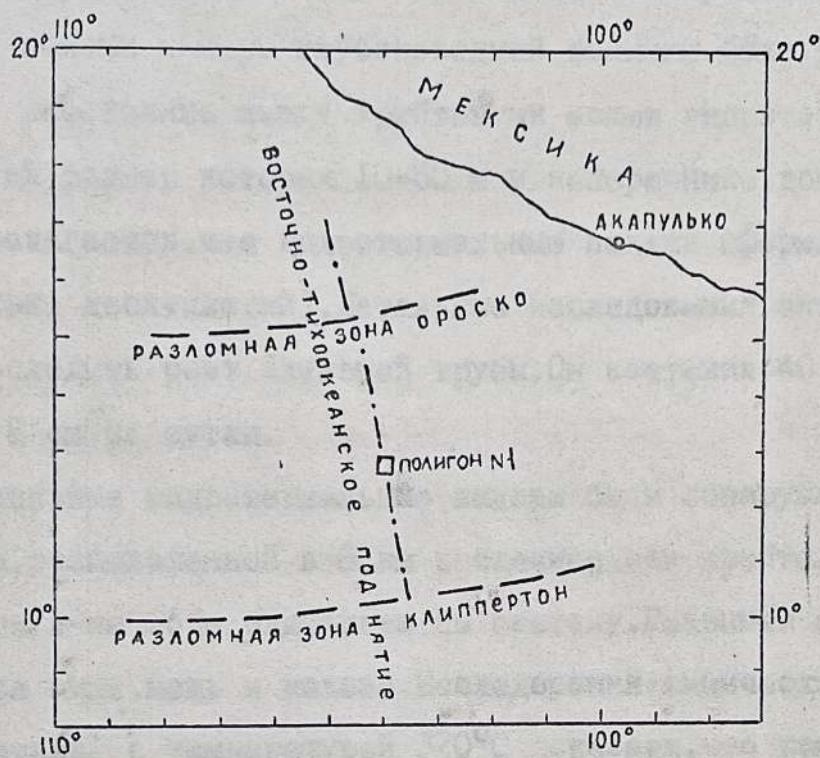


Рис. 9.3

Район работ отряда полезных ископа

мальных источников с температурой флюидов от 20 до 350°C и 60 не-активных гидротермальных залежей на узком грабене в среднем около 300 м шириной на участке горного хребта длиной 20 км (Nekinian e.a., 1983). ^{Рис. 3.4} Грабен выстлан потоками свежих базальтов включая ямки обрушения и структуры лавовых озер. На основе непосредственных наблюдений и при помощи камеры глубоководной станции было установлено, что среднее расстояние между хребтовыми осями гидротермальных залежей, средний размер которых 10-50 м в поперечнике, достигает 100-200 м. Предполагается, что гидротермальные залежи сформировались быстро (несколько десятилетий). Детальные исследования активных мест позволили проследить рост активной трубы. Он составил 40 см за 5 дней, т.е. около 8 см за сутки.

Экстенсивные гидротермальные залежи были обнаружены на изометричной горе, расположенной в 6 км восточнее оси хребта. Залежи осевой части хребта и на горе одинаковы по составу. Главными элементами в них являются цинк, медь и железо. Исследования химического состава выходящих флюидов с температурой 320°C показали, что концентрации растворенных главных металлов (железо, марганец, цинк) около 0,1-0,13 г/л. Основываясь на средней скорости потока, равной 10 г/сек, масса металлических продуктов, выходящая из активной трубы, должна быть около 100 кг/день.

На полигон НИС "Jean Charcot" была составлена детальная батиметрическая карта с использованием донной акустической системы и эхолота. На карте показаны следы движения подводного аппарата и номера погружений. Продолжение детального изучения было проведено в 1984 г. французской экспедицией GEOSCARISE на исследовательском судне "Nadir" (Variabilite morphotectonique, 1984). Было подтверждено, что район ВТП на участке 12°50'с.ш. является зоной повышенной трещиноватости и сопровождается излияниями лавовых озер. Отмечено, что

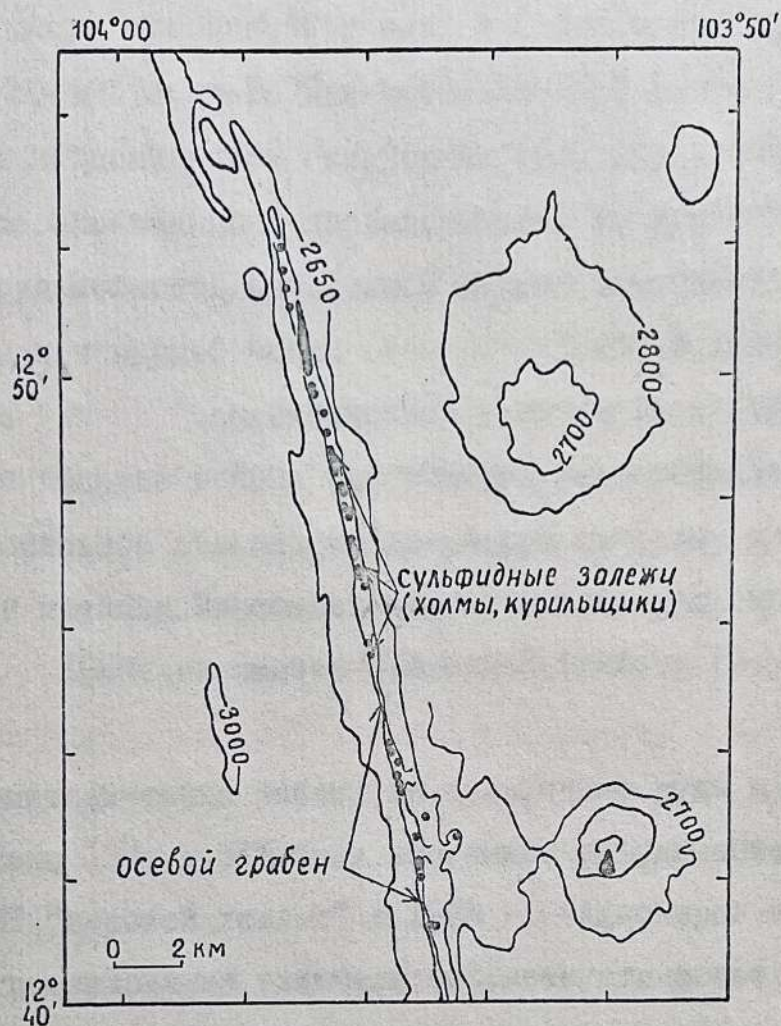


Рис. 94. Схема распространения сульфидо-проявлений на участке ВТИ вблизи 13° с.ш.

на северном фланге ($12^{\circ}52'$ с.ш.) в зоне смещения оси хребта в западном направлении наблюдается усиление, а в восточном — снижение гидротермальной активности. Повторные погружения на подводную гору позволили оценить массу сульфидной залежи в 2 млн. т при среднем содержании железа 20–40%, меди — 1–3% и кобальта — 1%. В седловине между горой и осью хребта найдены глыбы сульфидных руд, аналогичные рудам, описанным на горе. Специальными исследованиями по изучению электрических свойств руд мощность сульфидной залежи оценивается в 9 м, а ее запасы до 8 млн. т рудной массы (Francis, 1985). В 1984 г. с подводного аппарата "Alvin" американскими учеными была установлена максимальная для данного района температура гидротермального флюида (380°C), значительное обогащение гидротерм натрием, хлором, водородом, гелием и метаном. Минералогический анализ руд выполнил М. Лафит (Lafitte e.a., 1984), элементов примеси — Ж. Ауклеир (Aucclair e.a., 1987).

Опытно-методические работы на сульфидные руды и металлоносные осадки в районе 13° с.ш. ВТП были выполнены объединением "Севморгеология" на НИС "Морской геолог" в 1985 г. (Алискеров и др., 1986). Комплексные исследования включали: сейсмоакустическое и гидромагнитное профилирование, эхолотный промер, электроразведочные работы с МГК-6000, отбор донных осадков, коренных пород и придонных вод, фотографирование дна, гидрометеорологические наблюдения, набортные аналитические исследования. По результатам работ были получены новые данные по геологии и геоморфологии морского дна, выявлены площади распределения металлоносных осадков, геохимические и гидрохимические аномалии, составлен комплект карт-схем и рекомендован комплекс геолого-геофизических и аналитических исследований для изучения и поисков подводных полиметаллических проявлений,

Участок основного полигона площадью 40 000 кв. км был ограничен координатами: $13^{\circ}18'$ с.ш. — $104^{\circ}58'$ з.д.; $13^{\circ}41'$ с.ш. — $103^{\circ}09'$ з.д.; $11^{\circ}58'$ с.ш. — $102^{\circ}46'$ з.д.; $11^{\circ}34'$ с.ш. — $104^{\circ}32'$ з.д. В его пределах детально

изучалось сульфидопроявление на I2⁰50с.ш. Набортные лабораторно-аналитические исследования включали определения pH и E осадков, придонных и поровых вод, отбор газов из проб придонного слоя, выделение взвеси и концентрирование рудных элементов; определение рудных элементов в водах и взвесьях методом атомной абсорбции, солености по электропроводности и газов методом хроматографии.

Опробование воды для определения металлов и газов проводилось на трех горизонтах (20, 50 и 100 м от дна). Гидрохимические параметры оценивались дополнительно на горизонтах 25, 300, 1000, 1500 и 2000 м от поверхности океана. Анализ газов в придонной воде был выполнен в камеральный период.

По результатам работ было подтверждено, что металлоносные образования района представлены массивными и прожилково-вкрапленными рудами, железо-марганцевыми корками и конкрециями и металлоносными осадками. Указано, что распределение металлоносных осадков относительно оси ВТП выражено в их ассиметричном распространении и смещении на восток. Отмечено, что главными компонентами металлоносных осадков являются кремнисто-железистый гель и железисто-глинистые образования. Постулировано предположение об источнике рудного вещества из гидротерм спрединговой зоны, подтверждена вероятность формирования двух типов руд преимущественно цинковой и медно-колчеданной специализаций (осевых и внеосевых).

При оценке распределения рудных элементов в придонной воде проводится ряд химических элементов по концентрации в порядке убывания (Zn, Fe, Си, Мп, Ni, Рв, Со) и отмечается, что основные рудные элементы (исключая марганец) содержатся в повышенных количествах. Средние их содержания в придонных водах (до 100 м от дна) следующие: Zn^X—53,3/32,5; 40,9/22,7; Fe—12,8/6,0; 8,2/5,5; Си—6,1/5,2; 6,1/5,4; Мп—1,4/0,3;

^XЗдесь и далее первые цифры показывают содержание в мкг/л в исходной (53,3) и отфильтрованной (32,5) пробах, рассчитанное из всей сово-

0,1/0,13; $\frac{1}{2}$ 0,19/0,15; 0,1/0,1. Вывод о высоких концентрациях цинка на придонных горизонтах, значительно превышающих фоновые (30–35 мг/л) в исходной пробе и 25–30 мг/л в фильтрате позволил рассматривать этот элемент главным ореолообразующим элементом. Другие элементы не образуют обширных ореолов, хотя концентрации железа (15–30 мг/л), меди (6–18 мг/л) были отмечены на разобренных горизонтах отдельных станций. Концентрации марганца были установлены в пределах 0,1–0,2 мг/л, и только на отдельных станциях они составляли 1–2 мг/л.

По результатам исследований сделаны следующие выводы: наиболее информативными являются аномалии цинка и железа, менее — меди и марганца, неинформативными — никеля, свинца, кобальта. Наиболее представительным для опробования является придонный горизонт (20 м от дна). В этом же горизонте были установлены повышенные содержания водорода, углекислого газа и азота. Гелий и аргон обнаружены лишь в нескольких пробах, кислород и метан не были обнаружены.

9.6. Краткая характеристика полиметаллических руд и гидрохимических параметров района исследований

Основные генетические типы современных рудных образований на дне океанов можно разделить на металлоносные осадки депрессий, впадин и флангов срединно-океанических хребтов; гидротермально-осадочные железо-марганцевые конкреции и корки; гидротермальные месторождения полиметаллических сульфидов. Среди последних наибольшее внимание привлекают проявления, приуроченные к Восточно-Тихоокеанскому поднятию и Галапагосскому рифту. По данным А. Малахова (*Malahoff*, 1982) только одна Галапагосская залежь имеет запасы около 20 млн. т руды при средних содержаниях железа 29%, цинка 3,4%, меди 1,3%, свинца 0,1%, серебра ppm, золота 0,05 ppm. Для сравнения можно отметить купности проб; вторые цифры тоже из фоновой подсовкупности проб.

что металлоносные осадки впадины Атлантик II на площади около 56 кв.км содержат 2,9 млн.т цинка, 1 млн.т меди, 800 000 т свинца, 4500 т серебра, 45 т золота (Mekelocy, 1986). С гидротермальными сульфидными месторождениями, содержащими значительные концентрации серебра и золота, выявляется частая ассоциация марганцевых силикатов, карбонатов с довольно редким сульфидом марганца-алабандином (Рой, 1986).

К настоящему времени выявлено более 60 рудных полей гидротермальной минерализации, приуроченных к глобальной системе океанических хребтов. Существует реальная вероятность выявления подобных месторождений и в других геологических обстановках (окраинных областях океанов, островных дугах, других разломных зонах океана). По целому ряду причин интерес к изучению современных гидротермальных рудных месторождений океана является приоритетным. Объясняется это неожиданными особенностями рудообразования — небольшие глубины в сравнении с ЖМК, богатые руды с простой технологией обогащения и извлечения металлов, восстанавливаемость в процессе разработки. Основные объемы рудных образований имеют практически одинаковый химический состав (до 40% серы, около 20% железа, до 20% цинка и меди). Соотношение металлов в рудах месторождений сильно колеблется, однако в целом они характеризуются преобладанием либо цинка, либо меди. Богатый цинком, бедный медью и относительно бедный железом состав руд Хуан де Фука представляет противоположность богатым железом и медью, но бедным цинком рудам Галапагосского рифта. Но в то же время соотношения концентраций металлов колеблются и в пределах самих месторождений, и часто эти различия более существенные (Malahoff, 1982, 1985). Эти соотношения^и зависят от многих причин, отражая, главным образом, различия в первичном составе базальтов срединно-океанических хребтов и геохимические особенности растворов, их реакционные свойства,

степень (глубину) проникновения, скорость и величину конвективного потока.

Химический состав руд из различных районов приведен в таблице 9.2. При составлении таблицы использованы материалы Р. Коски, Корлиса и др. (Kawahata, 1986).

Активная гидротермальная деятельность в срединно-океанических хребтах локализована вдоль центральных трещин и краевых сбросах в осевых рифтовых зонах как медленного так и быстрого спрединга, при этом сульфидные руды располагаются на гребнях (21° с.ш., 13° с.ш. Хуан де Фука) или в стороне от них (Галапагосский хребет, 85° 50 з.д.). Модель рудообразования (Эдмонд и др. 1983; Рона, 1984; Солер, 1983; Малахов, 1985) и химические реакции, протекающие с образованием гидротермального флюида в общем виде, может быть представлена следующим образом: морская вода по системе трещин проникает внутрь океанической коры. Уже в верхнем слое катионы (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} , Fe^{2+} , Na^+ , K^+), анионы (SO_4^{2-} , HCO_3^- , Cl^-) взаимодействуя между собой могут осаждаться в виде сульфата ($\text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{CaSO}_4$) кальция. Другие ионы, проникая на несколько километров ниже морского дна, реагируют с разогретым базальтом с образованием твердых фаз $\text{Mg}(\text{OH})\text{SiO}_2$, SiO_2 , FeS_2 , Fe_3O_4 и кислого горячего раствора, обогащенного металлами, раствор восходящими потоками поднимается кверху. Проводниками гидротермального флюида к океаническому дну служат постоянно образующиеся трещины при спрединге морского дна. Их развитие носит непрерывно-прерывистый характер, согласующийся с гидрогеодеформационным полем земли. Остывая на своем пути из раствора выпадают сульфиды с образованием вкрапленных и прожилковых рудных зон. Часть высокотемпературного раствора ($>300^\circ$), достигшая дна океана, быстро остывает с образованием сульфатов и сульфидов, формирующих конусообразные залежи, оставшаяся часть флюида реагируя с холодной морской водой

образует своеобразный шлейф. При активной гидротермальной системе шлейф состоит из сульфида железа (черный дым) и растворенного марганца. Оба эти металла окисляясь оседают на дно океана, давая начало металлоносным осадкам. Дioxid углерода (CO_2), другие газы достигают поверхности океана и уходят в атмосферу. При завершении активной деятельности источника температура гидротермального флюида падает, происходит обогащение соединениями цинка с образованием белых дымов. Грунты курящихся источников дробятся (обрушаются), цементируются обломным рудным материалом с образованием брекчиеподобных рудных залежей. Вокруг гидротермальных источников залегают покровы сульфидов, иногда отдельные гидротермальные конусы срастаются между собой, по внешнему краю наблюдаются низкотемпературные образования различно окрашенных нонтронитов и окислов железа.

Основные металлы полиметаллических сульфидов — железо, цинк, медь, алюминий, широко распространены сера, марганец, а также небольшие количества селена, кобальта, магния, молибдена, свинца, мышьяка, бария, кадмия, хрома, фосфора, ртути, никеля, олова, ванадия, урана, вольфрама, золота, серебра, палладия и платины, заключенные в отдельных холмах Галапагосского типа с запасами около $15\ 000\ \text{м}^3$ рудной массы — могут быть сформированы по предложенной модели при условии взаимодействия морской воды с приблизительно 2 млн. м^3 базальтов.

Для образования и последующего сохранения таких рудных залежей необходимы следующие условия: наличие флюида, обогащенного металлами, в количестве нескольких миллионных частей и восстановленной серой; наличие теплового источника, вызывающего конвективную циркуляцию; наличие тектонических систем повышенной проницаемости; существование механизма осаждения сульфидных минералов из флюида; месторождение должно быть перекрыто (погребено). Схема

предполагает несколько стадий развития гидротермальной системы. Ранняя стадия-разгрузка низкотемпературного флюида в виде пульсирующего потока с образованием оксидов железа, алюминия и гидроксида магния. Зрелая стадия-формирование рудных труб с зональным рудоотложением от высокотемпературных (внутренняя стенка) к низкотемпературным (внешняя стенка) сульфидным минеральным парагенезисам железа, цинка и меди; поздняя стадия-прекращение активной гидротермальной деятельности, разрушение рудных залежей (механические гравитационные обрушения, образование "железных шляп", растворение морской водой). На всех стадиях развития гидротермальной системы в водной толще формируются ореолы металлов (во взвешенных и растворенных формах), их соединений и газов. Изменяются гидрохимические параметры. В таблице 9.3 приведен состав морской воды и гидротермальных флюидов с различных рудных полей Л. Эдмонда, К. фон-Дамм, Д. Микхарда Д. Олафеона и др. (Kawakata, 1986).

В зависимости от условий отложения преобладают те или иные металлы и различные их химические фазы. Встречаться они могут раздельно или в тесной взаимосвязи в составе неравновесных сложных минеральных ассоциаций. Преобладающие типы сульфидной минерализации, некоторые химические фазы, минеральный состав и содержания главных металлов в основных фазах приведены в таблице 9.4 по данным П. Рона (Rona, 1983; Rona, 1986) с изменениями и дополнениями (Lafitte, 1984; Zieheberg, 1986; Koshi, 1984 и др.).

Основные минеральные фазы представлены зональным рядом от высокотемпературного пирротина и кубанита к вюртциту и халькопириту. При низких температурах в результате смешивания флюида с морской водой формируются сфалерит, пирит, марказит. Особенность сфалерита заключается в его сквозном характере новообразований- от низкотемпературного примитивного ранних стадий до более высокотемпературного гранулированного поздних стадий. Образование других

минералов характеризует особые, часто меняющиеся физико-химические условия, при которых в активное время развития гидротермальной системы происходит растворение и миграция первозданных сульфидов ранней стадии от внутренней зоны к наружной. Существует как бы многократно повторяющаяся созидательно-разрушительная система, формирующая конические залежи с полосчатыми текстурами. В поздние стадии по мере падения температуры отлагаются руды массивного облика с небольшим количеством кремнезема, барита, гематита, серы.

В рудах вблизи I3⁰с.ш. (Lafitte и др., 1984) было установлено два минеральных типа. В одном доминируют сульфиды цинка, в другом — меди. Сульфиды цинка представлены главным образом вюртцитом и сфалеритом (оба минерала под микроскопом не различимы), характеризуются зональным содержанием железа, которое уменьшается от центра к периферии. Максимальные содержания железа изменяются квазилинейно размеру зерен. Руды с преобладанием меди представлены в основном халькопиритом, редко ассоциирующим с другими сульфидными минералами меди, халькопирит — обычно в полнокристаллических агрегатах или отдельных кристаллах. Его особенностью является почти полный антагонизм кубаниту, последний ассоциирует с сульфидными минералами цинка. Другие сульфиды встречаются крайне редко.

Из нерудных минералов главными являются ангидрит, кремнезем и значительные количества карбоната магния. Наблюдается несколько генераций этих минералов и их отложение во внешних зонах залежей.

Наряду с основными типами руд описаны и переходные разновидности, в которых обнаруживаются совместные ассоциации пирита, вюртцита, халькопирита. Такие особенности обусловлены изменениями условий и химизма флюидов в процессе эволюции гидротермальной системы. По температурам образования сульфидов более высокотемпературными являются руды с цинковой минерализацией. По результатам исследований

(*dafitte*, 1984) сделано два важных вывода: циркуляция флюида в конвективном потоке происходит с весьма малой скоростью, только на поверхности, в конце своего пути, на узком выходе она достигает скорости до 1 м/сек. Из этого следует, что большая часть рудного флюида осаждается в фундаменте, а сами рудные залежи на дне океана составляют лишь часть всех ресурсов гидротермальной системы.

Второе—существует сходство зонального вюртцита в рудных полях ВТП (12°50 и 21°с.ш.) и Кипра. Таким образом, наряду с минералогическими различиями в сульфидных рудах океанского дна и суши существует сходство условий минералообразования этих месторождений. Сходства видны и при сравнении руд 13°с.ш. с рудами Бесси, Садбори и Барло по величине коэффициента S/Se (*Aucclair* и др., 1987).

Восточно-экваториальный район является районом смешения вод с самыми различными физико-химическими свойствами. Здесь взаимодействуют воды Северного и Южного Пассатного течений и Межпассатного противотечения. С юга в Восточно-экваториальный район выносятся воды Перуанского течения. Кроме того, этот район характеризуется довольно интенсивным подъемом вод, который ведет к обогащению поверхностного слоя биогенными элементами. Это, в свою очередь, вызывает бурное развитие фито- и зоопланктона.

Высокая температура поверхностных и подповерхностных вод создает условия для быстрого окисления органического вещества. Большое количество осадков на поверхности и высокая температура обуславливают резкую стратификацию вод. Слой скачка с большими вертикальными градиентами плотности находится на глубине 25–50 м, что затрудняет проникновение кислорода в подповерхностные слои.

Все эти факторы, взятые вместе, формируют совершенно отличный тип химической структуры вод. В этом районе создается наибольший дефицит кислорода по сравнению со всеми другими районами Тихого

океана.

Концентрация кислорода в поверхностном слое восточно-экваториального района составляет около 4,48 мл/л, величина насыщения воды кислородом меняется в пределах района от 96-99% вблизи берега до 103-105% в открытом океане. Величина вертикального градиента концентрации кислорода очень велика в этом районе. В слое скачка содержание кислорода уменьшается до своих минимальных значений. Ниже слоя скачка плотности, в промежуточном слое, вертикальные градиенты содержания химических элементов резко уменьшаются.

Восточно-экваториальный район характеризуется наибольшей мощностью слоя минимальных концентраций кислорода. В промежуточном слое на глубинах от 50-100 до 800-1000 м наблюдаются концентрации кислорода менее 0,22 мл/л. В пределах изученного района величина минимальных концентраций падает до 0,07-0,11 мл/л.

В промежуточном слое между 2-9° с.ш. на глубине 100-300 м появляется промежуточный максимум кислорода, в котором концентрация кислорода становится выше, чем в слое минимума примерно на 0,56 мл/л. В глубинных водах содержание кислорода постепенно увеличивается.

Карбонатная система определяет активную реакцию морской воды. Последняя влияет на биологическую деятельность и является регулятором обмена CO_2 между океаном и атмосферой.

В поверхностном слое величины pH максимальны, P_{CO_2} и A_T/ce минимальны, pH и P_{CO_2} зависят главным образом от интенсивности фотосинтеза. В восточно-экваториальном районе величины pH и P_{CO_2} равны $8,20 \pm 0,05$ и $3,2 \pm 0,05 \times 10^{-4}$ атм. Щелочно-хлорный коэффициент равен $0,124 \pm 0,001$.

Промежуточный слой характеризуется уменьшением pH до минимальных значений и увеличением P_{CO_2} до максимальных величин. Это значит, что здесь существуют условия для накопления CO_2 - продолжение окисления нестойкого и стойкого органического вещества и наибольшая изоляция вод этого слоя от источников пониженных концентраций

CO_2 , находящихся в поверхностной и глубинной воде. Одновременно с образованием двуокиси углерода при окислении органического вещества происходит и ее расходование на растворение карбоната кальция, находящегося во взвесах планктонного и терригенного происхождения. Воды промежуточного слоя этого района обладают наибольшей карбонатной агрессивностью. Отражением последнего процесса является резкое увеличение щелочного резерва и щелочно-хлорного коэффициента именно в промежуточном слое, которое далее с глубиной поддерживается продолжающимся растворением падающей карбонатной взвеси. Именно поэтому в промежуточном слое не образуется максимума щелочного резерва.

Специфика вод восточно-экваториального района (течения, высокая продуктивность) ведет к увеличению толщины слоя минимальных величин pH и максимальных значений P_{CO_2} . Именно в этом районе наблюдаются наименьшая величина pH (7,6) и наибольшее значение P_{CO_2} (10×10^{-4} атм). Максимальный вертикальный градиент pH и P_{CO_2} в верхней части промежуточного слоя восточно-экваториального района из-за резко выраженной стратификации вод является наибольшим для всего океана — 0,2–0,4 единиц pH на 100 м и $2-5 \times 10^{-4}$ атм на 100 м. Верхняя граница минимальных величин pH и максимальных значений P_{CO_2} здесь располагаются очень близко к поверхности — на 150–300 м. Трудно выделить одну минимальную величину pH , правильнее говорить о целом слое низких величин, толщина которого в пределах 200–1000 м. Щелочно-хлорный коэффициент в промежуточном слое меняется в пределах от более $0,125 \pm 0,001$ до более $0,128 \pm 0,001$.

Глубинные воды характеризуются незначительным увеличением pH с глубиной, уменьшением P_{CO_2} и увеличением A_T/Cl до максимума (7).

9.7. Результаты исследований

1. Основные гидрохимические характеристики океанских вод ВТП вблизи 13°с.ш.

Как было показано выше, гидротермальные системы, разгружающи-

еся на дне океана,обладают определенными запасами тепловой энергии и многих металлов.Так как масштаб этих процессов грандиозный и длительный,над гидротермальными полями наблюдаются гидротермальные колебания и изменения концентраций микроэлементов в океанской воде и взвеси.Естественно предположить,что эти процессы происходят наряду с изменениями химических свойств воды,с характеристики которых мы и начнем описание.

При написании настоящего раздела были использованы результаты анализа водных проб,которые изучались в экспедиционных условиях (таблица 9.5).Большая часть проб морской воды и все взвеси будут проанализированы в стационарных лабораториях,поэтому излагаемые результаты имеют предварительный характер и нуждаются в дальнейших обобщениях и корректировке.Доктору химических наук,профессору Н.Я.Коварскому,аналитикам И.Г.Родзик,Г.А.Бахаревой и Л.А.Авдеевниной мы приносим искреннюю благодарность за оперативное обеспечение наших работ и методическую помощь.

К и с л о р о д. По результатам определения растворенного кислорода в морской воде получена следующая картина.На разрезе вертикального распределения кислорода (рис.9.5 ,таблица 9.5) видно,что максимальные значения O_2 (4,54-4,64мл/л) находятся в поверхностном слое 0-30м.Вертикальный градиент распределения кислорода по глубине очень велик.Уже на глубинах 150-200м содержание кислорода уменьшается до минимальных значений,в среднем до 0,32мл/л.Далее идет промежуточный слой с минимумом кислорода-200-1000м.С глубиной содержание кислорода возрастает до 2,7-3,0мл/л.Это общая картина распределения кислорода по вертикали.

Следует отметить,что на станциях I2 и I3^{Рис. 9.6},расположенных в восточной части профиля,распределение кислорода по глубине имеет другой характер.Это связано с гидрологическими особенностями восточно-экваториального района.В направлении с востока на запад хорошо ви-

Рис. 9.5

Рис. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОСМОРОДА (МУ/Л) НА РАЗРЕЗЕ ПО 12°50'С.Ш.

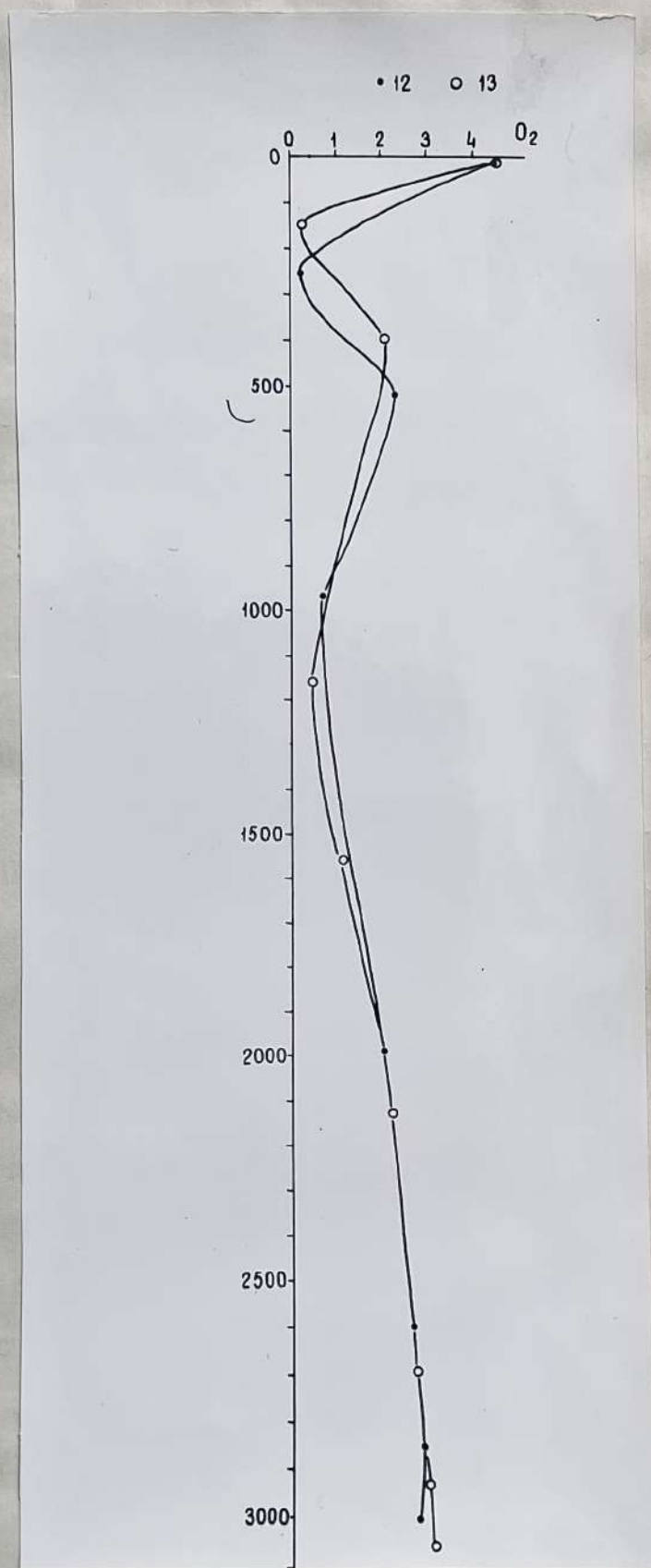


Рис. 9.6

Распределение кислорода (мл/л)

● -ст. 12

○ -ст. 13

ден промежуточный слой более высоких значений O_2 . Причем, в крайней восточной части (ст. I3) этот слой более широкий — около 600 м. По мере удаления на запад промежуточный слой максимума O_2 сужается приблизительно до 300 м, постепенно исчезая совсем.

Очень низкие минимальные значения кислорода, полученные на полигоне, объясняются высокой продуктивностью восточно-экваториального района и его гидрологическими особенностями.

Карбонатная система. На рис. 9.7-9.14 показано вертикальное распределение pH, солености, щелочности. Можно выделить поверхностный, подповерхностный, промежуточный и придонный слои морской воды. Для каждого слоя характерны определенные значения параметров карбонатной системы.

Так, в поверхностном слое получены наибольшие значения pH (8,38), щелочно-хлорный коэффициент (A_T/Cl) на поверхности наименьший и равен 0,125. Поверхностный слой в этом районе очень мал — всего 20-30 м. Вертикальный градиент pH велик и равен в среднем 0,3 на 100 м. Уже на глубине ~ 200 м pH резко уменьшается до 7,6-7,7. Щелочность на поверхности минимальна и равна 2,30 мг-экв/л, далее с глубиной она постепенно увеличивается до 2,55. Соленость изменяется от 33,5 ‰ на поверхности до 34,8 ‰ ко дну, имея незначительный максимум в подповерхностном слое до 300 м.

Распределение pH по вертикали соответствует в целом гидрохимической характеристике района. Как и в литературе (12) нами получены минимальные значения pH (7,5-7,6) в промежуточном слое 200-1000 м, далее с глубиной pH возрастает в среднем до 7,66.

На ст. I2 и I3 виден промежуточный максимум pH (рис. 9.10), хотя и менее выраженный по сравнению с кислородом. На разрезе верти-

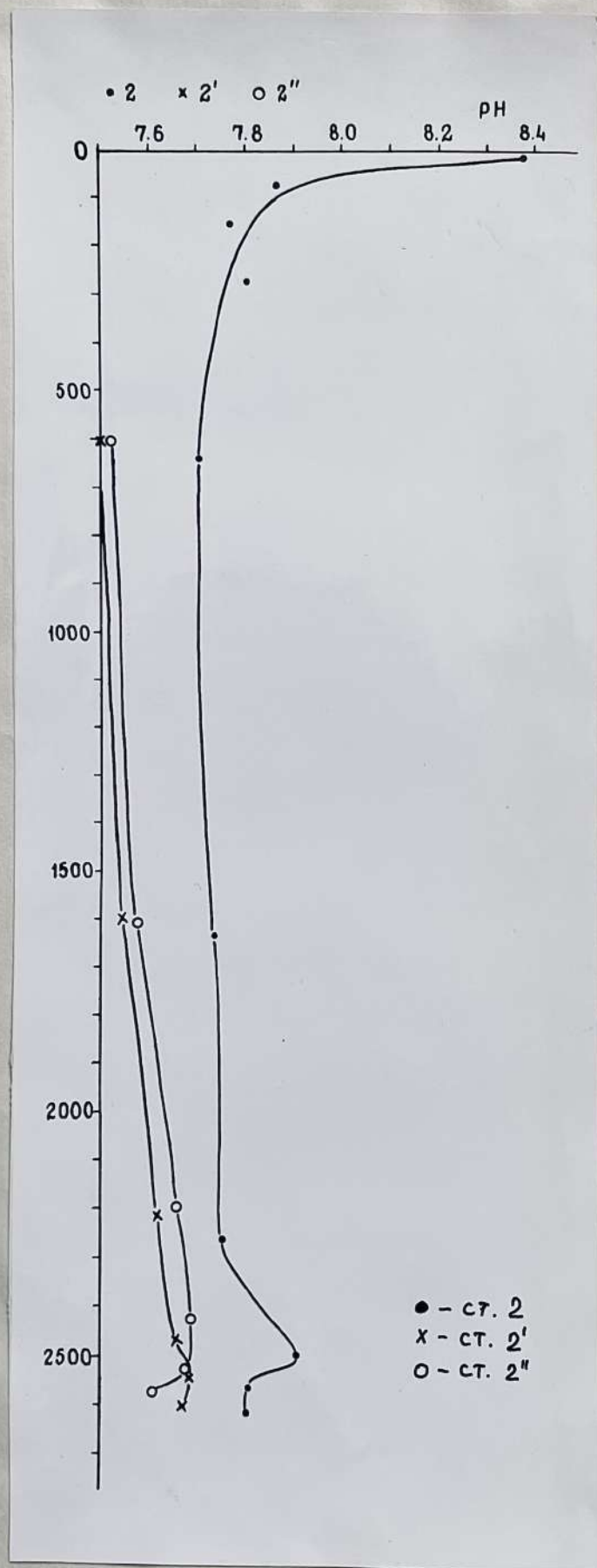


Рис. 9.7

Распределение pH_{25}

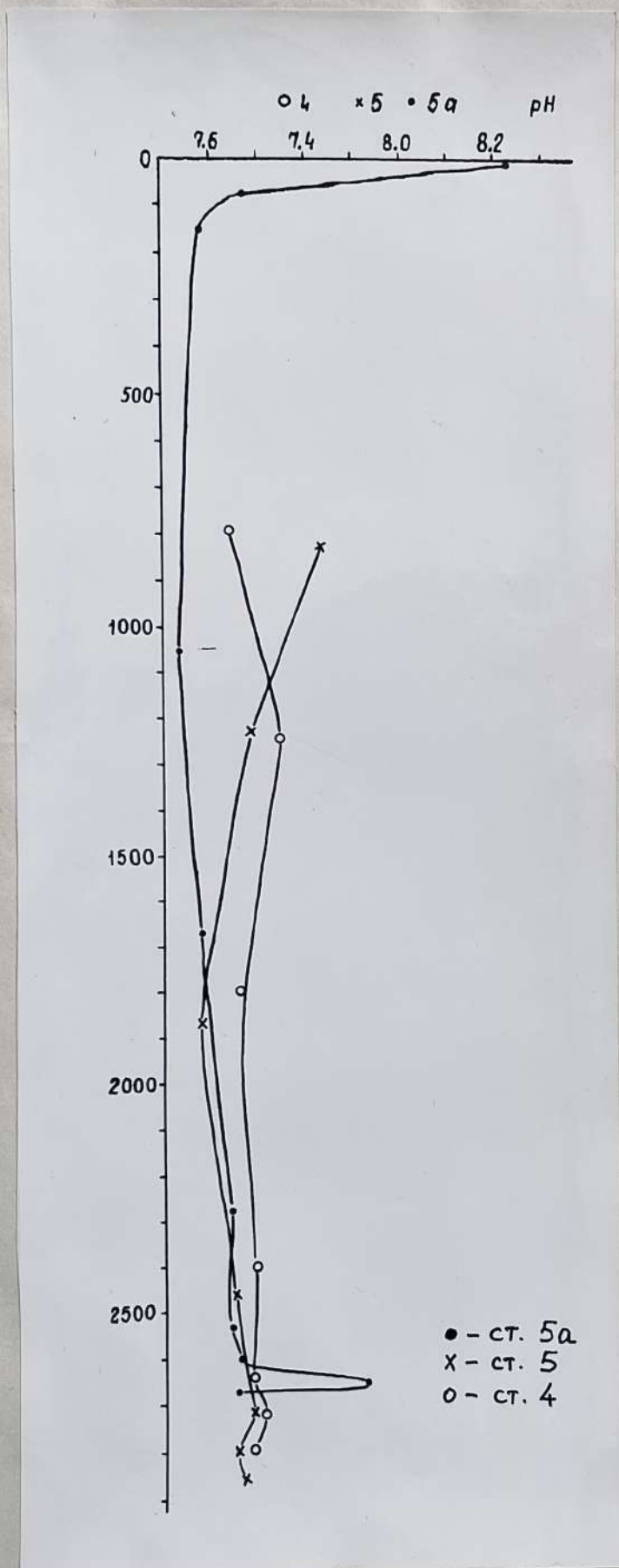


Рис. 9.8

Распределение pH_{25}

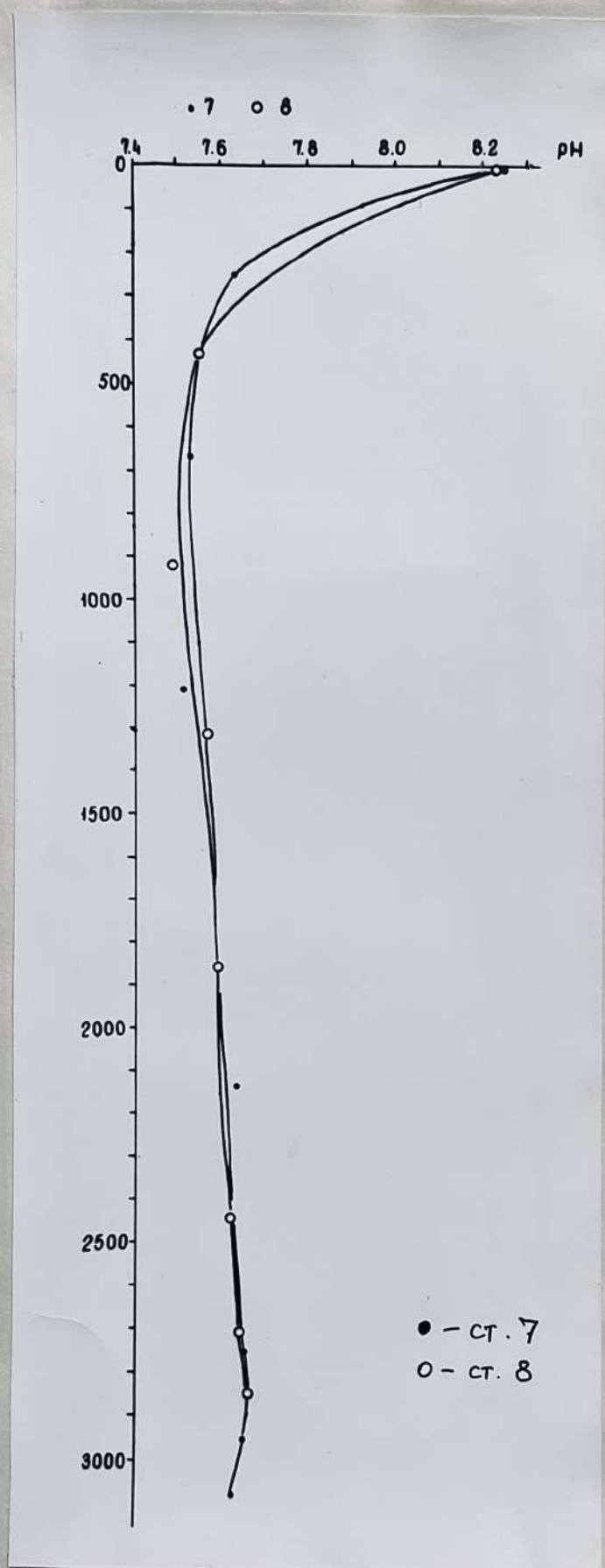


Рис. 9.9

Распределение pH_{25}

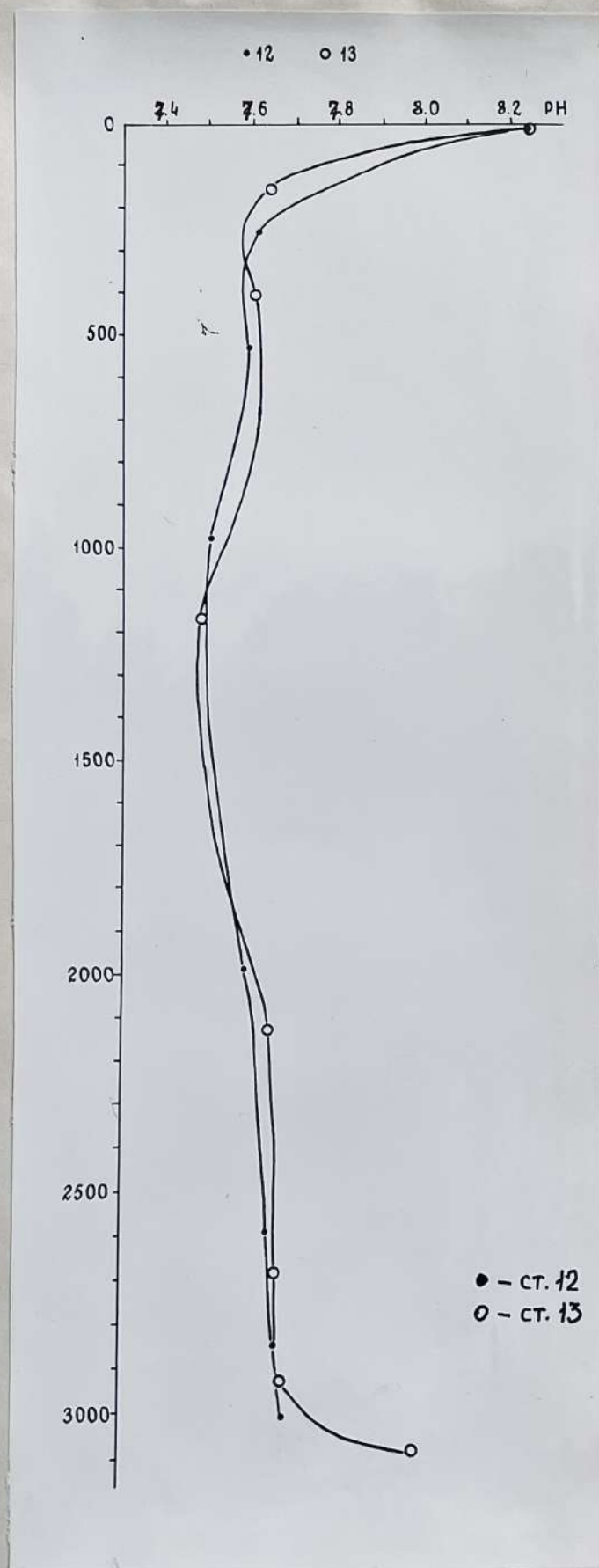


Рис. 9.10

Распределение pH_{25}

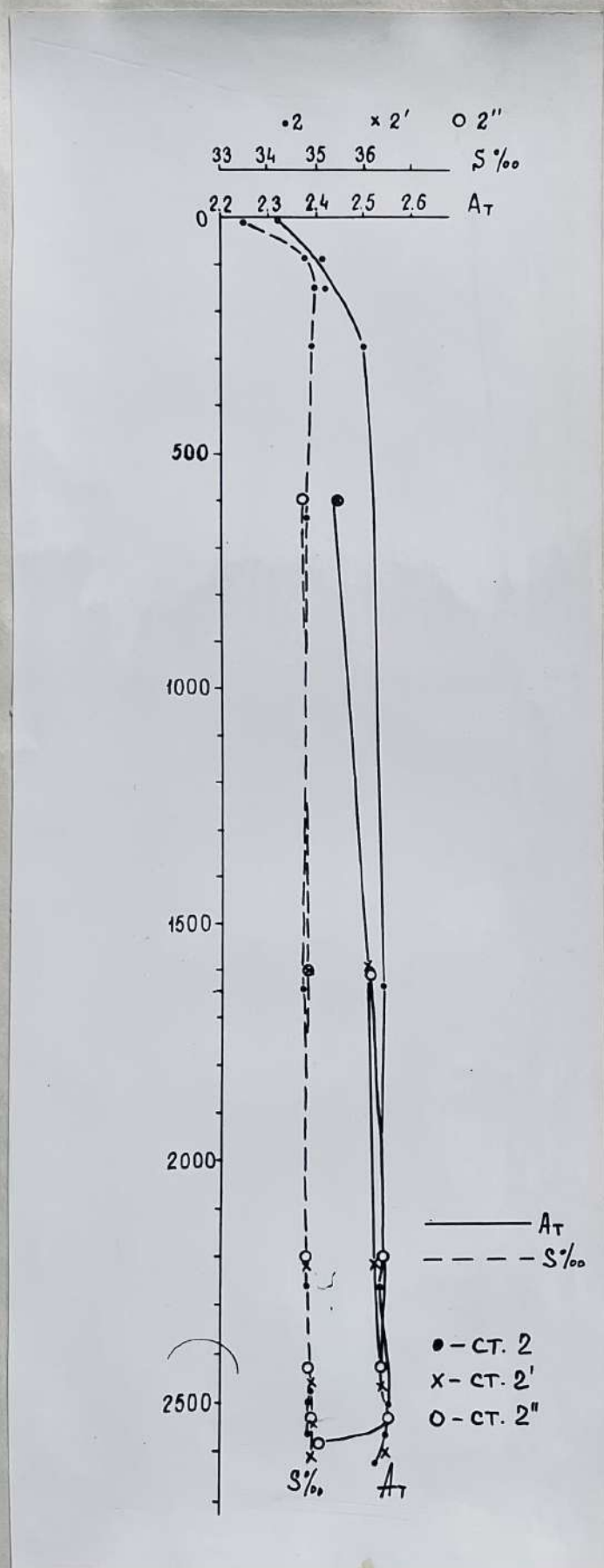


Рис. 9.11

Распределение общей щелочности (A_T) и солёности ($S‰$)

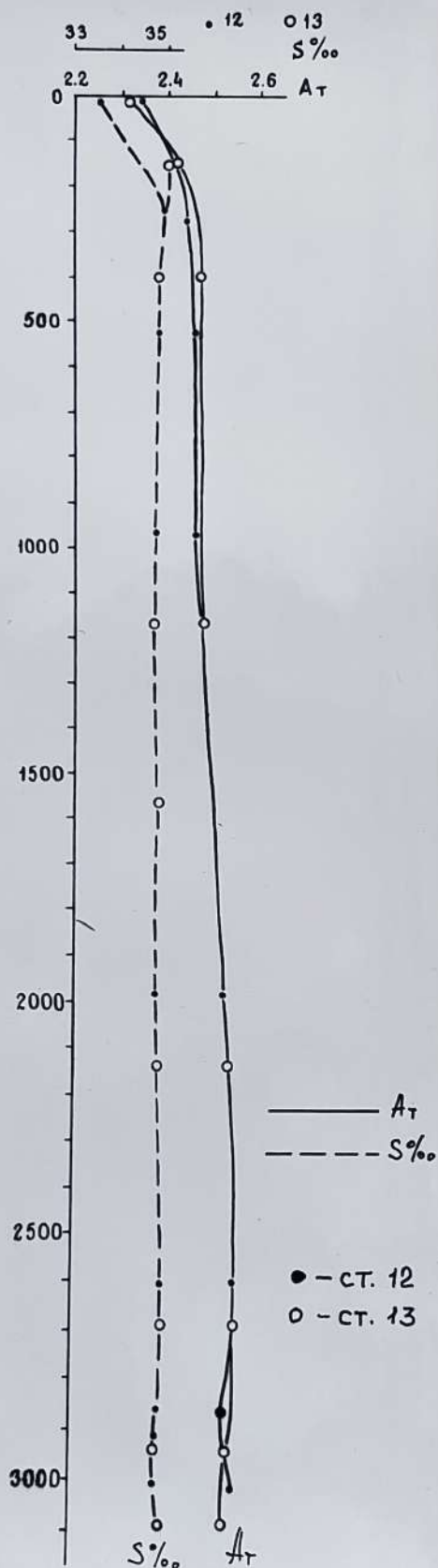


Рис. 9.12

Распределение общей щелочности и солености.

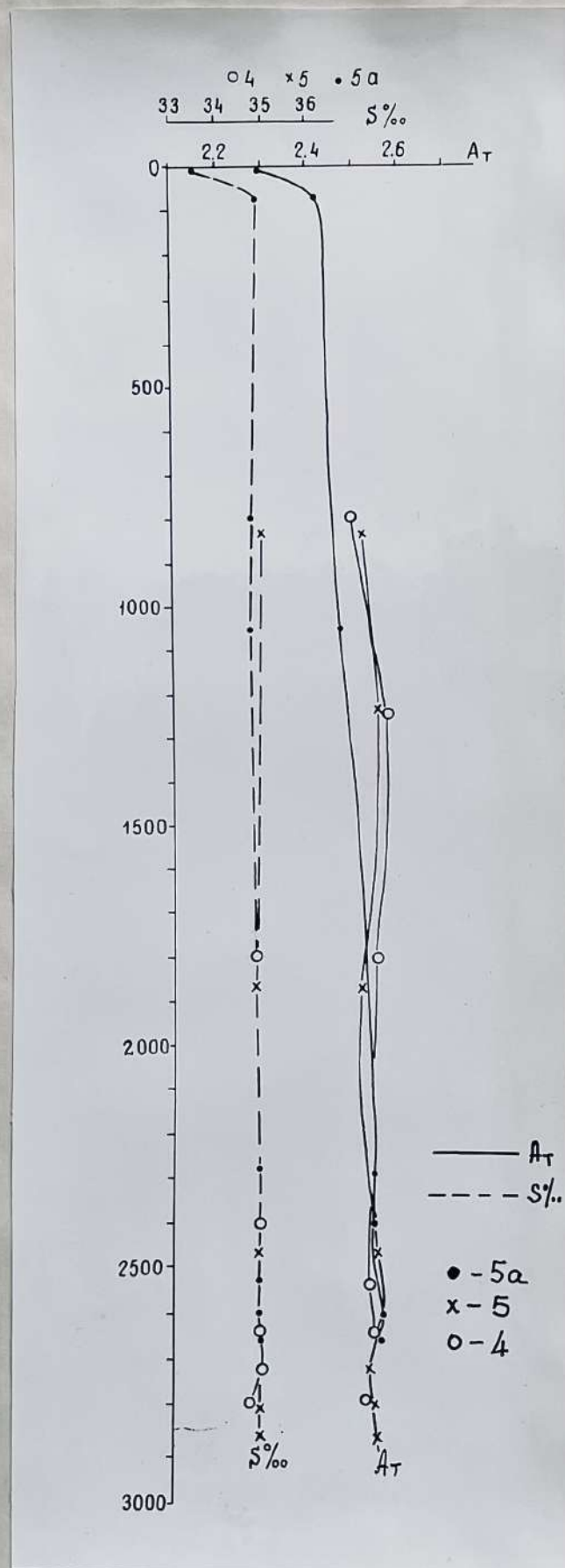


Рис. 9.13

Распределение общей щелочности и солености

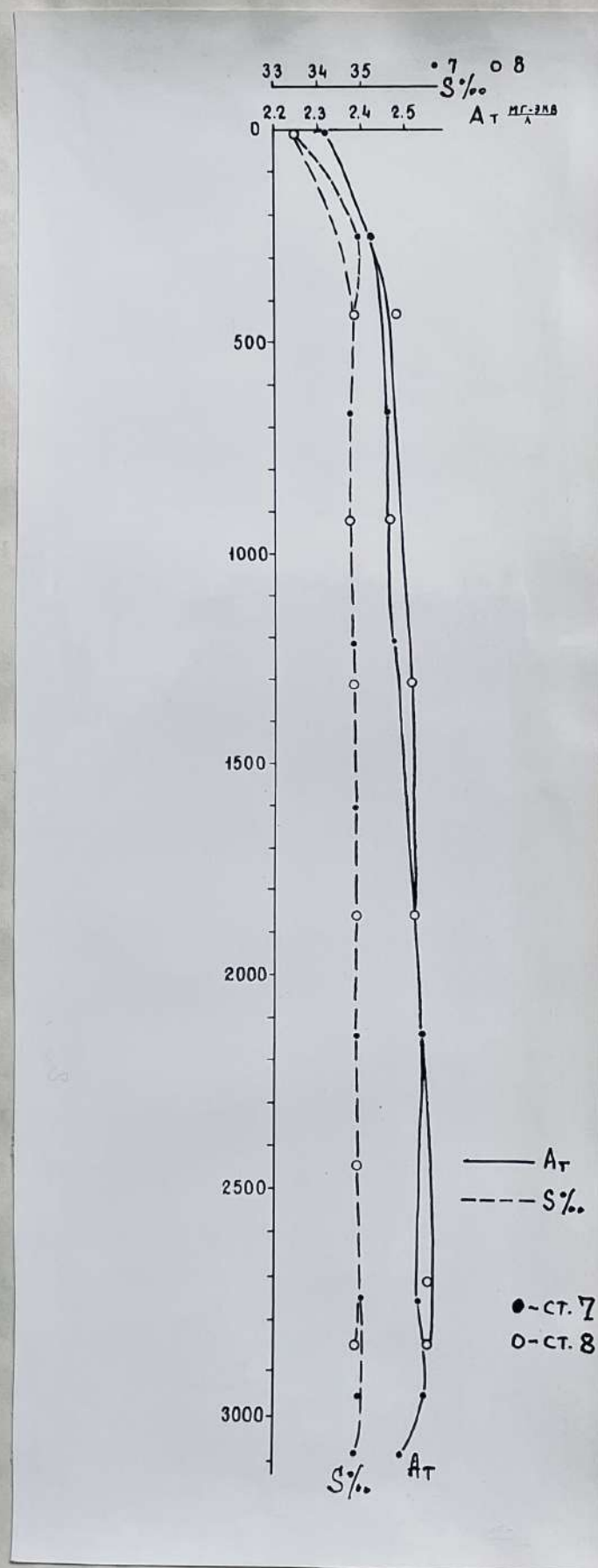


Рис. 9.14

Распределение общей щелочности и солености

кального распределения рН (рис. 9.15) хорошо видно, что в направлении с востока на запад широкая полоса промежуточного максимума, постепенно сужаясь, исчезает совсем.

Следует отметить, что на нескольких станциях на глубинах получены повышенные значения рН. Так, на станции 24(2) на 2497 м рН равен 7,90; на станции 39(5а) на 2658 м рН равен 7,93; на станции 63(13) на 3060 м рН равен 7,96. Эти цифры трудно объяснить известными физико-химическими процессами, происходящими в морской воде. Проверить же эти данные повторным отбором проб не было возможности ввиду отсутствия времени.

По результатам определения гидрохимических параметров морской воды можно сделать следующие выводы:

- 1) в водной толще изучаемого полигона выделяются поверхностный (0–30 м), подповерхностный (до 200 м), промежуточный (до 1000 м) и глубинный слои;
- 2) выделяется слой промежуточного максимума по кислороду и рН;
- 3) получены точки с повышенными значениями рН (станции 2, 5а и 13), что требует дальнейшего изучения.

Температура. При рассмотрении распределения температур по вертикали и латерали (рис. 9.16) видна зависимость открытого обмена морской воды с гидротермальной системой. Значения температур вблизи рудных холмов и западных склонов вулканических гор выше, чем на фланговых зонах. Различия эти значительны. Средняя температура в придонном слое воды (10–15 м) вблизи гидротермальных труб (ку-

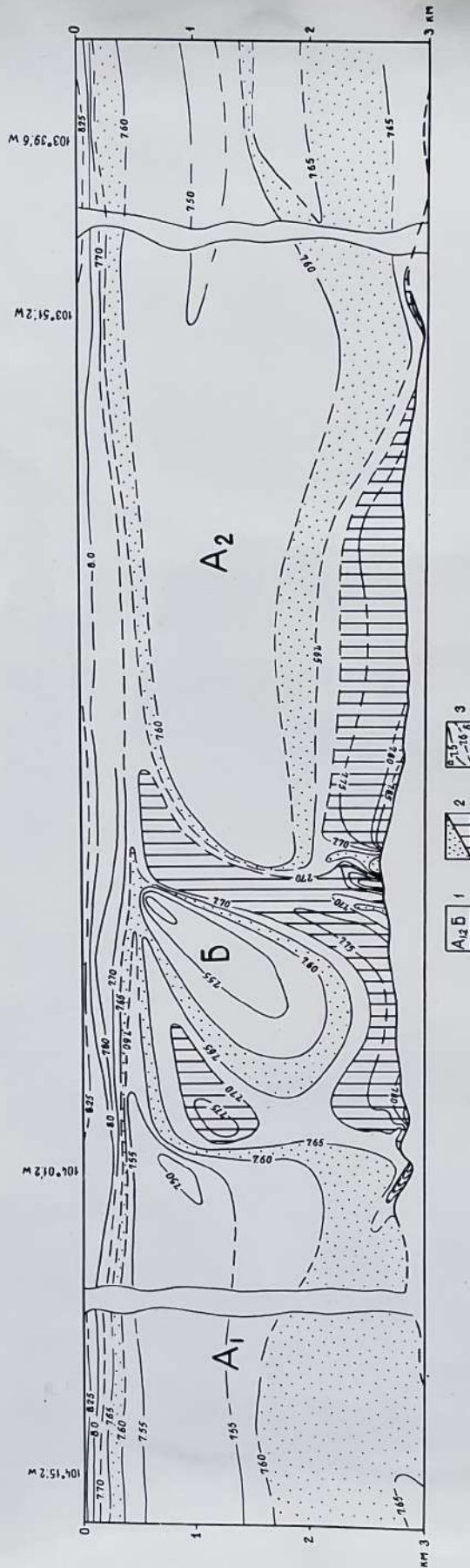


Рис. 9.15

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГИ НА РАЗРЕЗЕ ПО 12°50' С.Ш.
 1-ЗОНА ИСХОДИЩНОГО (A₁-I ТИП, A₂-II ТИП) И НЕУСТОЙЧИВОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ВЕТРИМАННОГО ГРАДИЕНТА
 ВЕЩЕСТВА ГИ, 2-ОБЛАСТИ МАКСИМАЛЬНЫХ (а) И МИНИМАЛЬНЫХ (б) ЗНАЧЕНИЙ ГИ В ПЕРИОДИЧЕСКОМ И ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОМ
 ГОТОВИТЕЛЯХ, 3-ОБЛАСТИ УСТОЙЧИВОСТИ (а), ПЕРИОДИЧЕСКОГО (б)

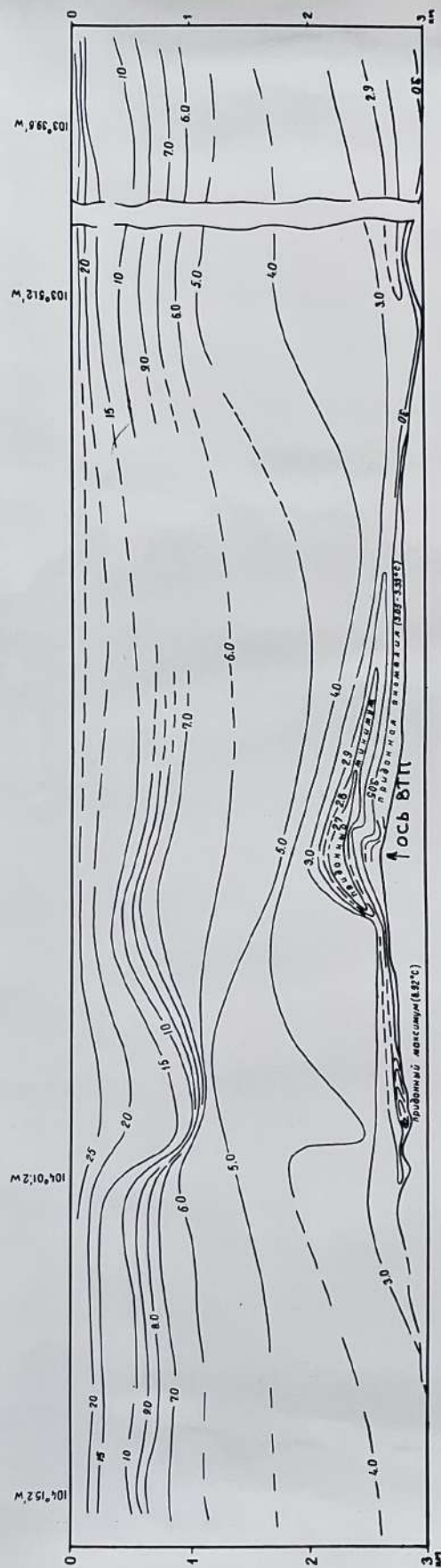


Рис. 9.16 Рр. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ (°C) НА РАДИАЦИИ ПО 12°50' С.Ш.

рильщиков) и в районе гор составляет $3,1-3,33^{\circ}\text{C}$ на фоне фланговых зон с температурами $3,03-3,09^{\circ}\text{C}$. С переходом в следующий горизонт (20–25 м от дна) отмечается понижение средней температуры до $2,9^{\circ}$ при колебаниях от $2,7$ до $3,1^{\circ}$. Максимум температур приходится здесь только на одну точку — ст. 1, $8,92^{\circ}\text{C}$. На более высоких горизонтах отмечается общее понижение температур до $2,62^{\circ}\text{C}$. Однако, уже на горизонтах 150–400 м температурное поле приобретает спокойный характер, видна тенденция к постепенному увеличению температур по вертикали с отдельными локальными минимумами по латерали.

Наши измерения в целом по всей толще водной массы показывают, что на многих участках температурные градиенты придонных слоев удивительно нелинейны, напротив, в верхних и промежуточных горизонтах видна отчетливо выраженная линейная зависимость с одним градиентом в интервале глубин 200–500 м. Здесь отмечается обычное для района исследований резкое падение температуры от максимальной ($28,6-29,9^{\circ}$) на поверхности до $10-13^{\circ}\text{C}$ на уровне градиента. Только в районе температурного максимума (ст. 8 и 4) видны резкие изменения в характере изотерм. Температурный градиент здесь максимальный. Он смещен по вертикали в промежуточный горизонт на глубину до 1300 м.

На основе наших исследований можно констатировать, что средние температуры, характерные для срединно-океанических хребтов, в нашем районе на отдельных участках могут значительно изменяться и отклоняться от описанных ранее (Crane, 1985, рис. 9.17). Указанное К. Крейном увеличение температур на $0,06^{\circ}\text{C}$ в зонах до 300 м от дна с длиной полей 20 км и шириной 350–400 м в целом не противоречит рисунку теплового поля, однако не соответствует величине смещения температур и размерам термального поля. И хотя мы не располагаем данными о стабильности, величине и характере переноса тепла внутри придонного слоя, наши материалы показывают, что ширина термального

поля намного превышает осевую часть хребта (300–400 м), а изменение температуры по вертикали носит крайне неоднородный характер на горизонтах 100–500 м от дна. На наших рисунках (рис. 9.18; 9.19) изотермы внутри придонного слоя отражают характер морфоструктуры океанского дна и проведены параллельно последнему. Предполагается, что поток флюидов в этом случае образует термальный пограничный слой, толщина которого пропорциональна активности потока. В нашем случае максимальная скорость приходится на приосевую часть. Более низкие температуры, свойственные выше расположенному горизонту, обусловлены неизвестными нам причинами.

Если следовать Вильямсу (Williams, 1979), что термальная активизация имеет более длительный промежуток развития по отношению ко времени формирования сульфидных залежей и холмов на дне океанов, можно допустить, что две вулканические горы, расположенные к востоку от оси ВТП, являются составными звеньями единой гидротермальной системы. Находясь в стороне от осевой части раздвижения, они в прошлом могли располагаться в ее центральной части.

Если участки с высоким тепловым полем действительно существуют к востоку и западу от оси ВТП, то альтернативой нашей модели может являться представление, согласно которому вся конвективная система геотермального поля обязана существованию неглубоко расположенного очага разогретого базальта, обогащенного рудным флюидом (Koski и др., 1988). Так как аномальное тепловое поле примерно одинаково, можно предположить, что на площади всей аномалии существует стабильная зона повышенной проницаемости. Это, естественно, расширяет перспективы поисков новых внеосевых рудных образований к востоку и западу от осевого грабена ВТП.

М и к р о э л е м е н т ы. Флюиды современных гидротермальных систем в океане обогащены многими металлами (табл. 9.3). Наиболее высокие

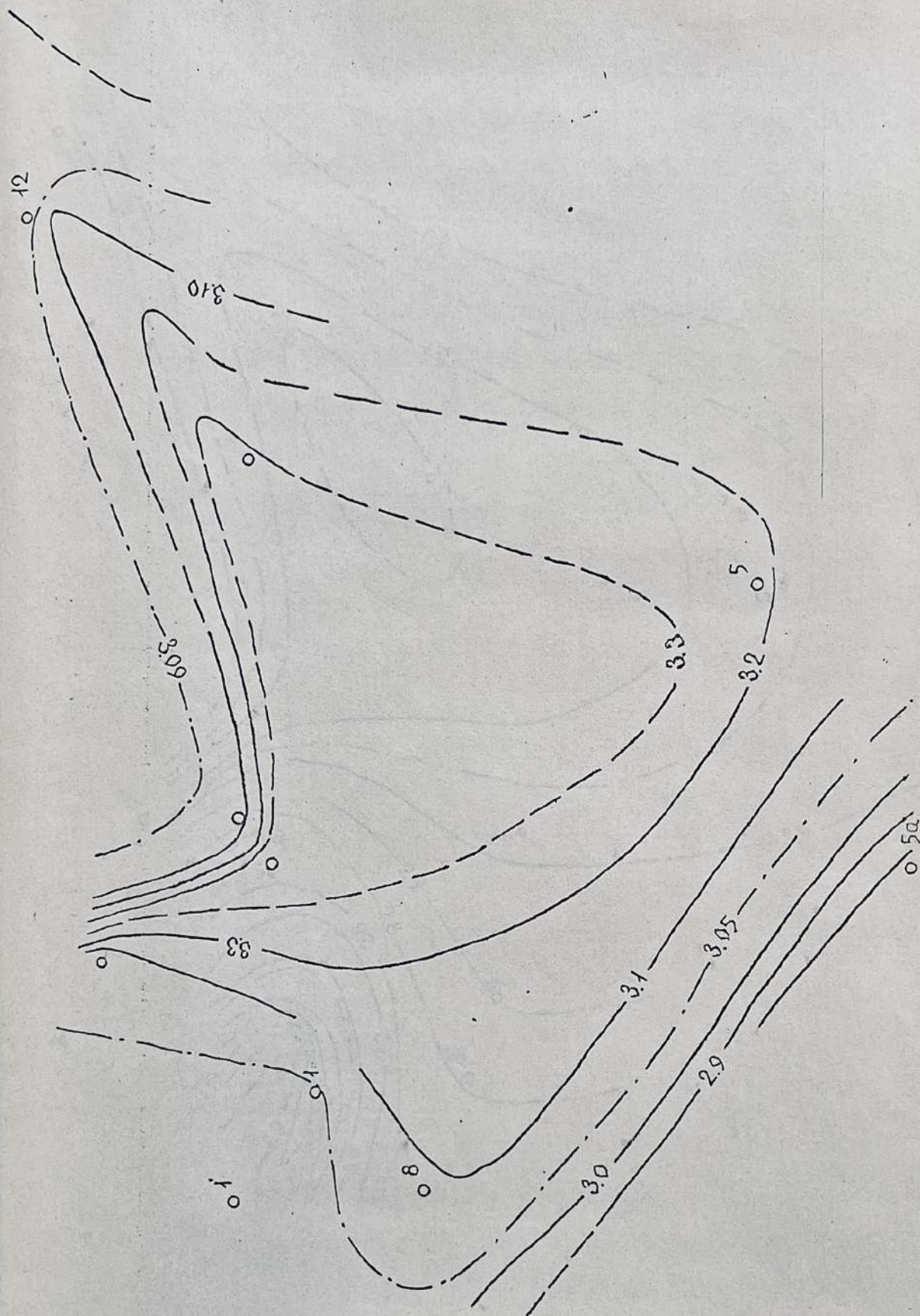


Рис. 9.18 Распределение температур на горизонте 10 м, 10.10.50 г.г.

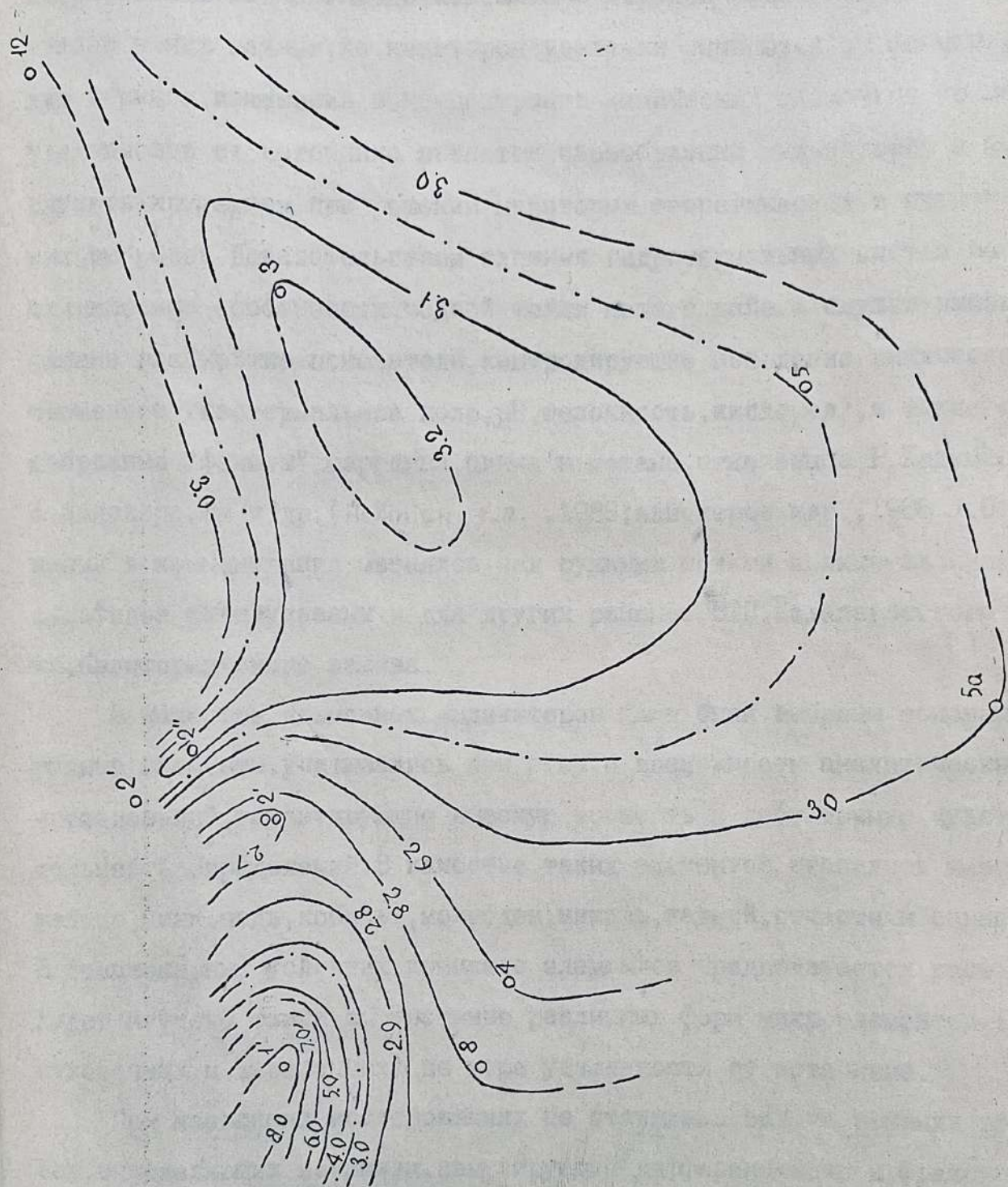


Рис. 9.19 Распределение температур на горизонте 20 м, 12.12.1940 г.

концентрации характерны для марганца, железа, кобальта, никеля, меди, цинка, свинца, кадмия. После контакта с морской водой концентрации металлов в них падают, на некотором удалении снижаются до фоновых. Таким образом, изменения в концентрации химических элементов по мере удаленности от источника являются своеобразным индикатором и могут служить критерием при решении некоторых теоретических и практических вопросов. Доказательством влияния гидротермальных систем на геохимические особенности водной толщи нашего района служат вышеописанные главные показатели, контролирующие поведение химических элементов (геотермальное поле, pH, щелочность, кислород), а также своеобразные "факелы" марганца, цинка и метана, отмеченные Р. Хекимьяном, А. Алискеровым и др. (Hekimian et al., 1983; Алискеров и др., 1986). Отклонения в концентрации металлов над рудными полями полиметаллических сульфидов были указаны и для других районов ВТП, Галапагосского рифта, Калифорнийского залива.

В качестве возможных индикаторов нами были выбраны основные рудные элементы, учитывались при этом и возможности аналитических исследований, гарантирующие высокую точность и достаточную чувствительность определений. В качестве таких элементов оказались марганец, железо, цинк, медь, кобальт, молибден, никель, кадмий, отчасти и свинец. В стационарных условиях комплекс элементов предполагается расширить. Будет изучено также соотношение различных форм микроэлементов (растворенных и взвешенных) по мере удаленности от источника.

При настоящих исследованиях не ставилась задача решения вопросов, определяющих механизм, регулирующий дифференциацию и фракционирование главных металлов. Вместе с тем, полученные данные уже сейчас позволяют отметить, что перенос и осаждение металлов в районе I3⁰ ВТП происходят в условиях повышенного геотермального поля, смешения вод с разным содержанием и характером распределения кислорода, повышенными значениями pH, обусловленных, скорее всего избытком хло-

ридов кальция в придонных водах. Наши выводы базируются на 102 определениях основных гидрохимических параметров воды (табл. 5) и 40 определениях 9 химических элементов по 7 станциям полигона I (табл. 12.6), а также по двум эталонным станциям (табл. 12.2). Обработка этих данных показала, что существуют значительные колебания этих параметров и содержаний этих микроэлементов в различных точках океана (табл. 9.6). Эти особенности были использованы для определения фоновых концентраций, изучения характера распределения и продуктивности главных ореолообразующих элементов на разрезе вкост простирания ВТП по 12°50'с.ш..

М а р г а н е ц. При рассмотрении наших данных (рис. 9.20) отчетливо видна дифференциация марганца, согласующаяся с гидрологическим режимом района (Алискеров, 1986). При общем слабом обогащении вод наблюдается смещение повышенных концентраций в двух направлениях. Более высокие концентрации приурочены к придонному горизонту и распространены на западном фланге и в районе температурного максимума. Воды осевой части хребта практически не аномальны в придонном слое. При переходе в промежуточный горизонт отмечается слабое увеличение концентраций (0,8 мкг/л), разрастание шлейфа по вертикали до 600 м от дна и смещение его к востоку более, чем на 6 км. Удельная металлоность по марганцу оценивается первыми килограммами металла (табл. 9.7), что находится в противоречии с данными о значительных пересыщениях вод марганцем над гидротермальными системами. Диапазон повышенных концентраций растворенного марганца, полученных в результате наших работ, позволяет сделать вывод о наличии слабо контрастных локальных аномалий марганца над изучаемым рудным полем полиметаллических сульфидов. По-видимому, рассеяние марганца на границе сульфидных и окисленных фаций происходит в небольших масштабах. Средние содержания марганца в других районах Тихого океана (табл. 9.6)

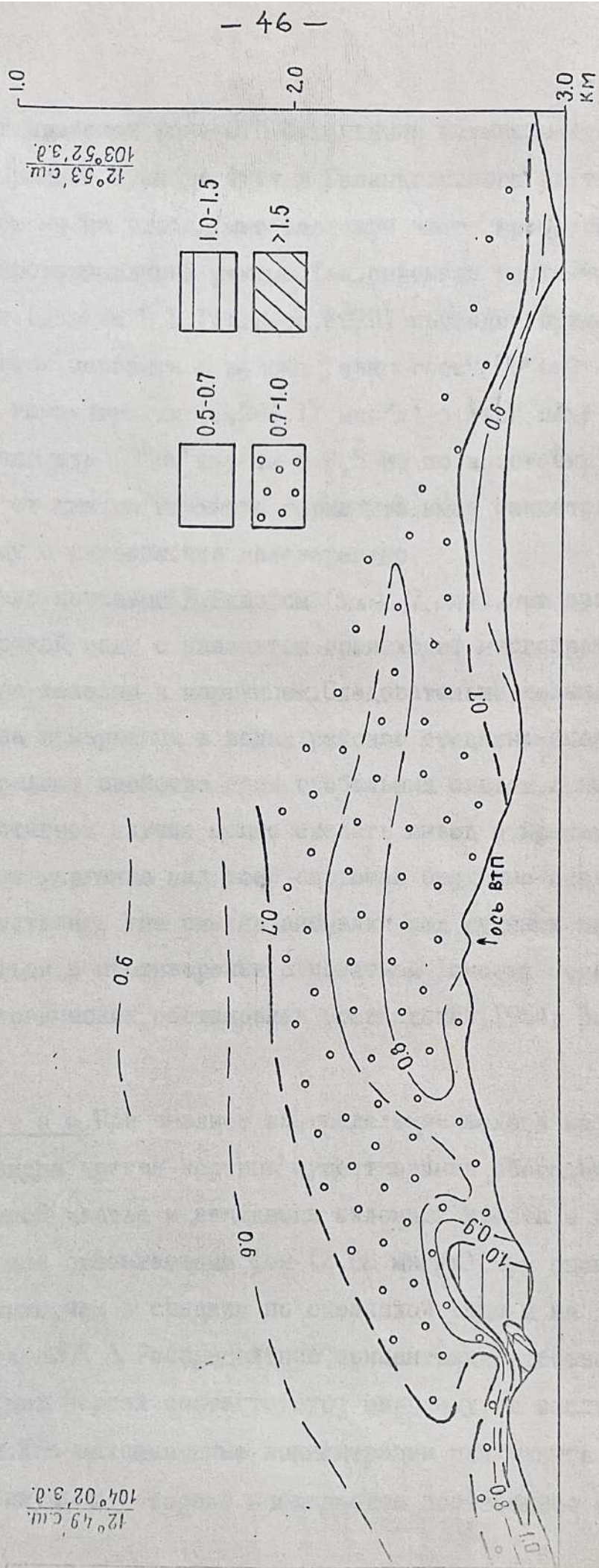


Рис. 9.20 Распределение концентраций растворенных форм марганца в морской воде, мг/л

находятся в пределах фона ВТП. Отмеченные повышенные содержания марганца в районе Хуан де Фука и Галапагосского рифта скорее всего указывают не на глобальные масштабы этого процесса, а на особые условия гидротермального режима. Так, описывая геохимию марганца, Г.Н. Батурин (данные В.В. Гордеева, 1979) приводит пример мощного выброса взвеси марганца в районе Галапагосского рифта (86° з. д.). Аномальные концентрации (0,2–3,12 мкг/л) в этой зоне охватывают громадную площадь (2° по широте и 2,5 км по восстанию) и распространяются от дна до верхнего горизонта, имея изометричную шарообразную форму в разрезе, что маловероятно.

Как было показано Д. Бишофом (Bischoff, 1975), при взаимодействии горячей морской воды с базальтом происходит многократное обогащение раствора железом и марганцем. Следовательно, повышенные содержания железа и марганца в водах районов срединно-океанических хребтов отражают свойства этих глобальных систем, а не их аномальность. В противном случае можно сделать вывод о практически аномальной зоне марганца над всей системой срединно-океанических хребтов и оставить вне смысла аномалии над рудными полями, что будет находиться в противоречии с понятием фоновых содержаний в различных геологических обстановках (Вернадский, 1954; Виноградов, 1967).

Железо. При анализе распределения железа на разрезе (рис. 9.21) видна четкая картина существования обогащенного слоя вод над осевой частью и западными склонами хребта с концентрациями в 2–3 раза превышающими фон (2,66 мкг/л). При оценке фона видно, что он ниже, чем в среднем по океанской воде и на эталонных станциях (табл. 9.6). Распределение концентраций растворенных форм железа в общих чертах соответствует марганцу, но оказывается более простым. Его максимальные концентрации приходятся на температурный максимум, от которого наблюдается постепенное сглаживание

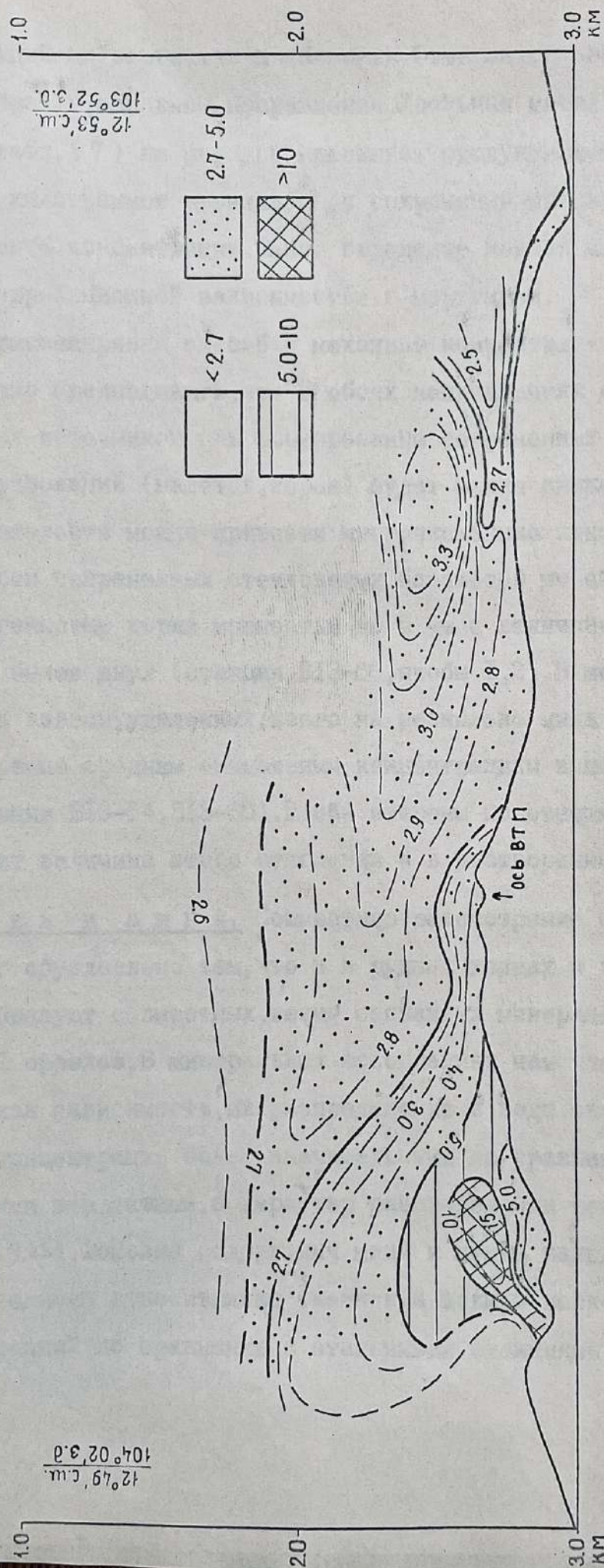


Рис. 9.21 Распределение концентраций растворенных форм железа в морской воде, мг/л

концентраций по вертикали и латерали. Отмечается некоторое склонение "шлейфа" в западном направлении. Удельная металлоносность по железу (табл. 9.7) на порядок превышает продуктивность по марганцу (десятки килограммов металла) при сохранении трехкратной величины коэффициента концентрации. Такое поведение железа можно объяснить прямой корреляционной зависимостью с марганцем.

Не рассматривая способ и механизм концентрации железа и марганца можно предположить, что в обоих направлениях от оси ВТП роль экзогенных источников при формировании современных железо-марганцевых образований (налетов, корок) будет резко снижаться. В качестве доказательств можно привести многочисленные примеры, когда на поверхности современных стекловатых базальтов мы обнаруживали железо-марганцевые корки мощностью до 5 мм с величиной отношения Fe/Mn не более двух (станция ВІЗ-66, пробы І, 2). В металлоносных осадках и взвеси, удаленных всего на несколько миль от оси, это отношение равно средним аномальным концентрациям в морской воде (4-5; станции ВІЗ-64, ВІЗ-65). В обе стороны по отношению к оси ВТП возрастает величина этого отношения и в растворенных формах.

М е д ь и ц и н к. Совместное рассмотрение этих химических элементов обусловлено тем, что и в рудных холмах и в водных массах они не образуют совместных, тесно связанных минеральных парагенезисов и подобий ореолов. В минеральных ассоциациях намечается обратная корреляционная зависимость, их распределение в воде оказывается более сложным, концентрации более значительными по сравнению с другими химическими элементами, а характер распределения резко отличным (рис. 9.22, 9.23). Фоновые содержания меди и цинка находятся в пределах средних величин относительно океанской воды и несколько ниже средних содержаний по сравнению с эталонными станциями.

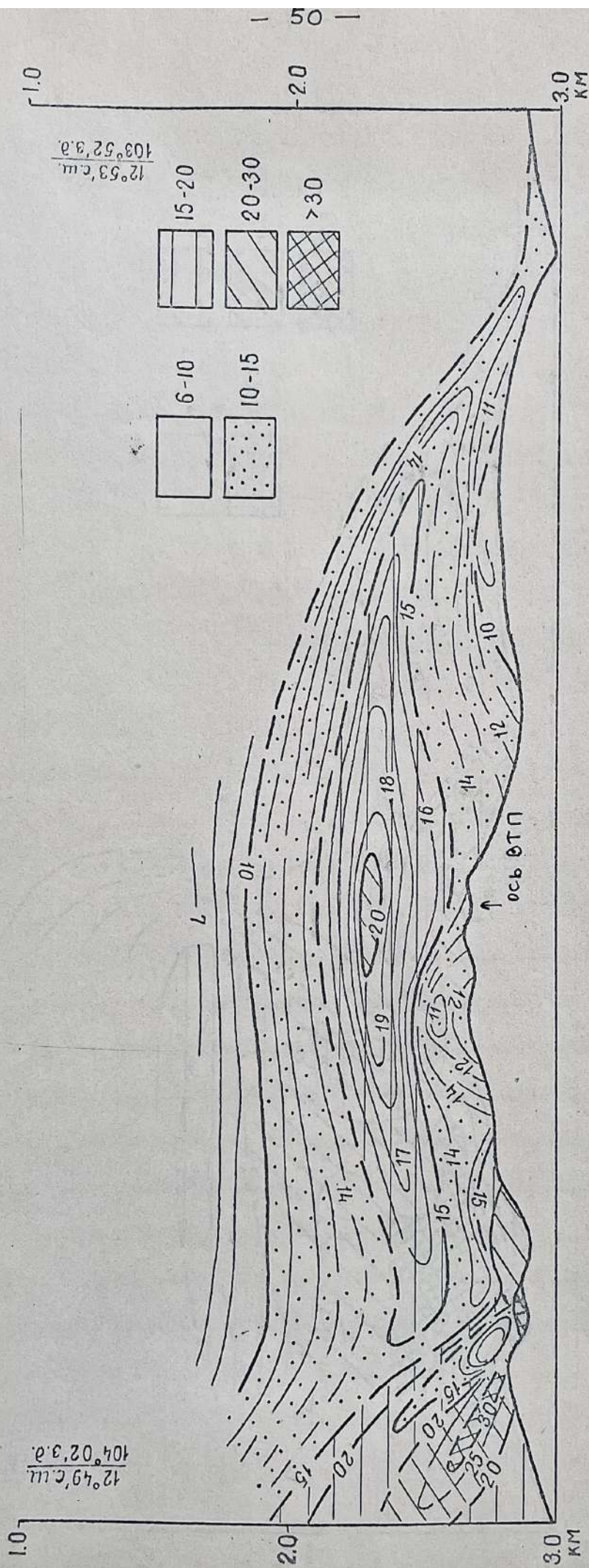


Рис. 9.22 Распределение концентраций растворенных форм цинка в морской воде, мкг/л

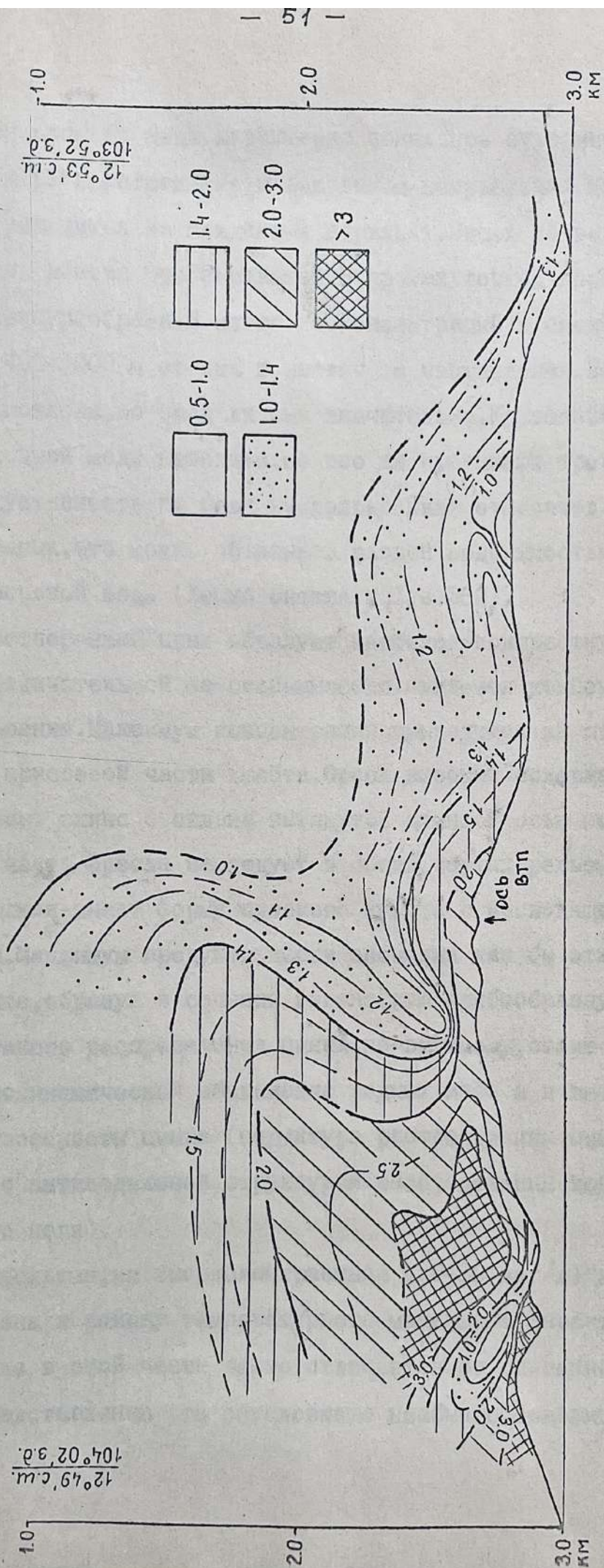


Рис. 9.23 Распределение концентраций растворенных форм меди в морской воде, мг/л

Для ореолов меди характерно зональное строение с четким ограничением распространения в восточном направлении. Максимум концентраций приходится на придонный горизонт. Вверх по водной толще концентрации постепенно снижаются. В промежуточном горизонте наблюдается флексурообразный изгиб изоконцентраций и смещение ореола на уровне 400–1000 м от дна в восточном направлении. Величина смещения не установлена, но вряд ли она значительна. Колебания концентраций растворенной меди невелики, но все же превышают трехкратную величину. Продуктивность по меди несколько ниже относительно железа и выше марганца, что можно объяснить разной подвижностью этих элементов в морской воде (Химия океана. т. I, с. 360).

Растворенный цинк образует наиболее контрастную и сложную аномалию. Отличительной ее особенностью является концентрически зональное строение. Максимум концентраций приходится на промежуточный горизонт приосевой части хребта. Ореол высоких содержаний (15–20 мкг/л) напоминает эллипс с сильно вытянутой длинной осью поперек хребта. Нижняя часть ореола наследует в общих чертах рельеф океанического дна. Верхняя — имеет форму плоского купола с нисходящими изоконцентрациями. Максимум продуктивности аномалии как бы отжат от придонного горизонта, образуя в сечении гигантскую грибообразную форму. Объяснение такого распределения цинка, по-видимому, стоит искать и в физико-термодинамической обстановке водных масс и в высокой миграционной способности цинка (структура распределения цинка близко совпадает с антиподальной структурой распределения кобальта и геотермального поля).

Небольшая, но высококонтрастная (20–30 мкг/л) аномалия цинка приурочена к району температурного максимума. Характер распределения цинка в этой части резко отличается от описанного выше. По нашему представлению это обусловлено необычно большим количеством

взвеси в придонном слое (0–10 м от дна) и вероятной возрастающей ролью микроорганизмов и донной фауны, обычно образующих обширные сообщества у гидротерм. Суммарная продуктивность растворенного цинка достигает 100 кг, что намного превышает продуктивность растворенных форм других химических элементов.

К о б а л ь т и м о л и б д е н. Рассматриваемые химические элементы представляют особый интерес. Они не являются типичными для гидротермальных систем океана. В сульфидных рудах они присутствуют как элементы примеси, во флюидах отмечены в еще более низких количествах (табл. 9.3, ^{Рис. 9.24; 9.25}). В справочниках и сводках по концентрациям растворенных форм этих металлов в морской воде для них приводятся стабильные средние цифры 0,03 и 10 мкг/л соответственно. Могут ли эти и подобные им элементы служить индикаторами оруденения?

По нашим данным средние фоновые концентрации растворенного кобальта оказались более чем на порядок выше. Они равны 0,5–0,6 мкг/л. Если наши данные верны, то распределение и строение ореолов растворенного кобальта удивительно напоминают характер распределения меди и отчасти цинка, но с обратной направленностью в изменении концентраций. В придонной части хребта и его флангах локализованы сильно обедненные воды (0,02–0,1 мкг/л). Выше наблюдается плавное обогащение вод кобальтом и сглаживание фона с постепенным увеличением концентраций до 0,6–0,68 мкг/л на фланговых станциях. Только в придонных водах, контактирующих с металлоносными взвесями и осадками, содержания кобальта достигают аномальных значений. Таким образом, схема распределения кобальта и его особенность заключаются в том, что вся зона оси хребта в шестимильной полосе вкост его простира- ния и до 1000 м по восстанию от дна обеднена кобальтом. Локализация его минимальных содержаний (0,02–0,05 мкг/л) приурочена к осевой части хребта и склонам, лишенных покровного чехла.

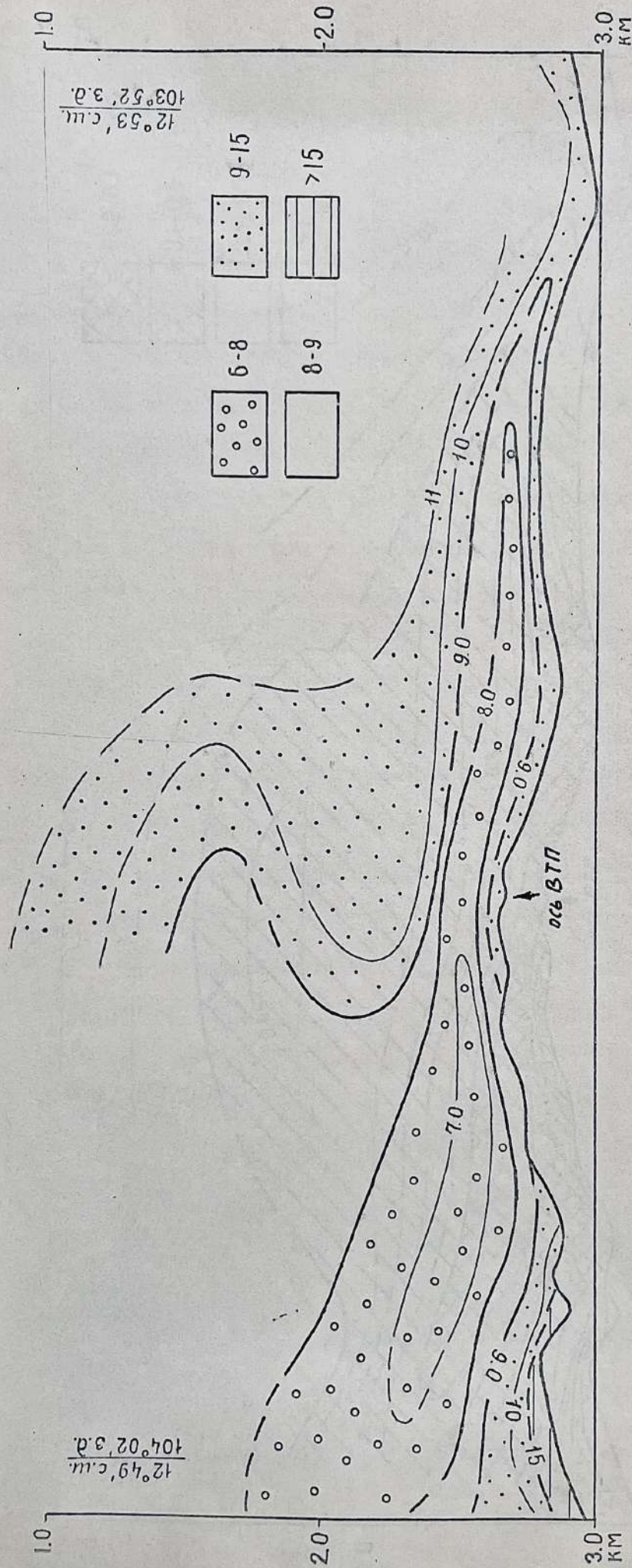


Рис. 3.24 Распределение концентраций растворенных форм молибдена в морской воде, мкг/л

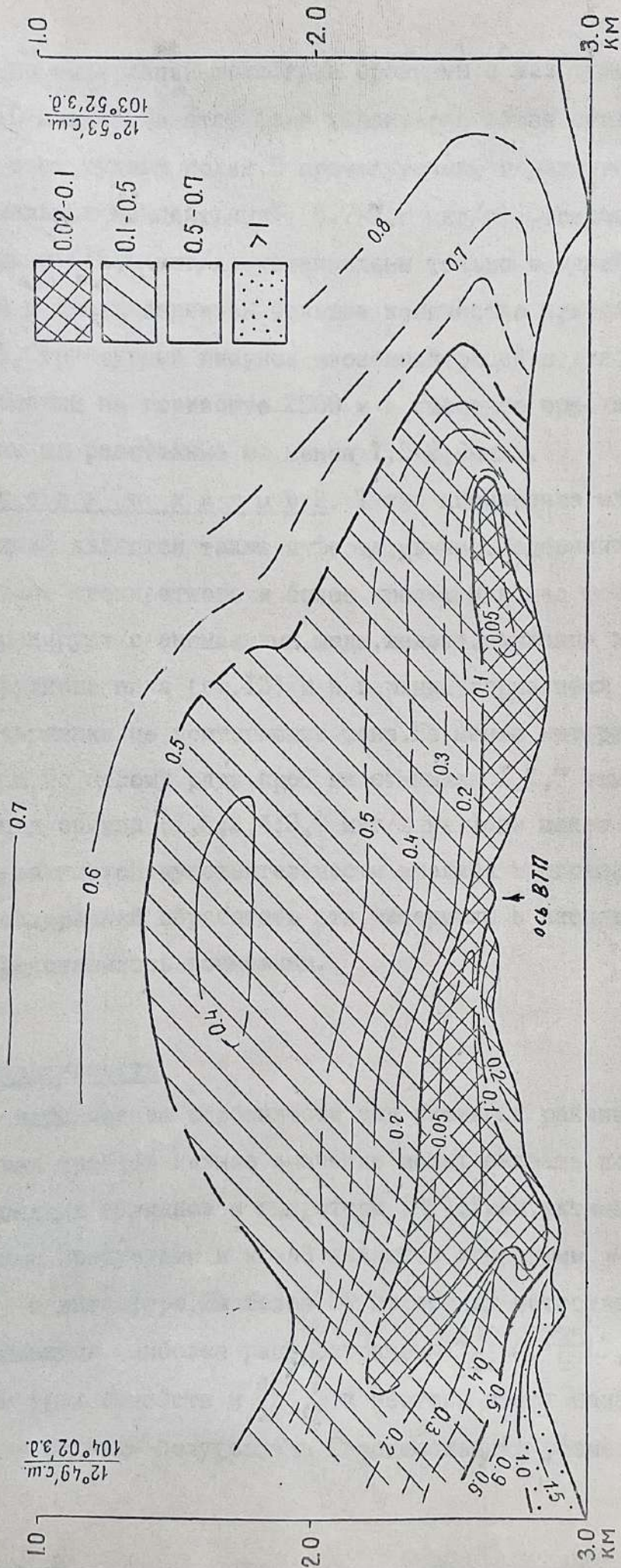


Рис. 9.25 Распределение концентраций растворенных форм кобальта в морской воде, мкг/л

Средние содержания молибдена сравнимы с исходными по справочникам (9–10 мкг/л). На этом фоне характерно общее снижение концентраций над всем рудным полем. В промежуточном горизонте видна узкая зона минимальных концентраций (6,7–7,8 мкг/л). Содержания, сравнимые с аномальными (15,6 мкг/л), установлены только в одной пробе на ст. 8, отобранной у дна, содержащей большое количество взвеси (район горячей точки). Структурный рисунок изоконцентраций подтверждает наличие изгиба аномалии на горизонте 2500 м и смещение ореола в восточном направлении на расстояние не менее 1,5–2,0 миль.

Н и к е л ь и к а д м и й. Такие химические элементы как никель и кадмий являются также информативными. Содержания этих элементов достигают трехкратного и более превышения над фоном, а их аномалии коррелируют с аномалиями меди, железа, марганца и цинка. На удалении от рудного поля (ст. 13) и в верхних горизонтах (ст. 2) отмечаются содержания не достигающие фона. Не менее интересным является свинец. По целому ряду проб на станциях 1, 2, 7 отмечены ураганные концентрации свинца (1,6; 2,4; 3,7 мкг/л на фоне менее 0,1 мкг/л). Однако, из-за низкой чувствительности анализа и ограниченного числа значащих содержаний обработать эти материалы в экспедиционных условиях не представилось возможным.

9.7. Радиоактивность

На геохимические особенности вод активных районов срединно-океанических хребтов важное значение может оказать поступление урана из подводных вулканов и гидротерм (7). Уран, актиноуран, торий с их дочерними продуктами и калий являются основными α -, β - и γ -излучателями в литосфере. Из более 50 известных естественных радиоактивных элементов наиболее распространены $^{238}_{92}\text{U}$, $^{235}_{92}\text{U}$, $^{232}_{90}\text{Th}$ - родоначальники трех семейств и $^{40}_{19}\text{K}$. Эти изотопы имеют наибольшие массовые числа и периоды полураспада. Родоначальники уранового ряда $^{238}_{92}\text{U}$

и актиноуранового- ^{235}U , а также ^{234}U (дочерний изотоп ^{238}U) встречаются совместно обычно в количествах: 99,28%; 0,714% и 0,006% соответственно (13). В средней части рядов присутствуют эманации-радиоактивные инертные газы Rn , Th , Ac (два последних-изотопы Rn) - с максимальным периодом полураспада у Rn - 3,80 дня. Во всех трех рядах отмечаются единичные продукты А, В и С, последний-основной γ -излучатель. Каждый ряд заканчивается стабильным изотопом свинца.

Вследствии разного периода полураспада изотопов и их различной подвижности происходит нарушение равновесий в рядах и обогащение осадков и горных пород изотопами, расположенными до эманаций. Нарушения ~~между~~ равновесий возможны между изотопами со сравнительно большими периодами полураспада. В урановом ряду чаще всего нарушается равновесие между ураном и радием. Недостаток иония (^{230}Th) - материнского элемента радия в океанических водах (около 98%) почти полностью компенсируется его избытком в осадках. Обогащение осадков ионием и радием вызвано соосаждением его вместе с другими изотопами тория с гидроксидами железа и марганца (14). Иония выпадает больше, чем радия, а радия больше, чем урана. Радий легко выщелачивается и вымывается водами. Он может накапливаться в количествах, превышающих равновесные с ураном (). Продукты распада радоновой группы, за исключением ^{210}Pb , характеризуются очень короткими периодами (13), но, вероятно, могут играть существенную роль в γ -активности морской воды над зонами разломов и полями развития железо-марганцевых конкреций. Средняя концентрация урана в водах Мирового океана приблизительно 3×10^{-6} г/л (7). Наблюдается понижение содержания урана на глубинах около 400 м и равномерное распределение на больших глубинах. Большая его часть, вероятно, находится в форме уранил-трикарбонатного комплекса $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$, лишь 0,08-0,003% связано в виде взвеси.

В водах открытой части Тихого океана $3,0 \times 10^{-6}$ г/л ^{238}U . Отношение $^{234}\text{U} / ^{238}\text{U}$ составляет 1,15. Содержание ^{230}Th 0,4-3,6%, ^{226}Ra -

2,0–14,4% и ^{231}Ra –5,0–7,0% от их количеств, соответствующих радиоактивному равновесию с присутствующим в водах ураном (11). ^{230}Th присутствует в количестве $(2,5\text{--}6)\times 10^{-13}$ г/л. Содержание ^{232}Th значительно ниже (11).

Среднее содержание ^{226}Ra в водах экваториальной части Тихого океана составляет $6,8\times 10^{-14}$ г/л. Данные по вертикальному распределению его в водах океана противоречивы. Не решен однозначно вопрос и о генезисе ^{226}Ra в океане.

Исследование проб воды, отобранных с разных глубин на полигоне I, позволило установить повышенную радиоактивность водных масс. Повышенной γ -активностью от 50 до 119 отн.ед. обладают пробы воды на станциях 5а, 7, 8, 12, 13 в интервалах глубин соответственно: 1045–2658, 2745–3080, 2445–2710, 2600 и 3080 м. В поверхностном горизонте наиболее активны пробы со станций: 5а–41 отн.ед., 12–136 отн.ед. и 13–46 отн.ед. Во всех трех пробах отмечено снижение радиоактивности со временем. Распределение радиоактивности в водной толще, изображенное на профиле, пересекающем осевую зону ВТП, крайне неравномерно (рис. 3.26).

В поверхностном слое мощность 200–350 м радиоактивность убывает с востока на запад. В этом направлении, с удалением от оси хребта, отмечено погружение поверхностных водных масс с радиоактивностью 10–30 отн.ед., которые уже на расстоянии 30 км находятся на глубине 600 м. В восточной части профиля γ -активность поверхностных вод достигает 126 отн.ед.

В средней части профиля, практически от поверхности до дна, на фоне низких значений γ -активности выделяется обширная сложно дифференцированная зона водных масс с радиоактивностью 10–50 отн.ед. и достигающей в отдельных случаях 56–100 отн.ед. В интервале глубин 2000–500 м поперечные размеры зоны достигают 20 км. Сверху она смыкается с поверхностным слоем. Внутри поля повышенных значений



Рис. 9.26

есть несколько областей с γ -активностью меньше 10 отн.ед. Самая крупная из них имеет форму шлейфа, протянувшегося от дна вверх, с небольшим смещением на запад. Основание шлейфа приурочено к вулканическим горам. Ширина шлейфа в придонной части (2900–3000 м) около 4 км, уменьшается до 1,8 км на глубине 2700–2200 м и возрастает до 7–10 км на глубине 2200–1300 м, затем вновь убывает примерно до 3 км на глубине 1300–700 м. Две другие небольшие изометричные области пониженной радиоактивности (< 10 отн.ед.) установлены одна — над осевой частью ВТП на глубине 2300–2600 м, другая — на западных склонах хребта на глубине 2860–2650 м.

Придонные воды к западу и востоку от хребта имеют разную радиоактивность. С западной стороны слой мощностью 700 м с радиоактивностью 84–107 отн.ед. прослеживается на расстоянии 24 км. γ -активность придонной воды к востоку от хребта низкая — 10–59 отн.ед. и несколько повышается по мере удаления в тонком слое мощностью до первых десятков метров.

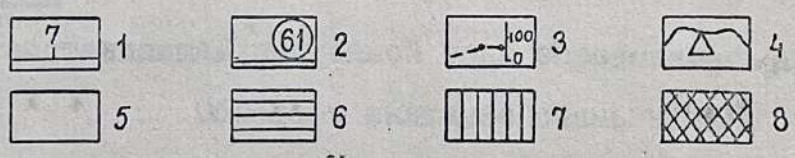
Предполагается, что при исследованиях изотопного состава радиоактивных элементов наиболее вероятно обнаружение элементов ряда урана. Как показали предыдущие исследования, концентрация тория-232 во всех изученных осадках с Восточно-Тихоокеанского поднятия не превышала $0,1 \times 10^{-6}$ г/г и часто находилась за порогом чувствительности методов измерения ($0,05 \times 10^{-6}$ г/г) (11). Радиоактивность изотопа ^{40}K слабая и при концентрации К 29,6 мкг/кг, установленной в гидротермальных водах ВТП (24), не может вносить существенного вклада в измеренную суммарную γ -активность водных масс исследованной зоны. Раствор KCl в дистиллированной воде, использовавшийся нами для калибровки измерительной установки, при содержании калия 3,5596% (10 г/л) имеет радиоактивность 30 отн.ед.

Для выяснения природы зоны повышенной радиоактивности и ее дифференцированности интересно проследить соотношение γ -актив-

ностей воды и донных осадков (рис. 9.27). Металлоносные осадки, покрывающие плоские участки дна приосевой зоны ВТП, характеризуются повышенной радиоактивностью, достигающей 228 отн.ед., которая убывает по мере удаления от осевой долины. Радиоактивность поверхностных осадков ст. ВІЗ-5І, расположенной у подножия восточного борта долины, составляет 217 отн.ед. На ст. ВІЗ-26, в 6 км к востоку, радиоактивность илов 159 отн.ед. Отложения ст. ВІЗ-6І (около 4 км к северо-востоку от ст. ВІЗ-26) имеют γ -активность только 19 отн.ед., а ст. ВІЗ-63, расположенной приблизительно в 30 км к западу от осевой долины, 15 отн.ед. Радиоактивность поверхностных осадков ст. ВІЗ-62 (30 км к северо-востоку от ст. ВІЗ-6І) равна 50 отн.ед., хотя уже на глубине 10-19 см достигает 151 отн.ед. Таким образом, можно заметить, что осадки с максимальной γ -активностью в поверхностном слое (ст. ВІЗ-26, ВІЗ-37, ВІЗ-5І) располагаются под обширным шлейфом водных масс с пониженными значениями радиоактивности. Станции ВІЗ-26 и ВІЗ-37 находятся у подножия шлейфа низкоактивных вод в пределах вулканической цепи.

В кернах осадков ст. ВІЗ-26, ВІЗ-62 наблюдается отчетливая общая тенденция к снижению радиоактивности с глубиной, радиоактивность проявляется на фоне резких локальных флуктуаций γ -активности. Уменьшение радиоактивности имеет экспоненциальную форму и вызвано, вероятно, распадом иония (^{230}Th), в избытке присутствующим в верхних горизонтах осадков ВТП (11, 8). Глубже 1 м линия, аппроксимирующая зависимость " γ -активность-глубина", обычно параллельна оси глубин. В кернах станций ВІЗ-26 и ВІЗ-62 эти уровни составляют соответственно 138 и 55 отн.ед., отражая, вероятно, содержание равновесного урана.

Если продолжить наши рассуждения, то можно предположить природу пониженных значений радиоактивности водной толщи над приосевой



1 - гидрохимические станции и их номера, 2 - литологические станции и их номера, 3 - распределение значений радиоактивности в донных осадках, 4 - ось ВТП и схематический рельеф дна, 5 - 8 - радиоактивность гидрохимических проб воды: 5 - < 10 атм. ед., 6 - 10 - 30 атм. ед., 7 - 30 - 50 атм. ед., 8 - > 50 атм. ед.

зоной хребта. Ю.В.Кузнецов и А.П.Лисицин следующим образом представили механизм извлечения ^{230}Th из океанской воды и накопления его на дне: сорбционное поведение ^{230}Th определяется его гидролизом и образованием заряженных ионов, которые могут эффективно извлекаться коллоидами гидроокиси железа в условиях морской воды ($\text{pH} \sim 8,0$). Эти формы могут также необратимо поглощаться гидроокисью железа по механизму хемосорбции. Для нейтральных продуктов гидролиза иония может иметь место молекулярная сорбция. При средней величине медианного диаметра взвесей $0,001$ мм частицы опускаются в среднем на 13 м в год. Сорбционное равновесие достигается за 5 часов. Время пребывания взвесей в том или ином слое воды более чем достаточно для максимально возможного в данных условиях извлечения ^{230}Th (7).

Извлечение ^{230}Th из морской воды должно приводить к резкому уменьшению ее радиоактивности, т.к. дочерние продукты иония-радий и элементы радоновой группы являются главными γ -излучателями уранового ряда. В ~~пределах~~ ~~хемосорбции~~ ~~радиоактивности~~ ~~xxxxxxxxxxxx~~

9.8. Газы

Газовая составляющая придонной воды определялась по профилю станций I-13. ~~См.~~ Обращают внимание очень низкие концентрации в придонной воде метана (табл. 9.8). Как в центральной части профиля, расположенной близко к оси ВТП, так и за ее пределами содержания метана не превышают $0,12-0,21 \times 10^{-4}$ мл/л, в среднем содержание метана составляло $0,15-0,17 \times 10^{-4}$ мл/л. Такие концентрации являются фоновыми для глубоководной части Тихого океана. Таким образом, аномалии по метану в придонной воде в районе исследований не обнаружено.

В то же время отмечено увеличение количества тяжелых углеводородов C_2-C_5 в осевой зоне по сравнению с ее бортами. В среднем

концентрации C_2-C_5 в придонной воде центральной части профиля составляют $0,01-0,03 \times 10^{-4}$ мл/л. Такие концентрации тяжелых углеводородов в гидротермальных растворах рифтовых систем и для понимания процессов синтеза углеводородов в активных зонах. Возможно, они являются продуктами биосферы и микробиальной деятельности, связанной с эманациями флюидов, обогащенных биогенными элементами. Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Следует обратить внимание на низкие концентрации в придонной воде углекислого газа. Содержание CO_2 в среднем не превышает $0,5-0,6$ мл/л, что в 5 раз ниже, чем, например, на припарамуширском гидротермальном источнике. Объяснить это можно, вероятно, интенсивными процессами карбонатообразования, связанными с повышенным выщелачиванием силикатов и алюмосиликатов в зоне разлома (Sillen L., 1963), что приводит к уменьшению CO_2 и некоторому повышению pH (табл. 9.5)

В дальнейшем целесообразно изучить вертикальное распределение газа над рифтовой зоной с целью выяснения толщины водной массы, находящейся в контакте с гидротермальной системой, и распределения геохимических барьеров. Это поможет понять пути формирования залежи руд и роли в этом барьеров, выделить наиболее информативные индикаторы поиска активных зон и залежей на разных уровнях от дна.

Кислород и азот присутствовали в придонной воде в пределах фона, свойственного для таких глубин, и в среднем равны $2,3-2,6$ мл/л и $10,0-11,0$ мл/л соответственно. Гелий не обнаружен, водород наблюдался в следовых концентрациях в осевой части рифта (чувствительность анализа по гелию и водороду в судовых условиях не превышала 10^{-3} мл/л).

Анализ материалов, полученных и предварительно обработанных в экспедиции, позволяет высказаться в пользу сложного комплекса изменений водной толщи на изученном полигоне. Эти изменения находят отражение в термальном поле, химизме вод, металлоносных осадках и железомарганцевых образованиях и подтверждают существование конвективной системы вдоль осевой части ВТП. Водная толща характеризуется повышенным геотермальным полем придонного горизонта, обширными положительными и отрицательными аномалиями главных рудных металлов и химических элементов-спутников, сложно дифференцированным распределением γ -активности, широким и достаточно мощным потоком углеводородных газов, особыми условиями распределения кислорода и pH. Выявленные закономерности дают возможность сформулировать следующие основные положения, установленные по результатам наших работ.

Впервые описана комплексная аномалия растворенных форм рудных металлов и элементов-спутников, изучены гидрохимические параметры, выделено геотермальное поле, установлено распределение гамма-активности в разрезе водной толщи и газов в придонном слое на участке подводных полиметаллических сульфидов вблизи IЗ⁰с.ш.

Растворенные формы изученных металлов образуют над рудным полем крайне сложную в генетическом отношении смесь, отличающуюся от состава морской воды превышением в 3-5 раз содержаний марганца, железа, цинка, меди, никеля и хрома и снижением концентраций (в 2-3 раза) кобальта и молибдена. В распределении этих химических элементов ярко выражена концентрационная зональность по латерали и вертикали. Несмотря на кажущуюся обусловленность пониженных концентраций кобальта и молибдена (см. раздел... настоящего отчета) малыми их количествами во флюидах и захватом твердофазными частицами оксигидратов железа, остается неясным механизм, регулирующий этот процесс.

Параметры геотермального поля не согласуются с существующими представлениями. Поперечные размеры поля значительно превышают величину трога (300–400 м), охватывая осевую часть ВТП, западные склоны и восточные фланги подводных вулканических гор. В геотермальном поле по вертикали отмечается нелинейный характер распределения температур. На горизонтах до 500 м от дна смещение температур наблюдается в сторону их повышения на $0,3^{\circ}\text{C}$ от обычной донной ($3,0\text{--}3,05^{\circ}\text{C}$). Над областью повышенного термального поля локализована узкая зона пониженных аномалий с температурным минимумом $2,6^{\circ}\text{C}$. Температурный максимум ($8,9^{\circ}\text{C}$) приурочен к донной части северо-западного геотермального поля.

Величина отношения растворенных форм Fe/Mn изменяется в обе стороны от оси ВТП, соответственно изменяются концентрации железа и марганца в металлоносных осадках и железо-марганцевых корках (налетах, примазках) на базальтах.

Установлена асимметрия в распределении вод с различной γ -активностью относительно оси ВТП. Осевой зоне присущ рисунок сложно дифференцированных водных масс с преобладанием пониженной γ -активности, проявляющейся на фоне высоких (к западу) и низких (к востоку) граничных значений.

К востоку от оси ВТП происходит смешение вод с различными типами вертикального и латерального распределения кислорода. Первый тип, с хорошо выраженными максимумом и минимумом в поверхностном горизонте и постепенным увеличением растворенного кислорода к придонному горизонту, отмечается в осевой части ВТП, ближайших его флангах и в западном секторе. Для второго типа характерно наличие минимума и максимума как в приповерхностном (до 200 м), так и промежуточном (до 1500 м) горизонтах. Особенность смешения заключается в постепенном выклинивании с востока на

запад максимума кислорода на промежуточном уровне, увеличение — градиента в поверхностном горизонте по направлению к Американскому континенту и согласное с ним погружение минимума (от 900 до 1200 м и более) в промежуточном горизонте.

Отмеченные особенности позволят уточнить механизм формирования гидротермальных систем подводных полиметаллических сульфидов и подойти к оценке и сопоставлению современных геологических процессов в зонах спрединга с событиями более ранних геологических эпох на участках медно-колчеданных месторождений в офиолитах континентальных блоков земной коры. В практическом плане они будут использованы при локальном прогнозе оруденения и разработке методики гидрогеохимических поисков подобных видов минерального сырья.

Таблица 9.1

Виды и объемы выполненных работ

Наименование работ	Подготовит		Основной		Примечание
	этап	полигон	проба	эл.	
	проба	эл.	проба	эл.	
	опред.	опред.	опред.	опред.	
Отбор проб воды пластиковыми батометрами для изучения металлов в придонном горизонте	18	162	55/22		Всего проанализировано 22 пробы растворенных форм. Взвеси не анал.
Отбор проб воды на определение гидрохимических параметров:					
пластиковыми батометрами	18	90	60	300	
батометрами БМ-48			42	210	
Отбор придонных вод на изучение газов			14	182	
Изучение естественной радиоактивности	18	18	99	99	
Отбор проб донных осадков, ЖМК и корок для изучения степени окисленности и минерального состава	12		40	100	
Концентрирование на основе гидроксида магния	18		50		
Отделение взвеси фильтрацией	18		55		
Отбор проб воды и донных осадков на определение степени окисленности в зоне разломов					
Кларион-Клиппертон			1	16	

Таблица 9.2

Химический состав массивных сульфидных руд

Хим. элемент	ВТП 21°		массивные сульфиды				окисно-гид- роок. руды Галапагос.
	неакт. гидрот.	действ. гидрот.	Хуан де Фука	Галап. рифт	Гуаймас	Экспло- рер	
I	2	3	4	5	6	7	8
Fe	26,2	4,0	15,6	44,1	49,4	2,08	0,31
Zn	20,3	1,7	46,9	0,14	2,05	6,90	0,301
Cu	1,03	0,13	0,35	4,98	0,75	0,38	0,099
Pb	9,07	0,06	0,30	< 0,07	0,011	0,43	—
S	39,7	4,3	36,8	52,2	31,0	—	—
SO ₃	7,6	49,4	< 0,03	< 0,03	—	38,3	—
SiO ₂	< 0,5	2,8	1,5	< 0,1	2,35	2,3	1,39
Al ₂ O ₃	0,11	0,04	0,15	< 0,06	0,09	—	0,38
MgO	0,07	0,03	< 0,05	< 0,05	1,14	—	3,27
CaO	5,42	35,1	< 0,03	< 0,03	0,11	25,7	1,67
ppm							
Zr	< 3	14	28	< 3	—	—	—
Ag	34	9,6	290	< 10	< 20	99,72	—
As	770	13,2	411	125	< 20	—	—
Am	0,17	0,025	0,13	0,05	—	0,45	—
B	< 7	< 7	40	< 7	40	—	—
Ba	65	225	19	16	1,1	224,8	2,49
Bi	2	2	< 0,2	< 10	—	—	—
Cd	890	60	490	< 32	50	< 200	—
Co	2,5	37	24	482	—	—	9
Cr	16	< 6	< 8	55	—	—	5
Cs	< 5	< 2	< 9	< 3	—	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8
Ga	18	1,5	< 20	15	-	-	-
Ge	< 1,5	< 1,5	270	< 1	-	-	-
Hg	< 1	2	< 1	-	-	-	-
Mn	91	52	720	140	530	-	51100
Mo	78	2	3	170	-	-	-
Ni	5	< 1,5	-	3,1	-	-	496
Pd	0,001	0,001	< 0,0002	< 0,002	-	-	-
Pt	0,002	0,003	< 0,005	< 0,005	-	-	-
Rh	0,001	0,0007	0,003	< 0,001	-	-	-
Sb	13	32	34	1,8	-	-	-
Sc	0,2	< 0,3	< 1	< 0,3	-	-	-
Se	172	5	28	100	-	-	-
Sr	9	3,965	< 10	< 1	50	-	-
Te	2	2	< 1	-	-	-	-
Tl	20	2	10	< 5	-	-	-
U	1,3	< 2	10	1	-	-	-
Y	< 1,5	2	< 2	< 2	-	-	-
W	< 2,0	< 1	< 10	< 10	-	-	-

Таблица 9.3

Состав морской воды и гидротермальных флюидов

Хим. элем.	Ед. измер.	Галапагос-ский рифт	ВТП 21° с.ш.	ВТП 13° с.ш.	Гуаймас	Эксплорер	Морская вода	
I	2	3	4	5	6	7	8	9
Li	μm/кг	680-1140	891-1322	688	630-1076	312	20	
Na	mm/кг	2259-487	432-510	560	475-513	-	463	
K	"	18,8	23,2-25,8	29,6	32,5-49,2	22,88	9,79	
Rb	μm/кг	13,4-20,3	27-33	14,1	57-86	20,9	1,3	
Be	nm/кг	-	10-37	-	12-60	-	0,02	
Mg	mm/кг					33,74	52,6	
Ca	"	24,6-40,2	11,7-20,8	55	26,6-41,5	22,49	10,2	
Si	μm/кг	87	65-97	175	160-253	108	87	
Ba	"	17-43	> 7-15	-	> 7-42	4,47	0,14	
SiO ₂	mm/кг	21,9	15,6-19,3	22	9,3-13,8	5,33	0,18	
Al	μm/кг	-	4,0-5,2	-	0,9-7,9	-	0,005	
Cl	mm/кг	322-595	489-579	740	581-637	-	540	
SO ₄	"					18,77		
S	"		6,5	-	-	0,71	-	
H ₂ S	"	-	6,7-8,7	-	6	-	-	
NH ₄	"	-	< 0,01	-	10,3-15,6	-	< 0,01	
Mn	μm/кг	360-1140	699 1002	800, 1200	128-236	103000	< 0,001	
Fe	"	-	750-2429	1050, 1850	17-180	19900	< 0,001	
Co	nm/кг	-	22-227	-	< 5	-	0,03	
Ni	"	-	< 140	-	< 140	-	-	
Cu	μm/кг	-	< 0,02-44	-	< 0,02-1,1	0,16	0,007	
Zn	"	-	40-106	-	0,1-40	0,583	0,01	
Ag	nm/кг	-	< 1-38	-	< 1-230	-	0,02	

I	2	3	4	5	6	7	8
Ca	-"-	-	I7-I80	-	< I0-46	-	I
Pb	-"-	-	I83-359	-	< 20-652	-	0,0I
pH _{25°}		-	3,3-3,8	3,8	5,9	5,I	-

Таблица 9.5

Результаты гидрохимических анализов

Гори- зонт, м	$t^{\circ}\text{C}$ <i>in situ</i>	$t^{\circ}\text{C}$ измер. Ат	pH	Ат, мг-экв/ л	O_2 , мл/л	S %	Cl %	Ат/Cl	Eh
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10
2515	3.01	22.0	7.73	2.547	2.50	34.843	19.287	0.132	377
2760		21.0	7.76	2.555	2.67	34.851	19.291	0.132	407
2827		23.0	7.71	2.551	2.62	34.847	19.289	0.132	378
2878		21.0	7.75	2.547	2.68	34.855	19.294	0.132	360
2888	8.92	22.0	7.75	2.547	2.62	34.855	19.294	0.132	344

Станция 24(2), глубина 2635 м

10		24.0	8.38	2.324	2.68	33.527	19.559	0.125	+392
75		24.0	7.86	2.412	0.81	34.819	19.274	0.125	413
150		24.0	7.77	2.420	0.34	35.012	19.381	0.125	415
270		24.5	7.80	2.499	0.31	34.941	19.341	0.129	410
635		24.5	7.70	2.515	0.37	34.772	19.248	0.131	420
1635	5.60	24.0	7.73	2.539	2.42	34.729	19.224	0.132	410
2265		23.5	7.74	2.531	2.38	34.827	19.278	0.131	411
2497		19.5	7.90	2.547	2.59	34.847	19.289	0.132	384
2565	3.22	20.0	7.79	2.539	2.65	34.851	19.291	0.132	424
2614	2.75	21.0	7.79	2.531	2.71	34.847	19.289	0.131	424
2624		19.0	7.78	2.523	2.76	34.851	19.291	0.131	423

Станция 25(3), глубина 2795 м

2395	4.29	19.5	7.75	2.531	2.55	34.839	19.284	0.131	417
2645		18.0	7.78	2.531	4.45	34.847	19.289	0.131	427
2720	2.99	15.0	7.77	2.539	2.81	34.847	19.289	0.132	424
2773		17.0	7.78	2.539	2.73	34.847	19.289	0.132	421
2783		17.0	7.78	2.539	2.70	34.851	19.291	0.132	428

I	!	2	!	3	!	4	!	5	!	6	!	7	!	8	!	9	!	10
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	----

Станция 37(4), глубина 2800 м

790	16.74	25.5	7.64	2.500	0.38	34.737	19.228	0.130	433
1240	5.04	25.5	7.75	2.579	0.91	-	-	-	431
1800		25.5	7.66	2.547	1.47	34.784	19.254	0.132	433
2400	4.06	25.5	7.69	2.539	2.54	34.851	19.291	0.132	437
2640		25.5	7.69	2.539	2.71	34.855	19.294	0.132	435
2720		25.5	7.71	2.539	2.76	34.858	19.295	0.132	435
2790	2.90	25.5	7.69	2.515	1.64	34.823	19.276	0.130	440

Станция 38(5), глубина 2875 м

833	15.11	24.0	7.83	2.515	0.31	34.984	19.365	0.130	409
1230		24.5	7.68	2.563	0.89	-	-	-	-
1870	5.53	24.5	7.58	2.515	0.46	34.756	19.239	0.131	467
2465	3.27	24.0	7.65	2.547	2.30	34.847	19.289	0.132	431
2722	3.11	24.0	7.69	2.531	2.36	34.843	19.287	0.131	434
2797	2.95	24.0	7.65	2.539	2.45	34.851	19.291	0.132	432
2861	3.05	24.0	7.67	2.547	2.62	34.858	19.295	0.132	433

Станция 39(5а), глубина 2680 м

10	28.34	24.0	8.23	2.292	4.64	33.519	18.554	0.124	421
70	17.34	24.0	7.67	2.420	0.54	34.862	19.298	0.125	465
154	17.49	-	7.58	-	1.11	-	-	-	-
1045	16.85	24.0	7.53	2.467	0.295	34.745	19.233	0.128	461
1665	4.61	24.0	7.58	2.627	1.55	-	-	-	455
2280	3.06	24.0	7.64	2.539	2.52	34.851	19.291	0.132	458
2530	3.13	23.5	7.64	2.531	2.62	34.855	19.294	0.131	467
2605	2.96	24.0	7.66	2.555	2.60	34.862	19.298	0.132	470
2658		24.0	7.93	2.547	2.68	34.862	19.298	0.132	468

I	!	2	!	3	!	4	!	5	!	6	!	7	!	8	!	9	!	10
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	----

Станция 54(2''), глубина 2600 м

600	3.16	20.0	7.52	2.436	0.48	34.748	19.234	0.127	448
1610		21.0	7.57	2.507	1.46	34.796	19.261	0.130	434
2200	2.62	21.0	7.65	2.539	2.41	34.847	19.289	0.132	434
2430	2.99	20.0	7.68	2.531	2.64	34.843	19.287	0.131	442
2527	3.11	20.0	7.67	2.539	2.60	34.855	19.294	0.132	415
2580		20.0	7.60	2.404	0.39	34.929	19.335	0.124	434

Станция 55(2')

600	7.39	20.0	7.50	2.436	0.26	34.745	19.233	0.127	448
1600	4.04	22.0	7.54	2.507	1.45	34.780	19.252	0.130	435
2220	3.43	22.0	7.61	2.523	2.35	34.839	19.285	0.131	438
2470		20.0	7.65	2.531	2.65	34.858	19.295	0.131	454
2545		20.0	7.68	2.531	2.83	34.855	19.294	0.131	448
2605		20.0	7.66	2.539	2.71	34.855	19.294	0.132	447

Станция 63(13) глубина 3080

10	28.61	22.0	8.25	2.316	4.57	-	-	-	380
150	13.26	21.5	7.64	2.420	0.24	34.972	19.358	0.125	415
400	10.37	21.5	7.60	2.468	2.06	34.823	19.276	0.128	396
1165	5.12	21.5	7.48	2.468	0.49	34.741	19.231	0.128	415
* 1560		22.0	7.69	2.595	1.11	34.780	19.252	0.135	424
2135	3.26	20.5	7.63	2.531	2.23	34.839	19.285	0.131	424
2690	2.81	20.0	7.65	2.539	2.70	34.858	19.295	0.132	414
2930	2.97	19.0	7.67	2.531	2.95	34.831	19.280	0.131	-
3060		17.0	7.96	2.531	3.02	34.855	19.294	0.131	426

Станция 64(12), глубина 3020 м

10	29.9	21.0	8.24	2.340	4.54	33.534	18.562	0.126	439
250	12.0	21.0	7.61	2.436	0.18	34.937	19.339	0.126	460
520	8.48	21.0	7.59	2.460	2.29	34.772	19.247	0.128	462
967	5.81	21.0	7.50	2.460	0.70	34.745	19.233	0.128	463
* 1350		21.0	8.24	2.372	4.46	-	-	-	-
1985	3.54	20.5	7.58	2.523	2.02	34.819	19.274	0.131	464
2600	3.09	20.0	7.63	2.539	2.59	34.851	19.291	0.132	462
3005	2.97	20.0	7.67	2.547	2.75	34.843	19.287	0.132	453

I	!	2	!	3	!	4	!	5	!	6	!	7	!	8	!	9	!	10
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	----

Станция 65(7), глубина 3095 м

10		21.0	8.25	2.324	4.64	33.554	17.574	0.125	417
250	12.71	20.0	7.63	2.420	0.32	34.965	19.355	0.125	454
665	7.38	21.0	7.53	2.460	0.29	34.748	19.234	0.128	417
1210		20.0	7.51	2.468	0.81	34.764	19.243	0.128	441
1600		20.5	7.60	2.547	1.27	34.780	19.252	0.132	451
2140		20.5	7.63	2.531	2.27	34.839	19.285	0.131	457
2745	3.43	20.5	7.65	2.523	2.71	34.855	19.294	0.131	436
2950	3.23	20.0	7.65	2.531	2.79	34.855	19.294	0.131	458
3080	3.17	20.5	7.62	2.484	1.42	34.819	19.274	0.129	445

Станция 68(8), глубина 2900

10	28.85	22.0	8.23	2.316	4.62	33.523	18.556	0.125	416
190		22.0	8.27	2.356	4.71	33.702	18.655	0.126	422
435	10.06	22.0	7.55	2.484	0.29	34.815	19.272	0.129	452
920	5.85	21.5	7.49	2.460	0.51	34.737	19.228	0.128	459
1315		22.0	7.57	2.515	0.99	34.776	19.250	0.131	444
1860	3.66	21.5	7.59	2.523	1.80	34.815	19.272	0.131	454
2445	3.13	21.0	7.62	2.555	2.51	34.847	19.289	0.132	453
2710		21.0	7.64	2.539	2.65	34.851	19.291	0.132	443
2850	2.85	22.0	7.66	2.547	3.12	34.851	19.291	0.132	451

ж) — данные вызывают сомнения из-за негерметичности батометра в момент отбора пробы

жж) — в скобках указаны номера станций по принятой нумерации отряда полезных ископаемых.

Таблица 9.6

Среднее содержание растворенных форм металлов
из различных районов Тихого океана океана, мкг/л.

№ п/п	Хим элементы	Океанская ^ж вода	Ст.Геосекс 13 рейс НИС дов	Ст.В13-12 Виногра-	ВТП, 12°50' Севморгео ^{жж}	с.ш. 13рейс НИС"Виног- радов
1	Zn	3-10 (5)	19.3	17	22.7	6-10
2	Fe	1,5-10(5)	4.3	3,6	5.5	<2,7
3	Co	0,03	0,6	0.5	-	0,5-0,6
4	Ni	0.2-4,0(0.5)	2,0	2,0	0,1	0,8-1,0
5	Mn	0.4-2,0(0.4)	0,86	0.5	0,1	0.5-0.7
6	Cu	0.7-3,0(1.4)	1,3	0,8	5,4	0.5-1,0
7	Cd	0.07	0.09	0,07	-	0,08-0.09
8	Pb	0.02-0,1(0.03)	3,8	<0,1	-	предел чувств анализа жжж
9	Mo	10	9.7	10,5	-	8 - 9

х) Химия океана, т.1, с.340;

xx) Алискеров А.А. и др., 1986, Библ.ТОИ

xxx) Чувствительность, мкг/л, цинк-0,07; железо-0,05;
кобальт-0,08; никель-0,04; марганец-0,05; медь-0,035;
кадмий-0,02; свинец-0,1; молибден-0,22; Относительная
ошибка определений ~ 15%.

Таблица 9.7

удельной
Расчет металлоносности на разрезе ВТП по
 $12^{050}I$ с.ш.

марганец

С _{ср.}	0,85	1,25	1,5
S	5772456	192415	36077
P	1,44	0,12	0.032

железо

С _{ср.}	3,85	7,5	10(13)
S	7143414	553193	216467
P	8,57	2,68	2,24

ц и н к

С _{ср.}	12,5	17,5	25	31,15
S	5147 106	2 898253	396856	144311
P	23,1	27,53	6,74	3,34

м е д ь

С _{ср.}	1,2	1,7	2,5	3,16
S	3788174	2284930	2020359	601297
P	1,7	2,17	3,53	1,45

молибден

С _{ср.}	7	12	15,3
S	2525449	3836278	120259
P	— (3,78)	13,4	0,80

Кобальт

С _{ср.}	0,265	1,375	1,0
S	9103663	132285	—
P	— (4.41)	0,082	—

С_{ср.} — среднее содержание в контуре подсчета площади, мкг/л;
S — площадь, м²; P — удельная металлоносность, кг/м, рассчитанная на вертикальный слой мощностью 1 м.

Таблица 9.8

Содержание углеводородных и других газов в придонном слое воды района ВТП на участке подводных полиметаллических сульфидов вблизи 13° с.ш.

№№ станций	координаты ^ж	Глубина	Температура (испр.) t°С	Объем газа, мл/л	Г а з ы		
					кислород, мл/л	азот, мл/л	углек. л. газ, мл/л
I	2	3	4	5	6	7	8
I	12°50' 96 / 104°00' 96	2890	3.3	15.2	2.95	11.6	0.7
I ^I	12°50' 28 / 103°59' 07	2800	3.04	13.4	2.33	10.9	0.49
2	12°50' 73 / 103°57' 00	2660	3.33	~40 ^{хх}	8.0	31.15	2.08
2 ^I	12°51' 05 / 103°57' 41	2615	3.08	14	2.77	10.9	0.53
2 ^I	12°52' 17 / 103°57' 93	2618	3.08	13.8	2.61	10.8	0.68
2 ^{II}	12°50' 89 / 103°56' 64	2600	3.09	14	2.63	11.0	0.54
3	12°50' 99 / 103°53' 33	2805	3.32	14.6	2.58	11.6	0.70
4	12°48' 81 / 103°59' 42	2780	—	14.4	2.96	11.2	0.58
5	12°46' 36 / 103°54' 35	2875	3.22	14.6	—	—	—
5 ^a	12°44' 97 / 103°56' 98	2680	2.77	13.0	2.31	10.3	0.48
7	12°49' 72 / 104°15' 16	3090	3.03	14.2	2.81	11.1	0.59
8	12°49' 23 / 104°01' 20	2900	3.09	12.0	2.14	9.5	0.57
12	12°52' 98 / 103°51' 15	2990	3.04	13.8	2.83	10.7	0.51
13	13°00' 26 - 103°39' 58	3080	3.03	12.6	2.59	9.5	0.47

Примечание ^ж) координаты по широте (12°50' 96) северной и долготы 104°00' 96 западной; прочерк — содержание ниже чувствительности анализа; н.д. — нет данных, или не анализировались; хх) во время отбора газов был контакт с атмосферным воздухом; номера станций даны по нумерации отряда полезных ископаемых.

Продолжение таблицы 9.8

Г а з ы, мл/л·10 ⁻⁴									
метан	этан	этилен	пропан	пропи- лен	i-бутан	бутан	бутилен	i-пен- тан	пентан
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
0.21	0.007	0.07	0.009	0.001	0.005	0.004	~0.005	0.004	0.12
0.13	-	0.008	-	сл.	-	сл.	сл.	сл.	сл.
0.68	сл.	0.001	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.
0.17	0.018	0.1	0.003	0.026	0.002	0.003	0.002	0.002	0.057
0.15	0.007	0.040	сл.	0.007	-	-	0.001	сл.	0.020
0.15	0.007	0.03	0.001	0.01	0.001	сл.	0.001	сл.	0.014
0.19	0.009	0.022	-	0.001	-	-	-	-	0.002
0.17	0.012	0.064	0.003	0.018	0.002	0.003	0.002	0.002	0.06
0.15	0.008	0.1	0.002	сл.	0.02	0.001	0.002	0.001	0.037
0.14	0.009	0.02	сл.	0.005	-	-	0.001	сл.	0.012
0.14	0.008	0.057	сл.	0.011	-	-	сл.	сл.	0.015
0.12	0.009	0.022	-	0.002	-	-	сл.	-	-
0.16	0.009	0.047	сл.	0.006	-	-	сл.	сл.	0.018
0.17	0.006	0.049	0.002	0.008	сл.	сл.	сл.	-	0.048

10. С.С. С. Мосторова и др. Изв. ВУЗ, 1962, 339с.

11. Соболев В.В., Бондаренко В.В., Бондаренко В.В. Изучение физико-химических свойств газовых смесей. Изв. ВУЗ, 1962, 339с.

12. Тихомиров В.В., Хитов В.В. Изв. ВУЗ, 1962, 339с.

13. Соболев В.В. Журнал физико-химических исследований. Изв. ВУЗ, 1962, 339с.

14. Соболев В.В. Обработка результатов исследований. Изв. ВУЗ, 1962, 339с.

15. Соболев В.В., Краснов В.В. и др. Изучение физико-химических свойств газовых смесей. Изв. ВУЗ, 1962, 339с.

ЛИТЕРАТУРА

1. Батурин Г.Н. Урал в современном морском осадкообразовании. М.: Атомиздат, 1975, с.
2. Вернадский В.И. Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР, 1954, т. I, 696с.
3. Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967, 215с.
4. Гордеев В.В., Дёмина Л.Л. // Геохимия, 1979, № 6, с. 902-951.
5. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 390с.
6. Методы гидрохимических исследований океана. М.: Наука, 1978, 271с.
7. Океанология. Химия океана, т. I. М.: Наука, 1979, 518с.
8. Океанология. Геохимия донных осадков, т. 2. М.: Наука, 1979, 531с.
9. Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир, 1986.
10. Рой С. Месторождения марганца. М.: Мир, 1989, 520с.
11. Соботович Э.В., Бондаренко Г.Н., Ковалюх Н.Н. Изотопно-геохимические особенности морских осадков. Киев: Наук.думка, 1983, 239с.
12. Тихий океан. Химия Тихого океана. М.: Наука, 1966, 358с.
13. Филиппов Е.М. Ядерная разведка полезных ископаемых. Киев: Наук.думка, 1978, 588с.
14. Шашкин В.Л. Опробование радиоактивных руд по гамма-измерению. М.: Атомиздат, 1972, 184с.
15. Алискеров А.А., Краснов С.Г. и др. Ответ по опытно-методическим работам на сульфидные руды и металлоносимые осадки в восточной части Тихого океана в 1985-86 гг. (рейс I3 на НИС "Морской геолог"), 1986, Петропавловск-Камчатский, библиот. ТОИ.

16. Auclair G., Fouquet Y., Bohn M. Distribution of selenium in high-temperature hydrothermal sulfide deposits at 13°North East Pacific Rise // Canadian Mineralogist. 1987. Vol.25, N . P.577-587.
17. Ballard R.D., Hekinian R., Francheteau G. Geologic setting of hydrothermal activity at 12°50'N on the East Pacific Rise a submersible study // Earth Planet Sci.Lett. 1984. Vol. 69. P.176-186.
18. Bisehoff G.L., Dickson F.W. // Earth Planet.Sci.Lett. 1975. Vol.25, N3. P.385-397.
19. Crane K. The distribution of geothermal fields along the mid-ocean ridge. // Biological society bull. 1985. N6. P.3-18.
20. Edmond G.L., Von Damm K.L. Hot spring on the seafloor // Scientific American. 1983. Vol.248. P.214-219.
21. Francheteau G., Needham H., Choukronue P. et al. Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise // Nature. 1979. Vol.277. P.523-528.
22. Hekinian R., Francheteau G., Renard V. et al. Intense hydrothermal activity at the axis of the East Pacific Rise 13°N // Marine Geophysical Researches. 1983. Vol.6, N1. P.1-14.
23. Hekinian R., Fouquet L. Volcanism and metallogenesis at axial and off-axial structures on the East Pacific Rise near 13°N // Econ.Geology. 1985. Vol.80, P.221-249.
24. Kawahata H. The chemistry of submarine geothermal system along mid-ocean ridges // Mining Geology. 1986. N5. P.377-398.
25. Koski R.A., Clague D.A., Oudin E. Mineralogy and chemistry of massive sulphide deposits from the Juan de Fuca ridge//

- Geological Society of America bull. 1984. Vol.95, N8. P. 930-945.
26. Koski R.A., Scott S.D., Hannington M.D., Delaney J.R., Ti-vey M.K. Hydrothermal processes and massive sulfide deposits on the Juan de Fuca ridge and other northeast Pacific spreading axes // Geological Society of America Bull. 1988. Vol.27. P.621-638.
 27. Lafitte M., Maury R., Perseil E.A. Analyse mineralogique de cheminees a sulfares de la dorsale Est Pacifique (13°N) // Mineralium deposita. 1984. Vol.19. P.274-282.
 28. Malahoff A. A comparison of the massive submarine polymetallic sulfides of the Galapagos Rift with some continental deposits // Marine technology. 1982. N16. P.39-45.
 29. Malahoff A. Massive submarine polymetallic sulfides and their continental connection // American Mining Congress, International Mining Show. Washington. Oct.11-14, 1982. P.1-12.
 30. Malahoff A. Hydrothermal vents and polymetallic sulfides of the Galapagos and Gorde (Juan de Fuca Ridge system and of submarine volcanoes) // Bull. of Biological Society of Washington. 1985, N6. P.19-41.
 31. McKelvey V.E. Subsea mineral resourcer // Geological survey. 1986. P.1-106.
 32. Merlivat L., Boulegue J., Dimon Helium isotopes and manganese distribution in the water column at 13°N on the East Pacific Rise // AGU Fall meeting, EOS abstract. 1981. N62(45).
 33. Rona P. Exploration for hydrothermal mineral deposits at seafloor // Marine Mining. 1983. Vol.5, N1. P.7-138.

34. Rona P. Hydrothermal mineralization at seafloor spreading centers // Earth Science reviews. 1984. Vol.20,N1. P.1-104.
35. Williams D., Green K., Andel T., Herzen R., Dymond J., Krane K. The hydrothermal mounds of the Galapagos Rift: Observations with DSRV Alvin and detailed heat flow studies // Geophysical Research. 1979. Vol.84. P.7467-7484.
36. Zierenberg R. The formation of massive sulfide at 21°N // Geochemical Explorer. 1986. Vol.25. P.250.
37. Sillen Z. How has sea water got its present composition? // Geochemistry of water. 1963.

10. ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ ОТРЯД

10.1. Цель и основные задачи работ

Целью работ является получение новой петрофизической информации в полосе Центрального геотрансекта, как основы для углубленного изучения структуры, деформаций и эволюции литосферы экваториальной части Тихого океана.

Для достижения этой цели были выполнены следующие виды работ:

1. Измерение магнитной восприимчивости донных осадков по всей длине колонок в монолите естественно-влажного осадка сразу же после их подъема на борт.
2. Измерение магнитной восприимчивости коренных драгированных пород.
3. Непрерывный (по возможности) отбор кубиков-образцов размером 24 x 24 мм по всей длине колонок с ориентировкой "верх-низ" и взаимной ориентировкой отдельных частей колонок друг относительно друга.
4. Измерение естественной остаточной намагниченности (ЕОН) в отобранных осадочных и коренных породах.
5. Проведение размагничивания ЕОН переменным магнитным полем с целью выделения стабильной составляющей вектора ЕОН.
6. Построение магнитостратиграфических разрезов и выделение зон прямой и обратной полярности.
7. Отбор (по возможности) ориентированных "верх-низ" образцов коренных пород и неориентированных разностей из драг.
8. Отбор и подготовка образцов для измерения скорости звука и естественной γ - активности.
9. Измерение плотности методом гидростатического взвешивания.

10. Измерение времени распространения ультразвуковых колебаний через образец методом сквозного прозвучивания.
11. Измерение базы прозвучивания.
12. Взвешивание образцов.
13. Измерение потока γ - излучения.
14. Обработка результатов исследований и расчет скорости звука.

10.2. Состав отряда и распределение обязанностей

1. Линькова Т.И. - начальник отряда, д.г.-м.н., главный научный сотрудник;

2. Свининников А.И. - научный сотрудник;

3. Иванов Ю.Ю. - младший научный сотрудник;

4. Ремизовская К.М. - младший научный сотрудник.

Линькова Т.И., Иванов Ю.Ю., Ремизовская К.М. участвовали в отборе образцов из колонок донных осадков (два человека в смену). Измерение элементов ЕОН (элементов земного магнитного поля) подсчет и построение графиков - один человек в вахту.

Отбор образцов коренных пород из драг - I человек в вахту.

Участие в палубных работах, I вахта на лебедке - I человек (Свининников А.И.).

Участие в палубных работах, I вахта на лебедке - I человек (Иванов Ю.Ю.).

Размагничивание переменным магнитным полем с шагом в 25-50 эрстед ($25-50 \times 10^{-4} \text{Т}$) - I человек в вахту.

Распиловка образцов - I человек в вахту.

Ответственными за выполнение работ пп. 1 - 7 являются Линькова Т.И., Иванов Ю.Ю., Ремизовская К.М.;

пп. 8 - 14 - Свининников А.И.

Профилактика палеомагнитной аппаратуры - не менее 3-х раз в сутки, ответственный - Иванов Ю.Ю.

Выделение разнополярных зон, сопоставление с геохронологической шкалой, определение возраста, обобщение полученных данных, написание отчета - Линькова Т.И.

Обработка материалов, их обобщение - Линькова Т.И., Свининников А.И., Иванов Ю.Ю.

10.3. Оборудование

Указанные выше работы выполнялись следующей аппаратурой:

1. Измеритель остаточной намагниченности (ИОН-1) с чувствительностью 5×10^{-5} А/м. Модернизированный вариант, изготовленный в лаборатории СВКНИИ.
2. Измеритель магнитной восприимчивости ИМВ-2, заводской вариант с чувствительностью 10^{-2} ед.СИ.
3. Измеритель магнитной восприимчивости КТ-5, заводской вариант с чувствительностью 1×10^{-5} ед.СИ.
4. Измеритель магнитной восприимчивости КТ-3, заводской вариант с чувствительностью 4×10^{-3} ед.СИ.
5. Компактная пила для распиловки образцов с использованием дисков малого диаметра (изготовлена в лаборатории СВКНИИ).
6. Компактная установка для размагничивания переменным магнитным полем до 250 эрстед, установка создана в СВКНИИ.
7. Денситометр ДП-2, заводской вариант, точность - 0.02 г/см^2 .
8. Прибор УК-10П с элементом пьезокерамика ЦТС-19 с частотой резонанса 10 кгц. Точность измерений скорости звука составляет 1%.
9. Сцинтилляционный прибор СРП-68-01 с установкой ЗМ-701М.

10.4. Методика исследований

Изучение магнитных свойств осадочных пород и ЖМК предполагает определение остаточной и индуктивной намагниченностей. Измерение магнитной восприимчивости по свежим осадкам позволяет определить

в разрезе литологические разности пород, что особенно важно при отсутствии видимых литологических изменений. Выделение зон прямой и обратной полярности проводилось после проведения лабораторных исследований по выделению стабильной компоненты вектора ЕОН. В судовых условиях обычно размагничивание переменным магнитным полем не проводится. Новая компактная установка, подготовленная для судовых условий позволила проводить выделение стабильной составляющей ЕОН при размагничивании до 250 Э ($250 \times 10^{-4} \text{Т}$).

Сопоставление магнитостратиграфических разрезов с геохронологической шкалой предполагает использование данных по другим методам: литологическому и биостратиграфическому. Использование комплексных методов, в частности, биостратиграфического, позволило уверенно датировать верхнюю часть разреза в колонках и тем самым дало возможность привязать изученные разрезы к геохронологической шкале, что позволило провести детальную стратификацию и определение возраста отдельных горизонтов в разрезе осадочных пород.

Определение соотношения остаточной и индуктивной намагниченностей в коренных породах позволило оценить их вклад в аномальное магнитное поле.

Измерение плотности проводилось способом гидростатического взвешивания с помощью денситометра ДП-2 и технических весов на образцах объемом 80-120 см³.

Скорость звука измерялась с помощью прямого прозвучивания на установке, состоящей из прибора УК-10П и акустических преобразователей.

Естественная относительная γ - активность горных пород определялась на сцинтиляционном приборе СРП-68-01 и установке ЗМ-701М.

10.5. Результаты исследований

Полигон Ia

Для магнитных и палеомагнитных исследований на полигоне Ia проведен отбор коренных пород из II драг /128 образцов/; отобрано четыре ориентированных "верх-низ" образца; одна ориентированная в вертикальной плоскости железо-марганцевая корка /три параллельных разреза, 42 образца/; 6 проб донных отложений и одна колонка донных осадков /76 образцов/. Проведено размагничивание переменным магнитным полем с целью выделения стабильной компоненты вектора естественной остаточной намагниченности. Размагничивание проводилось через каждые $25 \times 10^{-4} \text{Т}$, максимальная амплитуда $\tilde{H} \sim 200 \times 10^{-4} \text{Т}$, размагничено 20 образцов.

Таким образом на полигоне Ia отобрано 252 образца, проведено измерений магнитной восприимчивости - 183, остаточной намагниченности - 252, размагничено 20 образцов. Осуществлена распиловка каменного материала.

Проведено измерение физических свойств: плотности - 62 обр., скорости звука - 58 образцов, естественной радиоактивности - 62 образца.

Коренные породы

Исследования магнитных свойств коренных пород дна являются актуальными при решении как геофизических, так и геологических задач. В рейсе по предварительным данным о магнитных характеристиках изверженных пород проводилась оценка их магнитоактивности, которая является векторной суммой индуктивной и остаточной намагниченностей. Индуктивная намагниченность J_i определяется величиной магнитной восприимчивости χ , зависящей от концентрации и размерности ферромагнитных минералов

$$J_i = \chi \cdot H_3$$

где H_3 - напряженность магнитного поля Земли в изучаемом районе / на полигоне Ia $H_3 = 0,37 \times 10^{-4} \text{Т}$ /. Индуктивная намагниченность всегда по направлению совпадает с направлением современного магнитного поля /N - прямая полярность/.

Естественная остаточная намагниченность /ЕОН/ пород определяется направлением того поля, которое существовало в момент формирования породы. Отношение естественной остаточной намагниченности к индуктивной - фактор Кенигсбергера /Q / характеризует вклад пород в аномальное магнитное поле.

В таблице 1 приведены значения магнитных характеристик: магнитной восприимчивости / χ /, остаточной намагниченности / J_n /, фактора Кенигсбергера /Q /.

На южном склоне г. Канму /Императорские горы/ изучены породы со станций ВІЗ-2, 3, 4. В привершинной части разреза на станции ВІЗ-4 были подняты наиболее сильно магнитные породы, для них характерны высокие значения магнитной восприимчивости / около $1500 \times 10^{-5} \text{ 4П ед.СИ/}$ и остаточной намагниченности /от 2000 до $7000 \times 10^{-3} \text{А/ м}$.

Для трех указанных станций различия в величине фактора Кенигсбергера относятся в основном к различиям в пористости порфировых базальтов. Крупнопористые порфировые базальты* характеризуются небольшими значениями фактора Q /2-4/ по сравнению с массивными и слабопористыми /Q = 13-57/ таблица I /.

* Здесь и далее в тексте используется геологическое описание пород, выполненное в геологическом отряде/ начальник отряда А.Н. Маляренко/.

Таблица I.

Станция драгирования ВІЗ-2

Императорский хребет, гора Камму

Начало станции $\varphi=32^{\circ}01,0'$ с.ш. $\lambda=172^{\circ}54,2'$ в.д. $H=2700$ м.Конец станции $=32^{\circ}04,4'$ $172^{\circ}56,4'$ $H=2100$ м

№№ п/п	Номер образца	α , 10^{-5} ед.СИ	I_{Π} , 10^{-3} А/м	Q	Порода
1	ВІЗ-2-І		686		Базальт
2	ВІЗ-2-І5	363	3922	21,6	—"
3	ВІЗ-2-І6	1043	2454	4,7	—"
4	ВІЗ-2-39	161	1032	12,8	Брекчия вулканич.

Станция драгирования ВІЗ-3

Императорский хребет, гора Камму

Начало станции $\varphi=32^{\circ}05,5'$ с.ш. $\lambda=172^{\circ}57,7'$ в.д. $H=1500$ мКонец станции $32^{\circ}05,7'$ $172^{\circ}58,2'$ $H=900$ м

№№ п/п	номер образца	α , 10^{-5} ед.СИ	I_{Π} , 10^{-3} А/м	Q	Порода
1	ВІЗ-3-І	74	11	0,3	Брекчия вулканич.
2	ВІЗ-3-2	822	2703	6,6	Базальт
3	ВІЗ-3-6	3304	1378	0,8	—"
4	ВІЗ-3-І5	270?	324	2,4	?

Станция драгирования ВІЗ-4

Императорский хребет, гора Камму

Начало станции $\varphi=32^{\circ}07,0'$ с.ш. $\lambda=172^{\circ}58,8'$ в.д. $H=800$ мКонец станции $32^{\circ}07,5'$ $172^{\circ}59,7'$ $H=700$ м

№№ п/п	Номер образца	α , 10^{-5} ед.СИ	I_{Π} , 10^{-3} А/м	Q	Породы
1	ВІЗ-4-І	926	6952	15,0	Базальт
2	ВІЗ-4-6	1875	5536	5,9	—"
3	ВІЗ-4-ІІ	1360	5424	8,0	Долерит
4	ВІЗ-4-І7	1584	1992	2,5	—"

Станция драгирования ВІЗ-5

Императорский хребет, гора Юриоку

Начало станции $\varphi=32^{\circ}23,1'$ с.ш. $\lambda=172^{\circ}17,1'$ в.д. $H=2400$ мКонец станции $32^{\circ}27,5'$ $172^{\circ}17,7'$ $H=1900$ м

№№ п/п	Номер образца	α , 10^{-5} ед.СИ	I_{Π} , 10^{-3} А/м	Q	Порода
1	ВІЗ-5-8	2275	1716	1,5	Базальт
2	ВІЗ-5-9	899	548	1,2	—"

Продолжение станций драгирования ВІЗ-5

I	2	3	4	5	6
3	ВІЗ-5-І4	53	І9	0,7	Стекло вулканич.
4	ВІЗ-5-І6	49	8	0,3	Базальт
5	ВІЗ-5-30	І287	9І0	І,4	—"

Станция драгирования ВІЗ-6

Императорский хребет, гора Юриоку

Начало станции $\varphi=32^{\circ}23,4'$ с.ш. $\lambda=172^{\circ}16,0'$ в.д. Н=4200 мКонец станции $32^{\circ}27,0'$ $172^{\circ}18,3'$ Н=3200 м

№№ п/п	Номер образца	α , 10^{-5} ед.СИ	I_{Σ} , 10^{-3} А/м	Q	Породы
1	ВІЗ-6-2	28	І	0,1	Гиалокластит
2	ВІЗ-6-5	234	42	0,4	Брекчия базальта
3	ВІЗ-6-9	37	8	0,4	Гиалокластит?
4	ВІЗ-6-10	166	581	7,0	Базальт
5	ВІЗ-6-11	1023	1505	2,9	—"
6	ВІЗ-6-12	255	154	1,2	—"
7	ВІЗ-6-13	?	537	?	—"
8	ВІЗ-6-14	689	6862	19,9	—"
9	ВІЗ-6-15	120?	172	2,9	—"
10	ВІЗ-6-16	130?	627	9,6	—"
11	ВІЗ-6-17	455	2437	10,7	—"
12	ВІЗ-6-18	171	474	5,5	—"
13	ВІЗ-6-19	120	214?	3,6	—"
14	ВІЗ-6-22	314	1662	10,6	—" ("бурый")
15	ВІЗ-6-23	626	37	0,1	—" ("рыжий")

Станция драгирования ВІЗ-7

Императорский хребет, гора Дякокуджи

Начало станции $\varphi=31^{\circ}58,0'$ с.ш. $\lambda=172^{\circ}23,0'$ в.д. Н=3800 мКонец станции $31^{\circ}38,5'$ $172^{\circ}22,7'$ Н=3500 м

№№ п/п	Номер образца	α , 10^{-5} ед.СИ	I_{Σ} , 10^{-3} А/м	Q	Породы
1	ВІЗ-7-1	45	28	1,3	Стекло вулканич.
2	ВІЗ-7-2	65?	313	10,1?	—" —"
3	ВІЗ-7-3	?	2524	?	Базальт
4	ВІЗ-7-4	499	5653	22,7	—"
5	ВІЗ-7-5	437	2027	9,3	—"
6	ВІЗ-7-6	431	3710	17,2	—"
7	ВІЗ-7-7	568	469	1,7	—"

Продолжение станции драгирования ВІЗ-7

1	2	3	4	5	6
8	ВІЗ-7-9	894	686	1,5	Базальт
9	ВІЗ-7-11	273	440	3,2	—"
10	ВІЗ-7-13	289	2843	19,7	—"
11	ВІЗ-7-15	911	4164	9,1	—"
12	ВІЗ-7-16	152	1513	19,9	—"
13	ВІЗ-7-17	267	5489	41,1	—"
15	ВІЗ-7-18	278	2419	17,4	—"
16	ВІЗ-7-19	2024	4721	4,7	—"
17	ВІЗ-7-23	384	9303	48,5	—"
18	ВІЗ-7-24	1587	1291	1,6	Долерит
19	ВІЗ-7-25	74	86	2,3	Базальт
20	ВІЗ-7-25а	77	37	1,0	Пироксенит (включ.)
21	ВІЗ-7-27	113	76	1,3	Брекчия базальта
22	ВІЗ-7-29	20	21	2,1	Гиалокластит
23	ВІЗ-7-30	10	7	1,4	—"
24	ВІЗ-7-32	15	21	2,8	—"
25	ВІЗ-7-35	80	30	0,8	Туф

Станция драгирования ВІЗ-9

Императорский хребет, гора Дженкинс

Начало станции $\varphi=30^{\circ}20,3'$ с.ш. $\lambda=173^{\circ}36,2'$ в.д. $H=4200$ мКонец станции $H=4100$ м

№№ п/п	Номер образца	σ , 10^{-5} ед.СИ	$I_{\text{п}}$, 10^{-3} А/м	Q	Породы
1	ВІЗ-9-1	405	2019	10,0	Базальт
2	ВІЗ-9-6	435	481	2,2	—"
3	ВІЗ-9-7	467	1162	5,0	—"
4	ВІЗ-9-9	524	980	3,7	—"
5	ВІЗ-9-11	379	1446	7,6	—"

Станция драгирования ВІЗ-13

Императорский хребет, гора Дженкинс

Начало станции $\varphi=30^{\circ}18,3'$ с.ш. $\lambda=173^{\circ}35,5'$ в.д. $H=4080$ мКонец станции $30^{\circ}17,7'$ $173^{\circ}37,5'$ $H=3480$ м

№№ п/п	Номер образца	σ , 10^{-5} ед.СИ	$I_{\text{п}}$, 10^{-3} А/м	Q	Породы
1	ВІЗ-13-2	146	85	1,2	Стекло вулканическое
2	ВІЗ-13-3	564	2482	8,8	Базальт
3	ВІЗ-13-4	398	4469	22,5	—"

Продолжение станции драгирования ВІЗ-ІЗ

I	2	3	4	5	6
4	ВІЗ-ІЗ-5	604	342	1,1	Базальт
5	ВІЗ-ІЗ-6	459	747I	32,5	—"
6	ВІЗ-ІЗ-7	3I6	85I	5,4	—"
7	ВІЗ-ІЗ-8	530	5902	22,3	—"
8	ВІЗ-ІЗ-9	698	5793	16,6	—"
9	ВІЗ-ІЗ-10	594	7099	23,9	—"
10	ВІЗ-ІЗ-11	498	8306	33,3	—"
11	ВІЗ-ІЗ-12	553	12860	46,5	—"
12	ВІЗ-ІЗ-13	568	7137	25,1	—"
13	ВІЗ-ІЗ-14	464	2917	10.0	—"
14	ВІЗ-ІЗ-15	296	323	2,2	—"
15	ВІЗ-ІЗ-16	757	15520	41,0	—"
16	ВІЗ-ІЗ-17	363	4127	22,7	—"
17	ВІЗ-ІЗ-18	784	4380	11,2	—"
18	ВІЗ-ІЗ-19	580	8590	29,6	—"
19	ВІЗ-ІЗ-20	381	3753	19,7	—"
20	ВІЗ-ІЗ-22	630	13860	44,0	—"
21	ВІЗ-ІЗ-23	247	562	4,6	—"
22	ВІЗ-ІЗ-24	1005	20460	40,7	—"
23	ВІЗ-ІЗ-25	3	7	4,2	—" светлый
24	ВІЗ-ІЗ-26	361	1552	8,6	—"
25	ВІЗ-ІЗ-27	218	760	7,0	—"
26	ВІЗ-ІЗ-28	60	23	0,8	—" бежевый
27	ВІЗ-ІЗ-30	1060	20780	39,3	—"
28	ВІЗ-ІЗ-32	364	3304	18,2	—"
29	ВІЗ-ІЗ-35	552	6516	23,6	—"
30	ВІЗ-ІЗ-37	470	1044	4,4	—"
31	ВІЗ-ІЗ-39	1010	1688	3,3	—"
32	ВІЗ-ІЗ-40	694	892	2,6	—"
33	ВІЗ-ІЗ-41	414	7566	36,6	—"
34	ВІЗ-ІЗ-42	575	1438	5,0	—"
35	ВІЗ-ІЗ-43	543	11490	42,3	—"
36	ВІЗ-ІЗ-44	598	1195	4,0	—"
37	ВІЗ-ІЗ-45	93	919	19,8	—"

Станция драгирования ВІЗ-І4

Императорский хребет, гора Дженкинс

Начало станции $\varphi=30^{\circ}18,5'$ с.ш. $\lambda=173^{\circ}40,0'$ в.д. Н=2500 мКонец станции $30^{\circ}20,0'$ $173^{\circ}41,2'$ Н=2360 м

№№ п/п	Номер образца	α , 10^{-5} ед.СИ	$I_{\Pi 3}$, 10^{-3} А/м	Q	Породы
1	ВІЗ-І4-1	54	15	0,6	Гиалокластит?
2	ВІЗ-І4-3	347	1054	6,1	Базальт
3	ВІЗ-І4-4	217	413	3,8	—
4	ВІЗ-І4-5	19	5	0,5	Гиалокластит?

Станция драгирования ВІЗ-І8

Императорский хребет, гора Колахан

Начало станции $\varphi=31^{\circ}01,2'$ с.ш. $\lambda=175^{\circ}45,7'$ в.д. Н=3400 мКонец станции $31^{\circ}00,3'$ $175^{\circ}51,2'$ Н=2900 м

№№ п/п	Номер образца	α , 10^{-5} ед.СИ	$I_{\Pi 3}$, 10^{-3} А/м	Q	Породы
1	ВІЗ-І8-5	73	22	0,6	Гиалокластит
2	ВІЗ-І8-6	1050	1503	2,9	Базальт
3	ВІЗ-І8-7	220	1878	17,0	—
4	ВІЗ-І8-8	621	327	1,1	—
5	ВІЗ-І8-14	311	7540	48,5	Анкармит (шлиф)
6	ВІЗ-І8-15	489	8670	35,5	Базальт
7	ВІЗ-І8-19	239	2266	19,0	—
8	ВІЗ-І8-20	203	2223	21,9	Анкармит (шлиф)
9	ВІЗ-І8-21	412	2910	14,1	Базальт
10	ВІЗ-І8-22	143	1001	14,0	—
11	ВІЗ-І8-23	227	1070	9,4	—

Станция драгирования ВІЗ-І9

Императорский хребет, гора Колахан

Начало станции $\varphi=31^{\circ}01,2'$ с.ш. $\lambda=175^{\circ}50,3'$ в.д. Н=1900 мКонец станции $31^{\circ}01,0'$ $175^{\circ}51,2'$ Н=1300 м

№№ п/п	Номер образца	α , 10^{-5} ед.СИ	$I_{\Pi 3}$, 10^{-3} А/м	Q	Породы
1	ВІЗ-І9-2	1586	1101	1,4	Трахит
2	ВІЗ-І9-3	1114	487	0,9	—
3	ВІЗ-І9-6	406	2181	10,7	Базальт
4	ВІЗ-І9-8	424	2166	10,2	—
5	ВІЗ-І9-9	614	2735	8,9	—
6	ВІЗ-І9-10	457	1387	6,1	—
7	ВІЗ-І9-12	478	9920	41,5	—

На горе Юриоку /Императорские горы/ были подняты образцы на двух станциях драгирования ВІЗ-5 и ВІЗ-6. Плотные афировые базальты, подняты на ст. ВІЗ-5, в основном, не играют существенной роли в магнитоактивном слое этого района. Магнитная восприимчивость их для обр. ВІЗ-5/І4 и ВІЗ-5/І6 очень низкая и не характерна для базальтов; χ составляет І4-І6 ед.СИ; для обр. ВІЗ-5/2, -5/8 и -5/30 получены обычные значения / $\chi = 350-740$ ед.СИ/; для обр. ВІЗ-5/9 - значения магнитной восприимчивости даже завышены, при очень низких значениях остаточной намагниченности / таб. І /.

В драгированных породах станции ВІЗ-6 характерно наличие двух видов базальтов, различающихся по магнитным свойствам: слабомагнитных - обр. ВІЗ-6/2, -6/6, -6/9, -6/І0, -6/І2, -6/І3, -6/І5, -6/І6, -6/І9А, -6/23 - с наибольшими значениями магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности и базальтов - обр. ВІЗ-6/І4, -6/І7, -6/І8, -6/І9, -6/2І, -6/22, в которых при обычных средних значениях магнитной восприимчивости/ сотни ед.СИ/ остаточная намагниченность на порядок выше / тысячи А/м/. Для обр. ВІЗ-6/І7 были проведены дополнительные исследования в связи с выяснением роли лерцолитового включения в величине намагниченности базальтов. Оказалось, что лерцолиты в базальте не изменяют величины остаточной намагниченности.

На ст. ВІЗ-7 г. Дякоуджи была поднята драга с базальтами, в которой аналогично ст. ВІЗ-6 все породы по магнитным свойствам можно разделить на два типа: с аномальными значениями естественной остаточной намагниченности / обр. ВІЗ-7/3, -7/4, -7/6, -7/І5, -7/І6, -7/І7, -7/23, и 7/24 значения которой составляют в среднем тысячи А/м, при обычных величинах магнитной восприимчивости/ сотни ед.СИ/ и базальты с обычными значениями магнитных характеристик /таб. І /.

Следует отметить, что сходство пород на. ст. ВІЗ-6 и ВІЗ-7 не ограничивается их магнитными свойствами, гипсометрически они находятся

на одном уровне. Базальты ст. ВІЗ-6 и ВІЗ-7 с аномально большими значениями естественной остаточной намагниченности при их достаточной мощности могут быть источником сильной магнитной аномалии обоих знаков.

Базальты ст. ВІЗ-9 /обр. ВІЗ-9/І, -9/6, -9/7, -9/9, -9/ІІ/ - однородны по своим магнитным свойствам, средние значения магнитной восприимчивости /сотни ед.СИ/, остаточной намагниченности /более тысячи А/м и только для обр. ВІЗ-9/6 величина EON составляет 434 А/м. Размагничивание переменным магнитным полем показало, что вектор J_n для тонкопористого базальта /обр. ВІЗ-9/6/ не стабилен и в $\tilde{H} = 150 \times 10^{-4} T$ он теряет более 70% своей величины, что, вероятно, связано с существенными вторичными изменениями породы.

Все базальты ст. ВІЗ-ІЗ сильномагнитны, значения величины остаточной намагниченности на порядок, а для обр. ВІЗ-ІЗ/І6, -ІЗ/30, -ІЗ-4Іи -ІЗ/43, на два порядка больше магнитной восприимчивости их. Фактор Кенигсбергера значительно больше единицы и составляет значения в среднем 40, что позволяет считать эти породы возможным источником аномального магнитного поля и любого знака.

На станции драгирования ВІЗ-І4 поднято немного пород, они слабомагнитны и не вносят существенного вклада в аномальное магнитное поле. Следует отметить, что все так называемые "рыжие" базальты слабомагнитны в результате их вторичных изменений, которые привели к почти полному исчезновению первичных ферромагнитных минералов. Для обр. ВІЗ-І4/І было проведено размагничивание переменным магнитным полем, которое подтвердило наше предположение, установив многокомпонентность вектора EON /рис. І /. В то же время свежий тонкопористый базальт (обр. ВІЗ-І4/3) характеризуется повышенными значениями остаточной намагниченности, характерными для неизмененных базальтов.

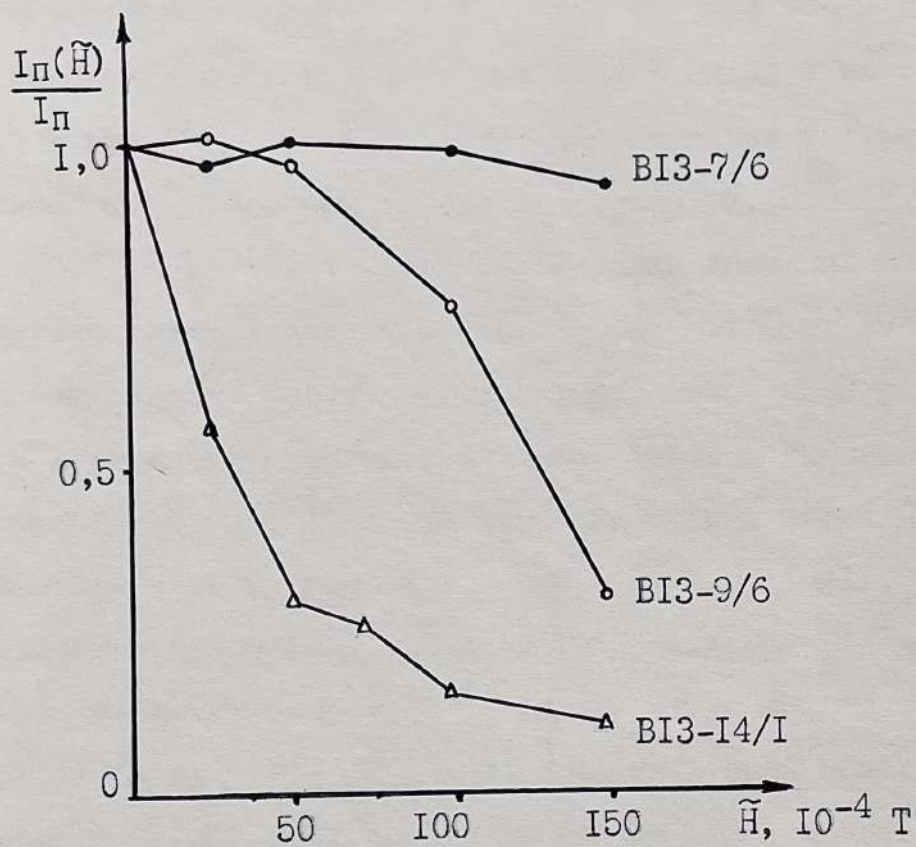


Рис. 1. Размагничивание переменным магнитным полем естественной остаточной намагниченности вулканогенных пород Императорских гор.

Базальты ст. ВІЗ-І8/г. Колахан/представлены преимущественно порфировыми оливиновыми базальтами, иногда пористыми /обр. ВІЗ-І8/І4, -І8/І5, -І8/І9, -І8/20, -І8/2І/. Для большинства образцов за исключением обр. ВІЗ-І8/5, -І8/8, -І8/22 и -І8/23 естественная остаточная намагниченность преобладает над индуктивной, фактор Q имеет завышенные значения , что при значительной мощности этих пород может внести существенный вклад в магнитоактивный слой. Для пород ст. ВІЗ-І9/г. Колахан/характерны большие значения магнитной восприимчивости, чем для пород ст. ВІЗ-І8 /обр. -І9/2, -І9/7, -І9/8, -І9/9. Особенно большие значения магнитной восприимчивости отмечены для трахитов - обр. -І9/2 и -І9/3, -І9/8, -І9/9, но заниженные величины естественной остаточной намагниченности, что определяет небольшие значения фактора Кенигсбергера. В целом базальты ст. ВІЗ-І9 достаточно магнитны и могут быть источником магнитного поля. Для обр. -І9/6, -І9/7, - І9/І2, -І9/І4 оказалось возможным провести ориентировку в плоскости /"верх-низ"/ по ряду морфологических признаков и отрыву от коренного залегания, что позволило для этих образцов определить знак намагниченности, а следовательно, полярность магнитного поля, в котором они формировались. Намагниченность пород образцов ВІЗ-І9/6 и -І9/7 оказалась противоположно направленной современному магнитному полю, что, во-первых, позволяет считать их намагниченными в период обратной полярности геомагнитного поля и, во-вторых, возможно они одновозрастны.

Ориентированные "верх-низ" образцы ВІЗ-І9/І2 и -І9/І4 оказались намагничены противоположно; обр. -І9/І2 - обратно современному магнитному полю, обр. -І9/І4 - по полю, что позволяет считать их неодновозрастными, намагниченными в разные эпохи полярности геомагнитного поля.

Осадочные породы

Осадки колонки ст. ВІЗ-І7 все намагничены по направлению современного магнитного поля. Величина остаточной намагниченности (ЕОН) в среднем составляет 20×10^{-3} А/м, причем слой с 15-50 см характеризуется повышенным значением ЕОН. Сопоставление поведения двух магнитных параметров ЕОН и магнитной восприимчивости (χ) позволяет считать, что это повышение ЕОН связано с изменением состава ферромагнитной фракции - увеличением ее. Ниже 75 см величина ЕОН в среднем составляет 20×10^{-3} А/м и только на горизонте 150-175 см наблюдается синхронное уменьшение естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости, указывая на изменение количества ферромагнитной фракции в этом слое. В целом в разрезе колонки ст. ВІЗ-І7 отмечается довольно однородный состав ферромагнитной фракции, что нашло отражение в отсутствии резких колебаний значений ЕОН по разрезу.

Магнитная восприимчивость χ для первого отрезка колонки 5-75 см в среднем составляет около $20 \times 4 \pi \cdot 10^{-5}$ ед.СИ, для двух других отрезков - значение χ больше по величине и составляют $30 \times 4 \pi \cdot 10^{-5}$ ед.СИ за исключением уже упомянутого горизонта 150-175 см с уменьшением значений χ до 15 и в слое 85-100 см до 20. В целом значения магнитной восприимчивости для сильно влажных /водонасыщенных/ осадков большие и довольно однородные, что свидетельствует, с одной стороны, об отсутствии здесь существенных перерывов в осадконакоплении, и, во-вторых, о постоянстве источника поставки осадочного материала в этом районе.

Лабораторные исследования стабильности вектора ЕОН - размагничивание переменным магнитным полем с шагом 25×10^{-4} Т и максимальной амплитудой $150-200 \times 10^{-4}$ Т показало, что осадки магнитостабильны и могут быть использованы для палеомагнитных построений /рис. 2 /.

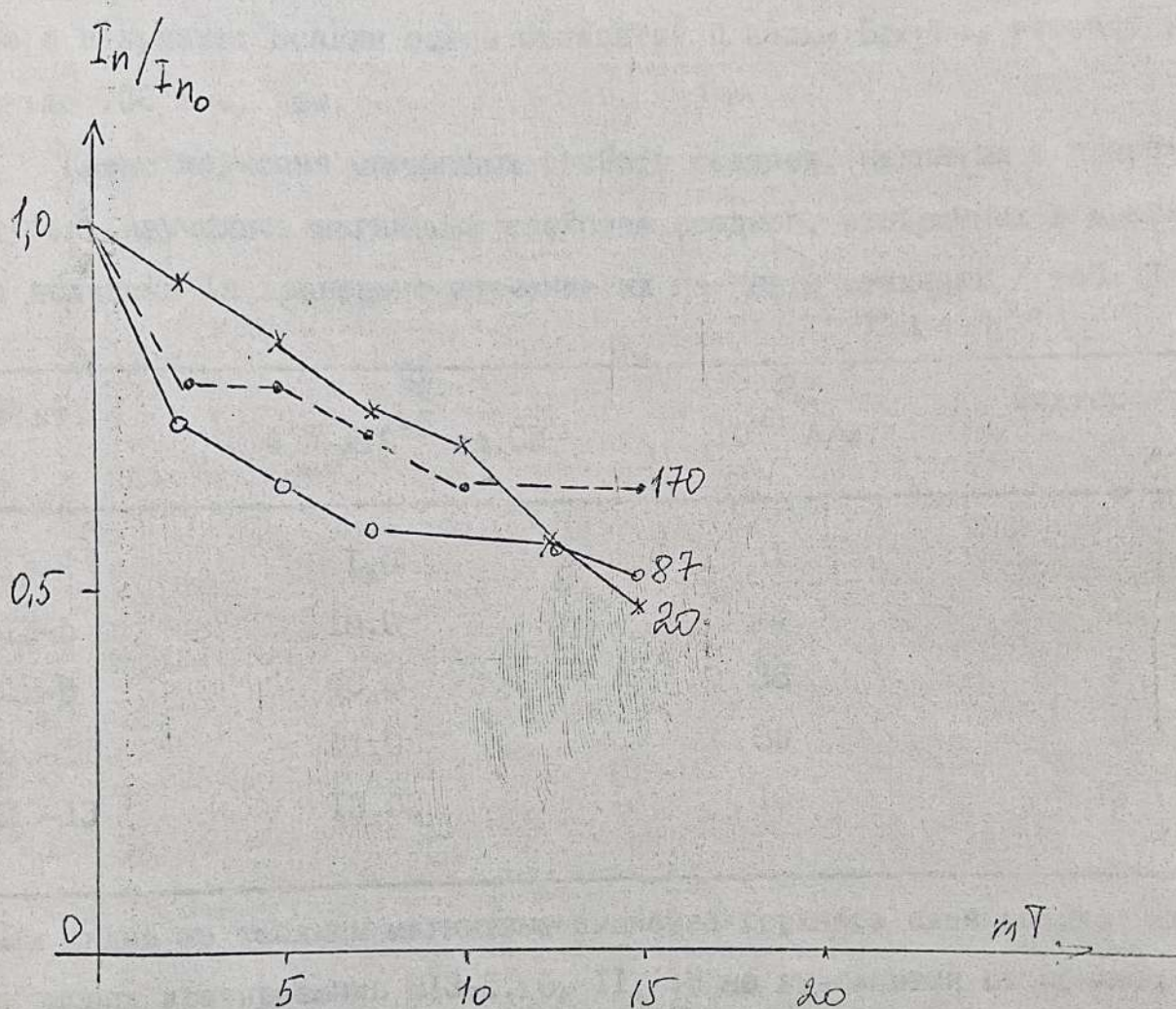


Рис. 10.2. Размагничивание переменным магнитным полем осадочных пород колонки ст В13-17.

Выдержанность значений угла наклона и его повышенные значения косвенно свидетельствуют о молодом возрасте изучаемых осадков. Аномальное поведение угла наклона по разрезу колонки связано с погрешностями выталкивания колонки из трубки. Все осадки относятся к одной зоне прямой полярности. В результате изучения магнитных свойств осадков колонки ст. ВІЗ-І7 можно сделать следующее заключение о возрасте: осадки здесь относятся к эпохе Брунес, возраст их меньше 700 тыс. лет.

Кроме изучения магнитных свойств осадков, поднятых с помощью трубок, изучались магнитные свойства осадков, отобранных в драгах. На полигоне Іа проведено изучение их на ~~пяти~~ станциях / таб. 2 /.

Таблица 2

№ ст.	χ $4 \pi \cdot 10^{-5}$ ед.СИ	J_n 10^{-3} А/м	Фактор Q
ВІЗ-2	1,0	1	2
ВІЗ-5	10,0	2	1
ВІЗ-6	40,0	36	2
ВІЗ-ІІ	11,0	30	3
ВІЗ-ІЗ	13,0	10	13

Как видно из таблицы магнитные свойства верхнего слоя осадков на станциях драгирования ВІЗ-5, 6, ІІ, ІЗ не выделяются от обычных пелагических илов.

Плотность

Плотность горных пород, полностью насыщенных водой и свободных от газовой фазы, зависит от пористости / n /, удельного веса / минералогической плотности или плотности твердой фазы / γ / и плотности порового раствора / $\gamma_{\text{в}}$ /: $\rho = \gamma - n / \gamma - \gamma_{\text{в}}$ / . Плотность морской воды, заполняющей поры, с учетом давления, температуры,

солености определена из океанографических таблиц. При температуре 20°C плотность порового раствора приблизительно равна $1,03 \text{ г/см}^3$.

Удельный вес основных породообразующих минералов - от $1,92$ до $3,27 \text{ г/см}^3$, базальтового стекла - $2,80 \text{ г/см}^3$.

Плотность слаболитифицированных вулканогенно-осадочных пород и осадков /обр. ВІЗ-2/48, -7/35, -18/1 и -18/4 / находится в интервале от $1,53$ до $1,58 \text{ г/см}^3$ /табл.І2 /. Железо-марганцевые конкреции, корки и осадки пропитанные гидроокислами Fe и Mn /обр. ВІЗ-19/14, -19/8, -7/8 и др. / имеют плотность от $1,64$ до $1,96 \text{ г/см}^3$. Плотность конкреций без ядер - $1,95 \text{ г/см}^3$. Относительно высокой плотностью $2,17 \text{ г/см}^3$ / обладают органогенные известняки /обр. ВІЗ-4/21 /.

Плотность вулканических брекчий / от $1,64$ до $2,37 \text{ г/см}^3$ / отражает состав и пористость обломков, соотношение их с цементом, а также характер вторичных преобразований. Минимальная плотность характерна для пород полностью замещенных смектитом.

Плотность вулканических пород в основном зависит от пористости, степени кристаллизации и минерального состава, изменялась от $1,78 \text{ г/см}^3$ /пористое вулканическое стекло - обр. ВІЗ-7/1 / до $2,85 \text{ г/см}^3$ /массивный базальт - обр. ВІЗ-4/1 /.

Фосфорит /обр. ВІЗ-13/47 / имеет плотность $2,82 \text{ г/см}^3$. Распределение вулканических горных пород отражено на гистограмме /рис.І2/.

Выделяются две группы пород: а) вулканокластиты, пористые пиллоу базальты и трахиты с плотностью $1,9-2,5 \text{ г/см}^3$ и б) массивные базальты плотность которых - $2,6 - 2,9 \text{ г/см}^3$.

Скорость звука

В исследованных горных породах скорость звука изменяется от $1,75$ до $5,62 \text{ км/с}$. Изменение скорости вызвано вариациями трех параметров: модуля всестороннего сжатия K ; модуля сдвига μ ; и плотности ρ . Модули связаны со скоростью волн сжатия V_p уравнением

$$V_p = [(K + 4/3 \mu) / \rho]^{1/2}.$$

В слаболитифицированных и рыхлых вулканогенно-осадочных породах скорость звука / 1,73-1,99 км/с / возрастает с увеличением размера слагающих их частиц и уплотнением /табл. 12 / . Литифицированные органические известняки характеризуются скоростью звука - 3,43 км/с. В железо-марганцевых корках и конкрециях скорость изменяется от 1,79 до 2,15 км/с.

Скорость звука в вулканических брекчиях - 1,98-3,0 км/с зависит, в основном, от процентного соотношения обломков и цементирующей массы, а также степени смектитизации последней. Второстепенная роль вещественного состава обломков возрастает при увеличении их количества и размера.

Скорость звука в базальтах и трахитах находится в обратной зависимости от пористости. Заполняющий поры раствор имеет более высокую сжимаемость, чем минеральные частицы скелета породы, Объем жидкости достигает в наиболее пористых стеклах /обр. В13-7/1 / $h = 50\%$ от объема породы.

Фосфориты характеризуются скоростью звука - 5,53 км/с. На гистограмме распределения значений скорости в вулканических породах /рис. 12 / выделяются две группы пород - 2,0-4,0 км/с и 4,5-5,5 км/с. Первая группа включает брекчии, пористые базальты и трахиты. Вторая группа объединяет массивные базальты.

Естественная радиоактивность

Измеренная относительная величина γ -активности является разностью зарегистрированной суммарной интенсивности потоков γ -квантов создаваемых рассеянными в горных породах основными радиоактивными элементами - U , Th и K и минимальным значением установленным в толлеитовых базальтах /обр. В13-2/15 / . Полученные данные могут быть использованы только для предварительной грубой

оценки радиоактивности.

В магматических горных породах интервал изменения χ составляет 150 отн.ед. Минимальные значения 0,1-34,0 отн.ед. характеризуют толлеитовые базальты. Гавайиты и трахиты имеют более высокую радиоактивность 25-155 отн.ед., возрастающую от субщелочных к щелочным разностям, что связано, вероятно, с ростом содержания К. Максимальные значения (211-444 отн.ед.) установлены в железо-марганцевых конкрециях и корках. Их радиоактивность возрастает от внутренних частей (обр. ВІЗ-І4/26б) к периферии (обр. ВІЗ-І4/26а), а также по мере переработки Fe-Mn гидроокислами реликтовых ядер конкреций.

Предварительные выводы

Магнитные свойства коренных пород в районе южной цепи Императорских гор показали, что наиболее сильномагнитными являются породы, драгированные на ст. ВІЗ-4, ВІЗ-7, ВІЗ-ІЗ, ВІЗ-І8 и ВІЗ-І9 в пределах гг. Камму, Юриоку, Дякокуджи и Колахан и представленные базальтами и анкарамитами. Из них наиболее магнитными оказались базальты, драгированные на юго-западном склоне г. Камму (ст. ВІЗ-4 и ВІЗ-2) и г. Дженкинс (ст. ВІЗ-ІЗ, табл. І). Трахиты, поднятые с привершинных участков г. Колахан, обладают высокими значениями магнитной восприимчивости и небольшой по величине ЕОН, которые для этого типа пород были отмечены ранее при проведении глубоководного бурения в пределах возв. Хесса /9/. Следует отметить, что большинство пород южного фланга Императорских гор по магнитным свойствам сопоставимы с породами, слагающими северную цепь Императорских гор (гг. Сейко, Нинтоку, Оджин) /5/.

Выполненные исследования магнитных свойств пород показали, что они могут быть, при достаточной мощности, источниками аномального магнитного поля значительной амплитуды любого знака.

Палеомагнитные исследования, выполненные по четырем образцам анкарамитов со станции драгирования ВІЗ-І9, показали, что эти породы разновозрастны, т.к. приобрели намагниченность в различные эпохи полярности геомагнитного поля.

Восточно-Тихоокеанское поднятие (полигон I,2 и профиль CI)

На Восточно-Тихоокеанском поднятии и в зоне восточного продолжения разлома Клиппертон были изучены магнитные свойства коренных пород, драгированных на 8 станциях и представленных неизменными базальтами, долерито-базальтами и долеритами. К востоку от осевой зоны ВТП проведено изучение афировых и микропорфировых вариолит-оливин-пироксен-плагиоклазовых базальтов (ст. ВІЗ-30,-3І).

Магнитные характеристики их имеют обычные для молодых, неизменных базальтов значения магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности (табл.3,4). Следует отметить, что в обр. ВІЗ-30/І0 наличие магнитных включений резко изменило значения магнитных параметров (I_n, χ, Q , табл.3).

Базальты ст. ВІЗ-30, по-видимому, очень молодые, так как по магнитным характеристикам в них не обнаружено вторичных изменений. Все поднятые на этой станции породы имеют значения фактора Q больше обычных ($Q_{cp}=55$), что дает основание считать их источниками высокоамплитудного аномального магнитного поля обоих знаков.

Пиллоу-лавы ст. ВІЗ-3І, представленные гломес-порфир-оливин-пироксен-плагиоклазовыми и афировыми базальтами, ещё более магнитны, значения ЕОН для них выше, чем для пород ст. ВІЗ-30, особенно большое значение отмечено у обр. ВІЗ-3І/6 (представленного афировыми базальтами) $EON=33000$, $Q=70$.

Менее магнитны микропорфировые оливин-плагиоклазовые базальты ст. ВІЗ-46. Для них характерны пониженные значения магнитной восприимчивости, почти на порядок по сравнению с вышеизученными пиллоу-лавами ($\chi_{cp}=90 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, табл.4) при обычных значениях ЕОН. Наиболее магнитной породой на этой станции оказался образец ВІЗ-46/5.

Для станции драгирования ВІЗ-47 оливин-содержащие долериты имеют высокие значения магнитной восприимчивости — тысячи $\cdot 10^{-5}$ ед. СИ. В то же время естественная остаточная намагниченность этих долеритов составляет 8-20 тысяч 10^{-3} А/м, иначе говоря, численные значения магнитных параметров достаточно велики и свидетельствуют, во-первых, о большой концентрации в них ферромагнетика и, во-вторых, о неизменном его состоянии.

Таблица 3.

Станция драгирования ВІЗ-30

Восточно-Тихоокеанское поднятие

Начало станции $\varphi = 12^{\circ}42,1' \text{ с. ш.}$ $\lambda = 103^{\circ}51,2' \text{ з. д.}$ Н=2660 мКонец станции $12^{\circ}42,3'$ $103^{\circ}52,5'$ Н=2570 м

№№ п/п	Номер образца	σ , 10^{-5} ед.СИ	$I_{\text{п}}$, 10^{-3} А/м	Q	Породы
1	ВІЗ-30-І	390	4260	21,8	Базальт
2	ВІЗ-30-Іа	66	867	26,2	— стекловатый
3	ВІЗ-30-2	673	38800	115,3	—
4	ВІЗ-30-3	199	7190	72,2	—
5	ВІЗ-30-4	497	8760	35,2	—
6	ВІЗ-30-ІОа	317	5990	37,8	—
7	ВІЗ-30-ІОб	616	10950	35,5	—
8	ВІЗ-30-ІОв	150	2670	35,7	—

Станция драгирования ВІЗ-3І

Восточно-Тихоокеанское поднятие

Начало станции $\varphi = 12^{\circ}41,7' \text{ с. ш.}$ $\lambda = 103^{\circ}52,3' \text{ з. д.}$ Н=2660 мКонец станции $12^{\circ}42,2'$ $103^{\circ}51,9'$ Н=2620 м

№№ п/п	Номер образца	σ , 10^{-5} ед.СИ	$I_{\text{п}}$, 10^{-3} А/м	Q	Породы
1	ВІЗ-3І-І	176	10620	120,4	Базальт
2	ВІЗ-3І-2	1580	25000	31,6	—
3	ВІЗ-3І-4	156	9140	117,2	—
4	ВІЗ-3І-6	930	33000	70,9	—
5	ВІЗ-3І-7	163	10070	123,7	—
6	ВІЗ-3І-8	186	13700	147,2	—

Станция драгирования ВІЗ-46

Восточно-Тихоокеанское поднятие

Начало станции $\varphi = 12^{\circ}46,3' \text{ с. ш.}$ $\lambda = 103^{\circ}55,2' \text{ з. д.}$ Н=2690 мКонец станции $12^{\circ}46,5'$ $103^{\circ}56,1'$ Н=2580 м

№№ п/п	Номер образца	σ , 10^{-5} ед.СИ	$I_{\text{п}}$, 10^{-3} А/м	Q	Породы
1	ВІЗ-46-І	67	4040	121,4	Базальт
2	ВІЗ-46-2	76	3340	88,5	—
3	ВІЗ-46-3	72	2880	79,9	—
4	ВІЗ-46-4	60	2150	71,9	—
5	ВІЗ-46-5	172	15180	177,0	—
6	ВІЗ-46-6	76	3070	80,4	—

Станция драгирования ВІЗ-47

Восточно-Тихоокеанское поднятие

Начало станции $\varphi = 12^{\circ}46,2' \text{ с.ш.}$ $\lambda = 103^{\circ}56,3' \text{ з.д.}$ $H = 2630 \text{ м}$ Конец станции $12^{\circ}46,5'$ $103^{\circ}57,7'$ $H = 2600 \text{ м}$

№ п/п	Номер образца	σ , 10^{-5} ед.СИ	I , 10^{-3} А/м	Q	Породы
1	ВІЗ-47-1	3790	16050	8,5	Долерит
2	ВІЗ-47-2	2900	11930	8,2	—"
3	ВІЗ-47-3	1220	8930	14,6	Долерито-базальт
4	ВІЗ-47-4	1920	16940	17,6	Базальт
5	ВІЗ-47-5	3910	8850	4,5	Микродолерит
6	ВІЗ-47-6	2140	8880	4,3	Базальт
7	ВІЗ-47-7	3550	19250	10,9	Долерито-базальт
8	ВІЗ-47-8а	2100	19670	18,7	Микродолерит
9	ВІЗ-47-8б	2150	7390	6,9	—"
10	ВІЗ-47-9	1710	12930	15,1	Долерито-базальт
11	ВІЗ-47-10	2080	13240	12,7	—"
12	ВІЗ-47-11	2120	14260	13,4	Базальт
13	ВІЗ-47-12	645	7390	22,9	—"
14	ВІЗ-47-13	1790	14420	16,1	—"
15	ВІЗ-47-14	1360	11950	17,6	—"

Станция ВІЗ-48 (дночерпатель)

Восточно-Тихоокеанское поднятие

Координаты станции $\varphi = 12^{\circ}47,5' \text{ с.ш.}$ $\lambda = 103^{\circ}56,2' \text{ з.д.}$ $H = 2580 \text{ м}$

1	2	3	4	5	6
1	ВІЗ-48-1	304	18050	119,0	Базальт

Станция драгирования ВІЗ-57

Восточно-Тихоокеанское поднятие

Начало станции $\varphi = 12^{\circ}50,0' \text{ с.ш.}$ $\lambda = 103^{\circ}57,0' \text{ з.д.}$ $H = 2630 \text{ м}$ Конец станции $12^{\circ}50,2'$ $103^{\circ}57,2'$ $H = 2600 \text{ м}$

1	2	3	4	5	6
1	ВІЗ-57-1	204	10400	102,0	Базальт
2	ВІЗ-57-3	246	17100	139,2	—"
3	ВІЗ-57-4	328	19600	120,0	—"
4	ВІЗ-57-5	168	13120	156,0	—"
5	ВІЗ-57-7	640	35160	110,0	Долерито-базальт
6	ВІЗ-57-8	534	4680	17,5	Базальт
7	ВІЗ-57-9	639	23900	74,8	—"
8	ВІЗ-57-10	2150	17940	16,7	—"
9	ВІЗ-57-12	231	11300	98,0	—"

Станция драгирования ВІЗ-66

Восточно-Тихоокеанское поднятие

Начало станции $\varphi=10^{\circ}21,7'$ с.ш. $\lambda=103^{\circ}44,6'$ з.д. Н=3200 мКонец станции $10^{\circ}21,2'$ $103^{\circ}44,7'$ Н=3000 м

№ п/п	Номер образца	σ , 10^{-5} ед.СИ	I_p , 10^{-3} А/м	Q	Породы
1	ВІЗ-66-1	745	11870	31,9	Базальт
2	ВІЗ-66-2	151	3950	52,3	—"
3	ВІЗ-66-3	493	4850	19,7	—"
4	ВІЗ-66-4	447	10930	48,9	—"
5	ВІЗ-66-5	1010	160000	316,0	—"
6	ВІЗ-66-6	272	12290	90,4	—"
7	ВІЗ-66-7	388	9190	47,3	—"
8	ВІЗ-66-8	444	10950	49,4	—"
9	ВІЗ-66-9	579	7040	24,3	—"

Станция драгирования ВІЗ-67

Восточно-Тихоокеанское поднятие

Начало станции $\varphi=10^{\circ}19,1'$ с.ш. $\lambda=103^{\circ}43,1'$ з.д. Н=3330 мКонец станции $10^{\circ}18,9'$ $103^{\circ}42,3'$ Н=3240 м

1	2	3	4	5	6
1	ВІЗ-67-1	1470	38210	51,9	Базальт
2	ВІЗ-67-2	710	30940	87,3	—"
3	ВІЗ-67-3	630	20110	63,8	—"
4	ВІЗ-67-5	765	23770	62,1	—"
5	ВІЗ-67-6	876	24000	54,7	—"

Станция драгирования ВІЗ-70

Зона разлома Сикейрос

Начало станции $\varphi=9^{\circ}45,1'$ с.ш. $\lambda=99^{\circ}59,7'$ з.д. Н=3770 мКонец станции $9^{\circ}44,2'$ $100^{\circ}01,5'$ Н=3660 м

1	2	3	4	5	6
1	ВІЗ-70-1	170	2816	33,0	Базальт

Следует отметить, что при больших значениях магнитных параметров, для этих пород соотношение остаточной и индуктивной намагниченностей невелико, на порядок меньше, чем для других пород, драгированных в этом районе. И тем не менее, эти породы могут быть источником сильной магнитной аномалии.

Различия в магнитных характеристиках пород для близлежащих станций драгирования ВІЗ-46 и ВІЗ-47 могут быть связаны с различными условиями их охлаждения и в конечном счете с величиной зерен ферромагнитных минералов.

Оливин-содержащий микродолерит ст. ВІЗ-48 сильно магнитен, значения $\mathcal{X}$ и ЕОН характеризуют его свежий, неизмененный состав (см. табл. 4)

Магнитные свойства афировых и плагиофировых базальтов, драгированных на ст. ВІЗ-57, характерны для неизмененных пород, исключение составляет обр. ВІЗ-57/7, значение ЕОН выше среднего, $Q = 110$. Породы на этой станции могут быть источником сильной магнитной аномалии, знак которой, по-видимому, положительный.

Базальты, поднятые трубкой (ст. ВІЗ-63) очень похожи по магнитным свойствам на базальты ст. ВІЗ-46.

Ферробазальты ст. ВІЗ-67 (полигон 2) почти не отличаются по магнитным свойствам от базальтов ст. ВІЗ-66, для них значения магнитной восприимчивости составляют $630-1470 \times 10^{-5}$ ед. СИ, ЕОН $-20000-30000 \times 10^{-3}$ А/м. Большие численные значения остаточной намагниченности и средние для базальтов значения магнитной восприимчивости свидетельствуют об отсутствии вторичных изменений в составе ферромагнитной фракции.

Ферробазальты, драгированные на ст. ВІЗ-66 также сильно магнитные. Особенно выделяется обр. ВІЗ-66/5, ЕОН для него около $160\ 000 \times 10^{-3}$ А/м, в то время, как для других пород этого района максимальные

Таблица 4.

Магнитные свойства базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия
(13 рейс НИС "Академик Александр Виноградов")

Станция драгиро- вания	Кол-во образ- цов	α , 10^{-5} ед.СИ	I_H , 10^{-3} А/м	Фактор Q
В13-30	8	360 66-673	9940 867-38800	55,2 21,8-115,3
В13-31	6	530 156-1580	16900 9140-33000	63,9 31,6-147,2
В13-46	6	90 60-172	5110 2150-15180	114,0 71,9-177,0
В13-47	15	2230 645-3790	12800 7390-19670	11,5 4,3-22,9
В13-48	1	300	18000	120,0
В13-57	9	570 168-2150	17000 4680-35160	59,7 17,5-156,0
В13-66	9	500 151-1010	25700 3950-160000	103,0 19,7-316,0
В13-67	5	890 630-1470	27400 20110-38210	61,6 51,9-87,3

значения ЕОН составляют тысячи – десятки тысяч $\times 10^{-3}$ А/м. Для пород этой станции характерно наличие сильномагнитных включений, которые резко изменяют значения остаточной намагниченности.

В целом магнитные свойства пород, драгированных на Восточно-Тихоокеанском поднятии свидетельствуют о свежем неизменном облике их.

Для 1 и 2 полигонов были сопоставлены магнитные свойства пород из различных частей Восточно-Тихоокеанского поднятия.

В таблице 5 приведены значения магнитных параметров для одинаковых пород, драгированных в восточной, осевой и западных частях ВТП. Наиболее магнитными оказались породы из западной части ВТП: магнитная восприимчивость как у афировых базальтов, так и у долеритов на порядок выше, чем для тех же пород из осевой и восточной частей.

Ферробазальты, драгированные на полигоне 2, ст. ВІЗ-66 и ВІЗ-67, также отличаются по магнитным свойствам в зависимости от того, в какой части разлома они взяты (таблица 4).

Таблица 5

В Т П								
Восточная часть ст. ВІЗ-30,31			Осевая часть ст. ВІЗ-46,48,57			Западная часть ст. ВІЗ-47,63		
χ eg. см	J_n А/М		χ eg. см	J_n А/М		χ eg. см	J_n А/М	
Афировые базальты	235	6700	Афировые базальты	640	24000	Афировые базальты	1700	12000
			Долериты	640	35000	Долериты	2700	23000

Зона разлома Кларин

В 13 - ом рейсе нис "Академик А.Виноградов" зона разлома Кларин изучена на трех участках, которые расположены на протяжении около 1500 км вдоль разлома. На восточном участке разлома вблизи его пересечения с ВП выполнено 3 станции драгирования (В13-76, В13-77, В13-79), на центральном - 3 драгирования (В13-84, В13-85 и В13-87) и западнее - 4 станции драгирования (В13-91, В13-92, В13-94, В13-95).

Коренные породы, драгированные в пределах вышеперечисленных станций, представлены подушечными лавами базальтов со стекловатыми бурьми корками вулканического стекла, в различной степени измененные вторичными процессами.

Реже породы представлены долерито-базальтами и микродолеритами, которые, вероятно, являются внутренними частями лавовых потоков.

Магнитные свойства пород, драгированных в зоне разлома Кларин, изучены по 48 образцам, результаты исследований приведены в табл.6,7.

В пределах восточного участка изучены магнитные свойства базальтов, для которых определены близкие между собой значения магнитной восприимчивости (в среднем $150-190 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ), но разные величины ЕОН.

В базальтах станции В13-79 отмечены наибольшие значения ЕОН, которая в обр.В13-79/1 достигает $7800 \cdot 10^{-3}$ А/м (табл.6).

Наименьшая величина намагниченности установлена в базальтах станции В13-76. Промежуточные значения ЕОН и факто-

Таблица 6.

Станция драгирования ВІЗ-76

Зона разлома Кларион

Начало станции $\varphi = 18^{\circ}06,7' \text{ с.ш.}$ $\lambda = 120^{\circ}04,4' \text{ з.д.}$ $H = 3520 \text{ м}$ Конец станции $18^{\circ}05,8'$ $120^{\circ}05,0'$ $H = 3220 \text{ м}$

№ п/п	Номер образца	$\alpha, 10^{-5} \text{ ед.СИ}$	$I_{\text{п}}, 10^{-3} \text{ А/м}$	Q	Породы
1	ВІЗ-76-1	105	550	10,5	Базальт
2	ВІЗ-76-2	266	3246	24,4	"
3	ВІЗ-76-3	69	609	17,6	"
4	ВІЗ-76-14	30	304	0,3	Корка ЖМВ

Станция драгирования ВІЗ-77

Зона разлома Кларион

Начало станции $\varphi = 18^{\circ}32,0' \text{ с.ш.}$ $\lambda = 121^{\circ}29,6' \text{ з.д.}$ $H = 4600 \text{ м}$ Конец станции $18^{\circ}30,6'$ $121^{\circ}30,9'$ $H = 4170 \text{ м}$

1	2	3	4	5	6
1	ВІЗ-77-1	152	2876	37,9	Базальт

Станция драгирования ВІЗ-79

Зона разлома Кларион

Начало станции $\varphi = 18^{\circ}20,7' \text{ с.ш.}$ $\lambda = 121^{\circ}31,3' \text{ з.д.}$ $H = 4160 \text{ м}$ Конец станции $18^{\circ}19,3'$ $121^{\circ}32,6'$ $H = 4020 \text{ м}$

1	2	3	4	5	6
1	ВІЗ-79-1	204	7850	77,0	Базальт
2	ВІЗ-79-2	182	4070	44,8	"
3	ВІЗ-79-3	193	1730	18,0	"
4	ВІЗ-79-5	20	3	0,3	Гиалокластит

Станция драгирования ВІЗ-84

Зона разлома Кларион

Начало станции $\varphi = 17^{\circ}39,8' \text{ с.ш.}$ $\lambda = 129^{\circ}32,8' \text{ з.д.}$ $H = 5440 \text{ м}$ Конец станции $17^{\circ}37,2'$ $129^{\circ}33,9'$ $H = 4900 \text{ м}$

1	2	3	4	5	6
1	ВІЗ-84-1	269	1033	7,7	Базальт
2	ВІЗ-84-4	241	1438	11,9	"
3	ВІЗ-84-5	233	4520	38,8	"
4	ВІЗ-84-6	194	740	7,2	"

Станция драгирования ВІЗ-85

Зона разлома Кларион

Начало станции $\varphi = 17^{\circ}33,5'$ с.ш. $\lambda = 129^{\circ}32,7'$ з.д. Н=4750 мКонец станции $17^{\circ}30,6'$ $129^{\circ}32,8'$ Н=4560 м

№№ п/п	Номер образца	α_e , 10^{-5} ед.СИ	I_{Π} , 10^{-3} А/м	0	Породы
1	ВІЗ-85-1	203	728	7,2	Базальт
2	ВІЗ-85-2	162	846	10,4	—"
3	ВІЗ-85-3	114	74	1,3	—"
4	ВІЗ-85-4	145	611	8,4	—"
5	ВІЗ-85-5	210	775	7,4	—"

Станция драгирования ВІЗ-87

Зона разлома Кларион

Начало станции $\varphi = 17^{\circ}39,9'$ с.ш. $\lambda = 129^{\circ}30,0'$ з.д. Н=4900 мКонец станции $17^{\circ}37,9'$ $129^{\circ}31,5'$ Н=4600 м

1	2	3	4	5	6
1	ВІЗ-87-1	160?	1285	16,1?	Базальт
2	ВІЗ-87-2	149	784	10,6	—"
3	ВІЗ-87-3	138	476	6,9	—"
4	ВІЗ-87-4	235	2517	21,5	—"
5	ВІЗ-87-5	238	1643	13,8	—"
6	ВІЗ-87-6	173	725	8,4	—"
7	ВІЗ-87-7	233	2790	23,9	—"
8	ВІЗ-87-9	158	112	1,4	—"

Станция драгирования ВІЗ-91

Зона разлома Кларион

Начало станции $\varphi = 16^{\circ}50,6'$ с.ш. $\lambda = 134^{\circ}02,9'$ з.д. Н=5100 мКонец станции $16^{\circ}50,3'$ $134^{\circ}06,5'$ Н=4900 м

1	2	3	4	5	6
1	ВІЗ-91-1	118	1453	24,7	Долерито-базальт
2	ВІЗ-91-2	128	1150	17,9	—" —"
3	ВІЗ-91-3	165	2190	26,6	—" —"
4	ВІЗ-91-4	980	3570	7,3	Габбро-долерит
5	ВІЗ-91-5	164	692	8,4	Брекчия базальтов

Станция драгирования ВІЗ-92

Зона разлома Кларин

Начало станции $\varphi = 16^{\circ}50,4' \text{ с. ш.}$ $\lambda = 134^{\circ}01,0' \text{ в. д.}$ $H = 4680 \text{ м}$ Конец станции $16^{\circ}49,1'$ $134^{\circ}04,4'$ $H = 4580 \text{ м}$

№ п/п	Номер образца	α , 10^{-5} ед. СИ	$I_{\text{п}}$, 10^{-3} А/м	Q	Породы
1	ВІЗ-92-1	132	1312	19,8	Базальт
2	ВІЗ-92-2	166	1260	15,2	—"
3	ВІЗ-92-3	126	1271	20,1	—"
4	ВІЗ-92-4	119	485	8,1	—"
5	ВІЗ-92-5	152	1610	21,1	—"
6	ВІЗ-92-11	3130	510	0,3	—"
7	ВІЗ-92-18	2350	6790	5,8	—"

Станция драгирования ВІЗ-94

Зона разлома Кларин

Начало станции $\varphi = 16^{\circ}38,0' \text{ с. ш.}$ $\lambda = 133^{\circ}56,4' \text{ в. д.}$ $H = 5000 \text{ м}$ Конец станции $16^{\circ}38,6'$ $133^{\circ}54,8'$ $H = 4900 \text{ м}$

1	2	3	4	5	6
1	ВІЗ-94-1	178	3740	41,9	Базальт
2	ВІЗ-94-2	164	2730	33,4	—"
3	ВІЗ-94-3	143	1184	16,6	—"
4	ВІЗ-94-4	112	1287	23,0	—"

Станция драгирования ВІЗ-95

Зона разлома Кларин

Начало станции $\varphi = 16^{\circ}24,4' \text{ с. ш.}$ $\lambda = 133^{\circ}54,0' \text{ в. д.}$ $H = 4400 \text{ м}$ Конец станции $16^{\circ}26,4'$ $133^{\circ}54,4'$ $H = 4200 \text{ м}$

1	2	3	4	5	6
1	ВІЗ-95-1	187	1426	15,2	Базальт
2	ВІЗ-95-2	222	1385	12,5	—"
3	ВІЗ-95-3	146	1670	22,9	—"
4	ВІЗ-95-4	147	1306	17,7	—"
5	ВІЗ-95-5	149	451	6,0	—"
6	ВІЗ-95-6	126	909	14,5	—"

Таблица 7.

Магнитные свойства базальтов из зоны разлома Кларин
(13 рейс НИС "Академик Александр Виноградов")

Станция драгиро- вания	Кол-во образ- цов	α_e , 10^{-5} ед.СИ	I_H , 10^{-3} А/м	Фактор Q
В13-76	3	I50 69-266	I470 550-3246	I9,6 10,5-24,4
В13-77	1	I50	2880	38,0
В13-79	3	I90 I82-204	4550 I730-7850	47,9 I8,0-77,0
В13-84	4	230 I94-269	I930 740-4520	I6,8 7,2-38,8
В13-85	5	I70 II4-2I0	6I0 74-846	7,1 I,3-I0,4
В13-87	8	I90 I38-238	I290 II2-2790	I3,6 I,4-23,9
В13-9I	3	I40 II8-I65	I600 II50-2I90	22,8 I7,9-26,6
В13-92	5	I40 II9-I66	II90 485-I6I0	I7,0 8,1-2I,1
	2	2740 2350-3I30	3650 5I0-6790	2,7 0,3-5,8
В13-94	4	I50 II2-I78	2340 II84-3740	29,8 I6,6-4I,9
В13-95	6	I60 I26-222	II90 45I-I670	I4,9 6,0-22,9

Базальт из зоны разлома Сикейрос

В13-70	1	I70	28I6	33,0
--------	---	-----	------	------

ра Q определены для базальта ст. ВІЗ-77, которая расположена между станциями ВІЗ-76 и ВІЗ-79. Такое направленное изменение магнитных свойств (уменьшение естественной остаточной намагниченности и фактора Q) в западном направлении может показывать на повышенную измененность намагниченности базальтов в этом направлении.

На центральном участке разлома базальты имеют немного большую по величине магнитную восприимчивость по сравнению с базальтами восточного участка, которая здесь составляет $170-230 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ (табл. 6). Естественная остаточная намагниченность пород на этом участке разлома намного меньше и имеет значения в пределах от 610 до $1930 \cdot 10^{-3}$ А/м, в связи с этим и фактор Q значительно меньше (табл. 6, 7), чем в базальтах восточного участка. Изменение магнитных свойств пород от станции к станции также имеет какую-то упорядоченность. Максимальные для этого участка значения магнитных свойств имеют базальты ст. ВІЗ-84, которая расположена северо-западней двух других станций (ВІЗ-85 - самая южная из них, ВІЗ-87 - посередине). Для ст. ВІЗ-87 характерны пониженные значения магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности, а для базальтов ст. ВІЗ-85 величина EON имеет минимальные на этом участке значения. Поэтому можно предположить, что уменьшение EON базальтов ст. ВІЗ-85 связано с наибольшей измененностью этих пород в результате наложенных процессов, одним из которых может быть разогрев пород в геомагнитном поле противоположной полярности чем то, которое существовало во время излияния базальтов. В результате частичного перемагничивания пород в зонах с повышенным тепловым потоком и уменьшилась величина EON . На основании подобных предположений можно заключить, что к югу от этого района работ можно встретить породы с максимальной измененностью EON .

Третий участок работ в зоне разлома Кларион охарактеризован породами, драгированными на четырех станциях (ВІЗ-9І, ВІЗ-92, ВІЗ-94 и ВІЗ-95). Драгированные здесь породы представлены в основном подушечными лавами базальтов, исключение составляют долерито-базальты, поднятые на ст.ВІЗ-9І. Магнитные свойства изученных пород приведены в таблице 6.

Основная часть изученных пород, представленных как базальтами, так и долерито-базальтами, по параметрам магнитной восприимчивости не имеет отличий от базальтов, изученных в зоне разлома восточнее и составляет $140-160 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ (табл.6,7). Исключение составляют один образец габбро-долерита (Ст.ВІЗ-9І) и базальты из брекчий (ст.ВІЗ-92), для которых величина магнитной восприимчивости больше $1000 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ. Для них же установлено и пониженное значение фактора Q (для базальтов - 2,7; габбро-долерита - 7,3). Для базальтов и долерито-базальтов величина фактора Q значительно больше и составляет в среднем от 15 до 30, для долерито-базальтов он равен 23. Основываясь на этих данных можно предположить, что основными магнитоактивными объектами на этом участке разлома Кларион являются базальты и долерито-базальты, существенную роль могут играть и габбро-долериты, так как по величине естественной остаточной намагниченности они сопоставимы с базальтами.

Сопоставление магнитных свойств базальтов и долерито-базальтов зоны разлома Кларион с теми породами, которые драгированы в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия показали, что:

1. Магнитная восприимчивость в них намного ниже, а по сравнению с долеритами и базальтами, драгированными к западу от оси ВТП (ст.ВІЗ-47) она в десятки раз ниже.

2. Естественная остаточная намагниченность пород из зоны разлома Кларион на порядок ниже, чем для неизмененных базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия.

3. Величина фактора Q для этих пород также имеет более низкие значения, чем для базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия и его пересечения с зоной разлома Клиппертон (ст. ВІЗ-66, ВІЗ-67).

Сопоставимые значения магнитных характеристик были определены для базальтов из зоны разлома Кларин, которые драгированы в районе І47° з.д. Для этих базальтов установлена величина естественной остаточной намагниченности, равная, в среднем $750 \cdot 10^{-3} \text{ А/м}$, фактор Q имеет значения от 7 до 23 [2].

Уменьшение магнитных свойств базальтов при удалении от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия можно объяснить прогрессирующим низкотемпературным окислением ферромагнитных минералов [7], которое многими исследователями связывается с увеличением возраста пород в этом направлении [1, 4, 5]. Локальные изменения магнитных свойств, отмеченные для различных участков зоны разлома можно, вероятно, объяснить неравномерной измененностью пород, связанной с гидротермальной деятельностью, проявления которой в магнитных свойствах отмечались неоднократно в подобных по типу породах западной части Тихого океана в пределах желобов Волкано, Идзу-Бонинском, Курило-Камчатском, на плато Огасавара [4, 6].

На восточном фланге разлома Сикейрос в магнитном отношении изучен один образец, представленный пористо-миндалекаменным гломео-порфир-оливин-пироксен-плагиоклазовым базальтом, драгированном на ст. ВІЗ-70 (табл. 7). Установленные для него величины естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости сопоставимы с базальтами разлома Кларин, совпадая по всем изученным параметрам с базальтом ст. ВІЗ-77 (табл. 7). Ранее такие же по значениям параметры магнитных свойств были установлены для базальтов в районе пересечения с Восточно-Тихоокеанским поднятием разлома Элташин [3].

Магнитостратиграфические исследования осадков выполнены по двум колонкам, взятым в пределах Гватемальской котловины, и 18 колонкам - из зоны разлома Кларион. Колонки отобраны по концам вышеописанных геофизических профилей и на переходах между ними. В результате получена серия определений по разные стороны от разлома и вдоль его простирания. Описание магнитных и палеомагнитных свойств осадков приведено ниже (таблица 8).

Возраст осадков, а следовательно, и скорости осадконакопления приведены в отдельной таблице (таблица 9).

Колонка ВІЗ-7І (Гватемальская котловина) - осадки темного, почти черного цвета, сильно насыщенные водой, по длине колонки много светлых пятен. По магнитным свойствам отложения почти однородны, численные значения магнитных параметров почти не меняются по длине колонки. Средние значения E_{OH} около 5 А/м, $\mathcal{J} = 10$ ед. СИ. Небольшое увеличение значений магнитных параметров (одновременное увеличение E_{OH} и $\mathcal{J}$) наблюдается в верхней части колонки (0-65 см). Направление вектора естественной остаточной намагниченности характеризуется небольшими углами наклона. Склонение в данном случае является непоказательным из-за погрешностей, возникших при разделке колонки. Внизу колонки на горизонте 282 см как будто бы наблюдается изменение знака наклона ($\gamma = -20^\circ$), но стратиграфически ниже осадок смят и образец, взятый на горизонте 295 см не подтверждает этого поворота в направлении. Поэтому уверенно говорить о смене полярности поля на горизонте 282 см нельзя, следует лишь отметить, что ниже 282 см осадок очень слабомагнитен.

Возраст осадков не больше 700 тыс. лет, граница эпох Матуяма-Брюнес в колонке не зафиксирована.

Колонка ВІЗ-72 (Гватемальская котловина) - осадки колонки ст. ВІЗ-72 очень похожи на отложения ст. ВІЗ-7І. Здесь также наблюдается выдержанность магнитных свойств осадков по разрезу колонки. В верхней части (5 - 72 см) отмечаются несколько повышенные значения остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости.

На горизонте 165 - 185 см наблюдается резкое увеличение магнитной восприимчивости при уменьшении E_{OH} , по-видимому, за счет увеличения концентрации ферромагнитной фракции и изменения размера зерен.

Таблица 8

Магнитные свойства осадочных пород полигонов I, 2.

№№ станции		χ -5 ($4\pi \times 10$ ед. СИ)	I_n -3 (10 А/м)	φ
ВІЗ-26 трубка	гель	12	9,2	2,0
	плот- ный осадок	4	5,4	3,6
ВІЗ-37 д/ч	верх	14	5,4	1,0
	низ	15	5,6	1,0
ВІЗ-51 д/ч		17	2,4	0,4
ВІЗ-52 д/ч		5	2,0	1,0
ВІЗ-61* трубка	а)	450	272	1,6
	б)	500	212	1,1
ВІЗ-62 трубка		16	12,0	2,0
ВІЗ-63 трубка		20	10,0	1,3
ВІЗ-66 драга	желтый	30	12,7	1,1
	зеленый	20	4,1	0,5
ВІЗ-67 драга		20	6,1	0,8

* На станциях а) и б) пробы взяты из разных мест колонки

Таблица 9

Скорости осадконакопления эпохи Брунес в районе разлома Кларион

№ станции	мм/тыс.лет	№ станции	мм/ тыс.лет
ВІЗ-73	1,4	ВІЗ-97	2,7
ВІЗ-74	2,7	ВІЗ-103	1,6
ВІЗ-82	2,1	ВІЗ-107	1,5
ВІЗ-88	2,4		

Для Гватемальской котловины скорости седиментации значительно выше и составляют: ст. ВІЗ-71 - $v > 3,7$ мм/тыс. лет, ст. ВІЗ-72, $v > 4,4$ мм/тыс. лет.

Направление вектора ЕОН не дает возможности четко установить границу инверсии геомагнитного поля. На горизонте 290 см в осадках изменяется склонение, причем это изменение нельзя отнести за счет смены полярности геомагнитного поля, возможно смятие осадков произошло *in situ*. Возраст осадков ст. ВІЗ-72 — не древнее эпохи Брунес, моложе 700 тысяч лет.

Колонка ст. ВІЗ-73 — осадки представлены "немыми" красными глубоководными глинами. При довольно значительных величинах магнитной восприимчивости, значения ЕОН невелики и меняются по разрезу. Первые два отрезка колонки (0 — 162 см) представлены осадками, ЕОН которых в среднем 15 — 20 А/м, на горизонте 185 см ЕОН резко падает почти до нуля и, начиная с горизонта 200 см, возрастает до 15 А/м; с 245 см её значения опять невелики, в среднем 1 — 2 А/м. Величина магнитной восприимчивости при этом почти не изменяется по разрезу, средние значения $\approx 20 - 25$ ед. СИ.

Изменения направления вектора ЕОН после размагничивания переменным магнитным полем и снятия вторичной составляющей, направленной по направлению современного магнитного поля, позволили выделить четыре палеомагнитных зоны (рис. 3). Разрез (сверху вниз) начинается зоной прямой полярности (0 — 95 см); с 95 см осадки намагничены обратно направлению современного магнитного поля. В этом интервале обратной полярности (95 — 300 см) выделяется горизонт прямой полярности (205 — 238 см). Ниже 238 см до конца колонки осадки опять имеют отрицательную намагниченность.

Сопоставление выделенных зон с геохронологической палеомагнитной шкалой с учетом соотношения мощностей их и индивидуальных особенностей позволяет отнести: верхнюю зону N-полярности к эпохе Брунес, нижнюю R-полярную зону — к эпохе Матуяма, а небольшую по мощности прямо намагниченную зону — к событию Харамильо в эпохе Матуяма.

64

Таким образом в "немой" колонке ст. ВІЗ-73 удалось выделить не только несколько инверсий магнитного поля, но и установить возрастное расчленение осадков. Границы эпох Матуяма - Брюнес (700 тыс. лет) проходит на уровне 95 см, причем эта граница отмечена внутри единого отрезка колонки (83 - 162 см) и выделяется по изменению двух элементов магнитного поля: по наклонению и по склонению. Выделение события Харамильо (205 - 238 см) также надежно, так как после размагничивания переменным магнитным полем фиксируется не только изменение знака наклонения, но и угла склонения. Верхняя граница события Харамильо - 205 см, соответствует возрасту 0,89 млн. лет, нижняя - 240 см, соответствует 0,98 млн. лет.

Эти три временных репера дают возможность определить скорость осадконакопления. В среднем для колонки она составляет 2,5 мм/тыс. лет, что не является показателем для отдельных горизонтов. Так, для эпохи Брюнес её значения близки к 1 мм/тыс. лет; для верхней части эпохи Матуяма скорость седиментации возрастает почти в 6 раз, а для события Харамильо она **всего** лишь 0,5 мм/тыс. лет. Такое резкое уменьшение скорости седиментации позволяет предположить в интервале 210 - 240 см наличие перерыва в процессе осадконакопления.

Колонка ст. ВІЗ-74 - осадки похожи на отложения колонки ст. ВІЗ-73. Это такие же темно-коричневые вязкие "красные" глубоководные глины. Отмечается изменение магнитной восприимчивости в верхней части колонки (10 - 90 см), где величина χ в среднем составляет 30-40 и более ед. СИ, в то же время для этого горизонта не наблюдается изменений ЕОН. Ниже горизонта 90 см магнитная восприимчивость остается практически неизменной до конца колонки, тогда как ЕОН резко меняется. Величина ЕОН практически

постоянна в интервале 0 - 185 см и составляет в среднем 20 А/м, ниже наблюдается уменьшение значения ЕОН до 2-3 А/м. На горизонте 230 см ЕОН начинает расти до уровня 245 см, ниже 245 см ЕОН практически не меняется и составляет в среднем 8-9 А/м. Таким образом наблюдается несинхронное изменение магнитных параметров. Большие численные значения магнитной восприимчивости в верхней части колонки связаны, по-видимому, с увеличением концентрации ферромагнитной фракции, что подтверждается наличием в этом интервале (42-45 см) железо-марганцевых конкреций, χ которых не отличается от магнитной восприимчивости осадка, в обоих случаях $\chi_{\text{вр}}$ численно составляет 40 ед. СИ. Уменьшение величины ЕОН является характерной чертой инверсии Матуяма-Брюнес и связано с уменьшением напряженности земного магнитного поля в момент инверсии.

Направление вектора ЕОН изменяется по разрезу колонки ВІЗ-74, где выделено четыре палеомагнитные зоны. Разрез начинается с зоны прямой полярности, интервал І0-І90 см; в зоне обратной полярности (І90-309 см) выделяется интервал 230-245 см прямой полярности поля (рис. 10.3).

Сопоставление с геохронологической палеомагнитной шкалой проводилось после размагничивания переменным магнитным полем, которое позволило снять вторичную положительную намагниченность в нижней части колонки и выделить стабильную составляющую. Верхнюю зону прямой полярности можно уверенно сопоставить с эпохой Брюнес, граница эпох Матуяма-Брюнес проходит на гор. І90 см, Ниже, выделенная зона обратной полярности, индифицирована как эпоха Матуяма, в которой прямо намагниченный интервал принят за событие Харамильо. В разрезе колонки наблюдается постоянная скорость осадконакопления, так для эпохи Брюнес она составляет 2,5 мм/тыс. лет; для верхней части эпохи Матуяма - 2,1 мм/тыс.лет;

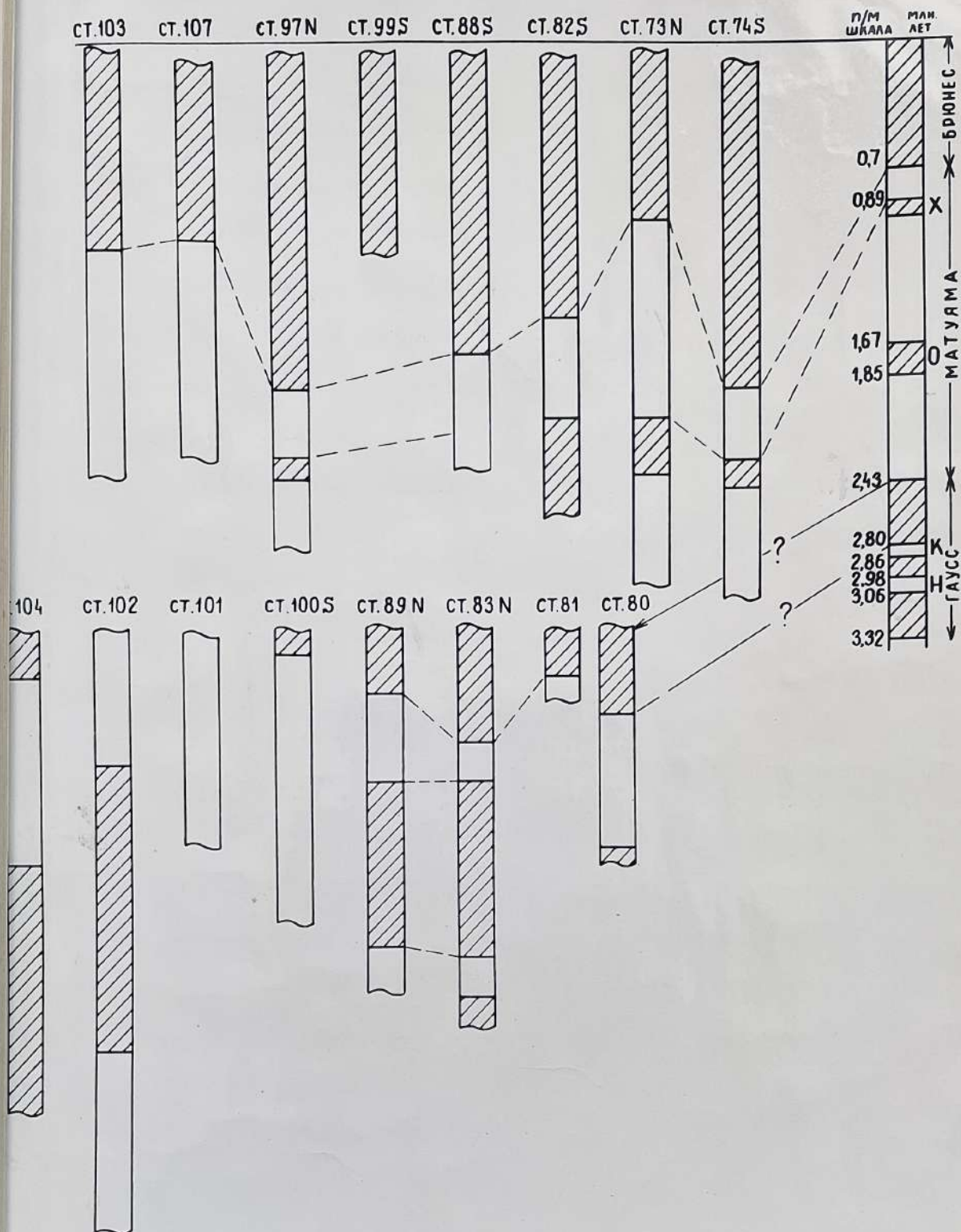


Рис.10.3.Схема корреляции магнитостратиграфических разрезов осадков разлома Кларийон.Справа-геохронологическая п/м шкала.

для события Харамильо - 2,5 мм/тыс.лет и в этом отношении палеомагнитные разрезы колонок ст. ВІЗ-73 и ВІЗ-74 отличаются друг от друга (в разрезе колонки ВІЗ-74 отсутствует перерыв в процессе седиментации, а также отмечается бо́льшая, почти в 2 раза, скорость осадконакопления в эпохе Брунес).

Возрастной интервал осадков, вскрытых на этих двух станциях, один и тот же - палеомагнитные разрезы не доходят до границы эпох Гаус-Матуяма (2,43 млн. лет), в обеих колонках четко фиксируется лишь граница 0,95 млн.лет. При постоянстве скорости осадконакопления в колонке ст. ВІЗ-74 можно предположить, что нижние слои осадков на горизонте 300 см имеют возраст около 1,2 млн.лет.

Колонка ст. ВІЗ-80. Колонка небольшой длины (140 см) представлена миопелагической глиной зеленовато-коричневого цвета, в верхней части и светло-кремовой - в нижней, со светло-красным пятном в конце колонки. Общее впечатление о колонке такое: осадки в ней накапливались не постоянно, а свалились с более возвышенного места. Магнитны параметры - ЕОН и характеризуют довольно сильные осадки; магнитная восприимчивость составляет в среднем не менее 20 ед. СИ на горизонте 45 см увеличивается до 60 ед. СИ (здесь отмечены крупные угловатые обломки пород и ЖМК). Второй максимум отмечен в интервале 90-120 см - здесь достигает 30 ед.СИ. и отмечает переходный горизонт, где резко меняется цвет осадка.

Склонение по разрезу колонки не изменяется, в то же время наклонение изменяет свой знак, колеблясь около нуля. Размагничивание переменным магнитным полем подтвердило изменение знака наклонения, но склонение при этом остается неизменным, поэтому до проведения дальнейших лабораторных исследований неправомерно составление палеомагнитного разреза (рис. 103).

Кривые $I_n / \tilde{H}$ (рис. 10.4) показали, что осадки нестабильны, переменное магнитное поле 2,5 мТ разрушает более 75% первоначальной величины вектора ЕОН. Кроме того, ход кривых $I_n / \tilde{H}$ указывает на многокомпонентность вектора ЕОН.

Колонка ст. ВІЗ-8І представлена оранжево-охристыми осадками, длина колонки 45 см. В верхней части (0-2 см) песок, потом железомарганцевая корка. Осадок представлен в виде полос темно- и светло-оранжевого цвета, состоит из бурых окислов. По магнитным свойствам разрез колонки отличается от ранее изученных тем, что магнитная восприимчивость почти не меняется по разрезу и составляет около 20 ед.СИ. Величина остаточной намагниченности очень мала, что позволяет считать эти осадки претерпевшими большие изменения. Размагничивание переменным магнитным полем (рис. 10.4) указывает, с одной стороны на нестабильность осадков, с другой стороны на многокомпонентность вектора ЕОН.

По магнитным параметрам и поведению осадков при размагничивании $\tilde{H}$ можно считать, что они древние и в результате геологической истории их существования вектор естественной остаточной намагниченности в них почти не сохранился.

Колонка ст. ВІЗ-82 - темный коричнево-красный пелитовый ил плотный, вязкий - так называемые "красные" глины.

Магнитная восприимчивость осадков удивительно постоянна по всему разрезу колонки и составляет 20 ед. СИ. Естественная остаточная намагниченность верхней части колонки достаточно большая, её значения в среднем составляют 25 А/м. Внутри отрезка (90-182 см) происходит резкое уменьшение величины ЕОН на уровне 150 см, ниже ЕОН возрастает в среднем до 10 А/м до горизонта 190 см; на интервале 190-200 см отмечено заметное уменьшение ЕОН до 1-2 А/м; в интервале 200-250 см величина ЕОН немного возрастает до 5-6 А/м, ниже (225-240 см) ЕОН падает до 1-2 А/м, на горизонте

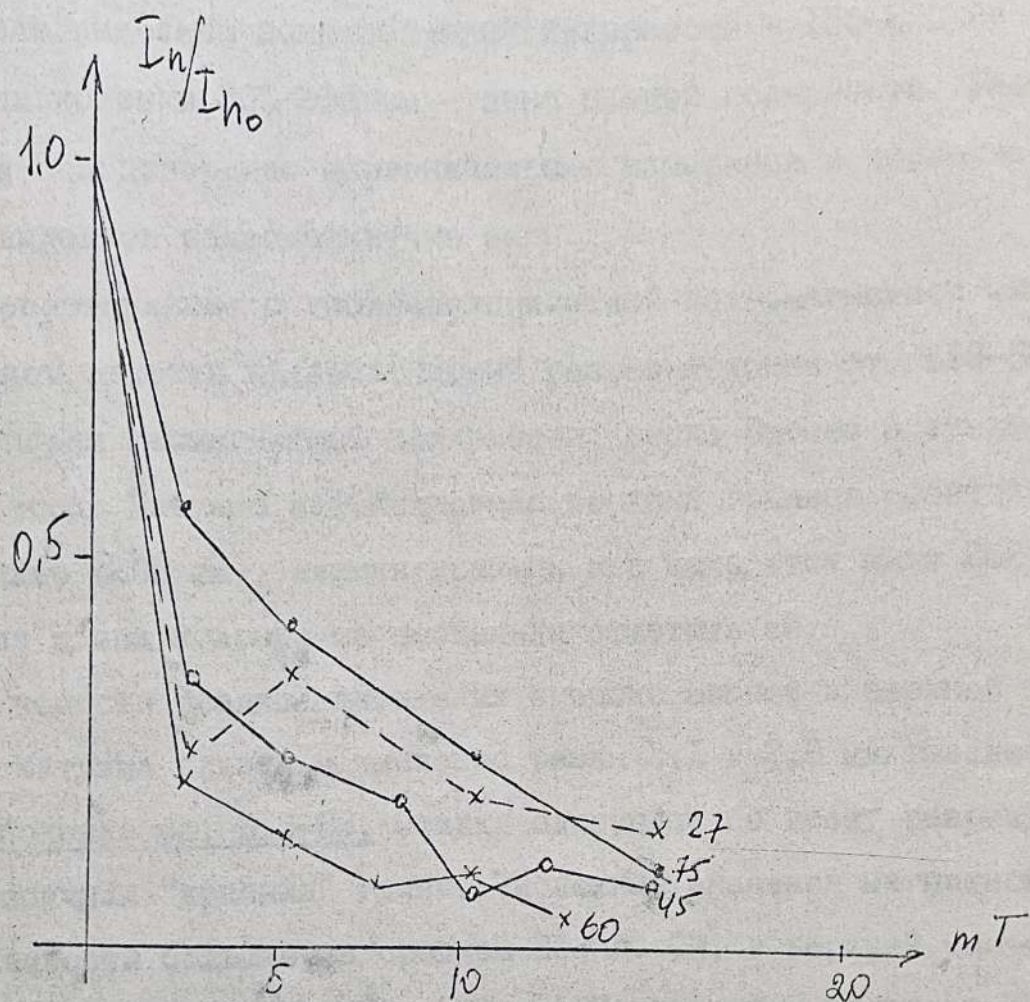


Рис. 10.4. Размагничивание переменным магнитным полем осадочных пород из колонки ст. ВІЗ-80 и ВІЗ-81.

225-270 см наблюдается увеличение величины ЕОН.

Направление вектора ЕОН по разрезу колонки меняется. По изменению наклона и склонения выделено три палеомагнитные зоны (рис. 10.3). Верхняя часть колонки представлена осадками, намагниченными по направлению современного магнитного поля (2,5-150 см); ниже выделена зона обратной полярности - 150-205 см и далее до конца колонки 205-262 см - зона прямой полярности. Размагничивание $\tilde{H}$ подтвердило первоначальные измерения и позволило уверенно выделить палеомагнитные зоны.

Сопоставление с геохронологической палеомагнитной шкалой позволяет отнести палеомагнитный разрез колонки ст. ВІЗ-82 к двум эпохам геомагнитной полярности: эпохе Брюнес и эпохе Матуяма. В эпохе Матуяма зафиксирована верхняя граница события Харамильо (205 см), нижняя граница его находится ниже 262 см, небольшая длина колонки не позволила отметить её.

Скорости осадко-накопления в эпохе Брюнес и верхней части эпохи Матуяма близки и численно равны 2,1 и 2,8 мм/тыс. лет.

Колонка ст. ВІЗ-83. Осадки однородны по всему разрезу колонки, типичная "красная" глина. Численные значения магнитной восприимчивости большие, в среднем 30 ед. СИ, в верхней части нагор. 5 см значения $\mathcal{X}$ около 100 ед. СИ; при этом величина ЕОН обычная для пелагических илов - 20 А/м. Величины магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности в верхнем отрезке колонки (в интервале 0-70 см для ЕОН и 0-55 см для $\mathcal{X}$) отличаются от значений этих параметров в нижней части колонки (70-157 см). Так, ЕОН возрастает с 10 до 30 А/м, а с горизонта 157 см до конца колонки ЕОН постоянна и колеблется около среднего значения 12-15 А/м с двумя максимумами на интервалах 175-187 см и 222-237 см. Таким образом величина ЕОН колеблется по разрезу колонки, в то время как магнитная восприимчивость, начиная с 55 см, остаёт-

ся неизменной, что позволяет предположить изменение состава ферромагнетика по длине колонки.

После размагничивания переменным магнитным полем до 20 мТ выделено пять зон прямой и обратной полярности, зоны выделяются уверенно по изменению склонения и наклонения. В палеомагнитном разрезе преобладает прямая полярность геомагнитного поля с двумя кратковременными и обратно полярными горизонтами на интервалах 67-90 см и 185-212 см (рис. 103). Подобный характер изменения магнитного поля наблюдается для эпохи Гаусс. По-видимому, возраст осадков 2,43-3,4 млн. лет, или значительно древнее.

Колонка ст. В13-88 - осадки также представлены "красными" глинами. По магнитным свойствам отложения этой колонки можно разделить на отдельные интервалы. Магнитная восприимчивость в верхней части колонки (5-125 см) почти не изменяется, составляя в среднем 15 ед. СИ, ниже, начиная со 125 см χ осадков возрастает до горизонта 145 см от значения 20 до 40 ед. СИ, ниже 145 см до горизонта 210 см χ не изменяется и равна в среднем 40 ед. СИ, за исключением небольшого интервала (175-190 см), где наблюдается значение $\chi = 50$ ед. СИ, в самом конце колонки (210-235 см) значения χ возрастают. Величина ЕОН также меняется по разрезу колонки. В верхней части (5-70 см) наблюдается рост её до горизонта 30 см от значений 10 до 25 А/м и затем - уменьшение значений ЕОН до 10 А/м. Второй интервал (70-135 см) характеризуется в начале постоянством величины ЕОН (10-12 А/м), а начиная с 85 см увеличением значений ЕОН до 20 А/м. Третий интервал (135-190 см) также характеризуется в начале ростом значений до 20 А/м, а затем падением величины ЕОН до 10 А/м. Четвертый интервал (190-235 см) характеризуется постоянными средними для этой колонки значениями ЕОН равными 12-15 А/м. Несинхронные изменения магнитных параметров, и, в частности, пониженные значения величины ЕОН при больших

значениях α позволяют предположить, что в интервале 25–235 см наблюдается "остаривание" вектора ЕОН, что свидетельствует о его длительной истории существования.

Первичные измерения вектора ЕОН показали монотонный характер изменения углов наклона и склонения по разрезу. В результате лабораторных исследований (размагничивание переменным магнитным полем, временная чистка) установлено, что в верхней части колонки на интервале 5–165 см вектор ЕОН стабилен, размагничивание $\tilde{H}$ с амплитудой в 15–20 мТ выявило стабильную составляющую, направление которой почти полностью совпадает с первоначальными измерениями. По магнитным и палеомагнитным свойствам верхний интервал колонки ст. ВІЗ-88 представлен свежими неизмененными осадками, возраст которых может быть молодым, эпоха Брюнес.

Ниже 165 см вектор ЕОН в осадках нестабилен. Образцы после небольшой выдержке в лабораторном постоянном магнитном поле изменяют направление на обратное и угол склонения на $90-100^\circ$, что характеризует нестабильность. До проведения других лабораторных исследований и продолжения временной чистки вектора ЕОН этих осадков заключение о возрасте нижней части колонки делать нельзя, можно лишь констатировать, что нижняя толща осадков значительно древнее верхней.

Колонка ст. ВІЗ-89 – осадки представлены "красными" цеолитовыми глинами. По магнитным параметрам осадки неоднородны по длине колонки. Магнитная восприимчивость, начиная с 90 см, резко возрастает – в низу колонки более чем в три раза, в верхней части (10–90 см) она почти не меняется и составляет в среднем 25 ед.СИ. Интересно отметить, что, начиная с 90 см α постоянно растет от значения 25 до 70 ед. СИ. Величина ЕОН также неоднократно меняется по разрезу. Первый интервал (10–65 см) характеризуется уменьшением значения ЕОН от 20 до 12 А/м; второй интервал (65–182 см)

величина E_{OH} в начале возрастает от 12 до 22 А/м, затем остается постоянной до 182 см; третий интервал (185-210 см) E_{OH} колеблется, вначале её значения уменьшаются, а затем возрастают, в этом интервале отмечено два максимума, значения которых соответствуют 15 и 30 А/м. Несинхронные изменения $\mathcal{X}$ и E_{OH} , а также увеличение значений $\mathcal{X}$ указывают на увеличение концентрации ферромагнитных минералов в осадке.

После размагничивания $\tilde{H}$ - полем по разрезу колонки отмечается изменение знака наклонения, склонение при этом изменяется не на 180° , а в верхней части колонки всего лишь на 60° , в нижней части (185-210 см) $\mathcal{D}$ изменяется на $180-200^{\circ}$. В магнитостратиграфическом разрезе, тем не менее, можно выделить четыре палеомагнитных зоны (в основном по изменению знака наклонения). Разрез начинается с небольшой зоны прямой полярности (10-45 см), ниже - в интервале 45-95 см - выделена зона обратной полярности, с горизонта 95 до 182 см отмечена зона прямой полярности, заканчивается разрез маломощной зоной обратной полярности (рис. 103). Такой характер изменения геомагнитного поля нельзя сопоставить ни с эпохой Брюнес, ни с эпохой Матуяма. По-видимому, осадки этой колонки значительно древнее, во всяком случае, не моложе эпохи Гаусс (2,43-3,4 млн. лет).

Колонка ст. В13-97. Осадки колонки по магнитным свойствам относятся к сильно магнитным. Магнитная восприимчивость почти неизменна по всей длине колонки и составляет 20 ед.СИ.

По разрезу колонки вектор E_{OH} меняет несколько раз свое направление (рис. 103). После размагничивания переменным магнитным полем выделены четыре палеомагнитные зоны: начинается разрез зоной прямой полярности (5-197 см), со 190 см и до конца колонки отмечена зона обратной полярности с небольшим интервалом прямой полярности на горизонте 227-240 см. Сопоставление с палеомагнит-

ной геохронологической шкалой позволяет выделить в палеомагнитном разрезе эпоху Брюнес с границей на 190 см и верхнюю часть эпохи Матуяма с событием Харамильо. Скорости осадконакопления почти не меняются по разрезу колонки - для эпохи Брюнес её значение 2,7 мм/тыс.лет, для верхней части эпохи Матуяма - 2,1 мм/тыс.лет, для события Харамильо - 2,1 мм/тыс.лет.

Величина остаточной намагниченности меняется по разрезу, можно выделить три интервала с характерными значениями ЕОН. На горизонте 5-110 см её значения составляют 20 А/м; 110-175 см - ЕОН уменьшается до 10-13 А/м, в этом интервале 2 максимума на горизонтах 145-155 и 160-175 см; третий интервал 225-290 см с минимальными значениями ЕОН - 5 А/м и двумя максимумами на 237 см - 15 А/м и на 285 см - 10 А/м. Резкое уменьшение величины остаточной намагниченности на границе 190 см маркирует границу эпох Матуяма-Брюнес.

Колонка ст. ВІЗ-99 - магнитные свойства осадков колонки обычные для глубоководных осадков, так величина естественной остаточной намагниченности почти неизменна по разрезу колонки и составляет в среднем 10 А/м. Магнитная восприимчивость в самом верхнем поверхностном слое очень большая - 105 ед. СИ, ниже среднее значение χ составляет 10 ед.СИ с максимумом до 40 ед.СИ на уровне 30 см.

Вектор естественной остаточной намагниченности не меняется по разрезу колонки. Размагничивание переменным магнитным полем свидетельствует о стабильности вектора ЕОН. Заключение о возрасте по этой колонке длиной 115 см дать нельзя.

Колонка ст. ВІЗ-100. Магнитная восприимчивость остается неизменной по длине колонки, $\chi_{\text{ср}} = 25$ ед.СИ. Величина ЕОН меняется по разрезу, можно выделить три интервала с разными значениями ЕОН: (2,5-55 см) величина остаточной намагниченности здесь па-

дает от значения 15 А/м до 2,5 А/м, интервал 55-90 см - величина остаточной намагниченности минимальна и постоянна - 2 А/м, интервал 90-155 см характеризуется увеличением величины ЕОН с 2 до 15 А/м.

Вектор ЕОН изменяется по разрезу, причем только после намагничивания переменным магнитным полем снимается вторичная компонента, направленная по направлению современного магнитного поля.

В верхней части разреза 2,5-17 см осадки намагничены по полю: ниже - 17-167 см - притив поля.

Таким образом в основном осадки намагничены противоположно современному магнитному полю, что позволяет считать их возраст не моложе I млн. лет, а, по-видимому, значительно древнее, если судить по соотношению величины магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности, т.к. с течением времени остаточная намагниченность уменьшается, в среднем ЕОН невелика.

Колонка ст. 101 - магнитная восприимчивость осадков не меняется по разрезу колонки, среднее значение ее 10 ед.СИ и только в самой нижней части на горизонте 130 см она увеличивается до значения 15 ед.СИ. Остаточная намагниченность очень мала, причем по разрезу колонки можно выделить два интервала : 5-75 см - ЕОН около 1 А/м и ниже 75-130 см - ЕОН до 2 А/м. Такие низкие значения величины остаточной намагниченности свидетельствуют о старении вектора ЕОН.

Направление вектора ЕОН, особенно после чистки переменным магнитным полем, противоположно направлению современного магнитного поля.

Обратная полярность поля, зафиксированная осадками, подтверждает предположение о том, что порода претерпела длительную историю существования.

Относительно возраста осадков можно лишь сказать, что они древнее одного миллиона лет.

Колонка ст. ВІЗ-ІО2. Магнитная восприимчивость осадков большая, по разрезу колонки $\mathcal{X}$ изменяется следующим образом: 5-ІІ5 см - $\mathcal{X}_{\text{ср}} = 30$ ед.СИ, ІІ5-І70 см $\mathcal{X}$ возрастает с 25 до 45 ед.СИ. В то же время ЕОН остается по всей длине колонки неизменной, с небольшим возрастанием её на интервале 260-390 см от значения І0 до І5 А/м.

Изменение направления вектора ЕОН по разрезу колонки фиксируется в основном по изменению наклонения, склонение изменяется на угол меньший 180° ($100-110^\circ$). Палеомагнитный разрез колонки начинается с зоны обратной полярности, на горизонте 80см она сменяется большой по мощности зоной прямой полярности (80-240 см); 240-335 см - зона обратной полярности и, начиная с горизонта 335 см до конца колонки, осадки намагничены по направлению современного поля. Чередование зон прямой и обратной полярности, их соотношение мощностей не позволяет сопоставить разрез ни с эпохой Матуяма, ни с эпохой Гаусс - осадки этой колонки значительно древнее.

Колонка ст. ВІЗ-ІО3. Магнитная восприимчивость осадков очень стабильна и почти не меняется по разрезу колонки. $\mathcal{X}_{\text{ср}} = 30$ ед.СИ. Величина остаточной намагниченности резко меняется по разрезу колонки, если для верхней части (5-ІІ5 см) она в среднем составляет 20 А/м, то ниже ІІ5 см её значение резко падает до 5 А/м с двумя максимумами на интервалах 202-2І5 см и 242-260 см, где ЕОН увеличивается до І0 А/м.

Наблюдается изменение направления вектора ЕОН по разрезу колонки, выделяется после размагничивания переменным магнитным полем три палеомагнитных зоны: 5-ІІ2 см - зона прямой полярности, ІІ2-І90 см - зона обратной полярности и І90-250 см - зона прямой полярности. Сопоставление с геохронологической палеомагнитной шкалой,

с учетом соотношения мощностей событий внутри палеомагнитных эпох, позволяет отнести верхнюю зону прямой полярности к эпохе Брунес, с границей эпох Матуяма-Брунес на 112 см. Границу палеомагнитных зон на уровне 190 см нельзя отнести к началу события Харамильо, осадки здесь значительно древнее.

Колонка ст. В13-104. В верхней части колонки осадки сильно-магнитные. Магнитная восприимчивость постепенно уменьшается от значения 50 ад. СИ до 12 ед. СИ. Остаточная намагниченность напротив возрастает к концу колонки до значения 20 А/м и только ниже 255 см резко уменьшается до 5 А/м, причем по разрезу колонки выделяется несколько (четыре) отдельных циклов (рост - падение ЕОН): интервал 5-30 см ЕОН составляет 20-2 А/м; 30-50 см - ЕОН стабильна, её значение 2-3 А/м; ЕОН возрастает до 25 А/м с мах на 75 см; 95-145 см ЕОН возрастает до 20 А/м с мах на 125 см; 145-255 см - здесь нет резко выраженного мах, среднее значение ЕОН около 20 А/м; ниже 255 см остаточная намагниченность осадков резко уменьшается до значений 2-5 А/м.

Характер изменения величины естественной остаточной намагниченности, по-видимому, отражает наличие различных толщ. На это же указывает и существование неярко выраженных мах, при общей тенденции к резкому падению магнитной восприимчивости по разрезу, отмеченных на тех же горизонтах. Следовательно по разрезу колонки ст. В13-104 наблюдается уменьшение палеоисточников сноса и отложения осадочного материала.

Интересен тот факт, что изменение палеоисточника сноса происходило несколько раз за время существования геомагнитного поля одной полярности. Так в течение обратно полярного поля, зафиксированного в интервале 15-135 см, отмечено три таких цикла. За время существования геомагнитного поля прямой полярности (135-275 см) ярко выраженных изменений величины остаточной намагниченности не

наблюдается до горизонта 255 см, ниже которого оба магнитных параметра занижены, осадки слабомагнитны.

Изменение направления вектора EON отмечается в колонке на горизонте 135 см и неясно (нет полного поворота по $\mathcal{D}$) на уровне 17 см. Верхняя часть осадков колонки, без учета самых верхних 17 см, намагничена отрицательно, нижняя — положительно.

Возраст осадков в этой колонке установить по палеомагнитным данным точно нельзя, можно лишь констатировать тот факт, что осадки здесь древние. Самые верхние слои (5–17 см) могут относиться к более молодым отложениям.

Колонка ст. В13-107. Светло-коричневые пелитовые илы характеризуются большими численными значениями как магнитной восприимчивости, так и остаточной намагниченности. Магнитная восприимчивость меняется по разрезу колонки синхронно с величиной остаточной намагниченности, что свидетельствует об изменении палеоисточника сноса на границе 110 см. Ниже этого уровня величина магнитной восприимчивости и EON уменьшаются: $\chi_{ср}$ для первого интервала равна 60 ед. СИ, $EON_{ср} = 40$ А/м; для второго интервала падение χ отмечено до значений 40 ед. СИ, а EON уменьшается до 2 А/м. На этом же горизонте отмечена смена полярности вектора EON .

Размагничивание переменным магнитным полем подтверждает предположение о молодом возрасте осадков.

Разрез колонки вскрывает две эпохи — Брюнес и верхнюю часть Матуямы, граница их проходит на горизонте 107 см. Скорость осадконакопления для верхней части колонки составляет 1,5 мм/тыс. лет.

10.5.1. Палеомагнетизм железо-марганцевого оруденения

Полученные ранее материалы по палеомагнитным исследованиям железо-марганцевых корок и конкреций показали, что для ^{района} Клария-Клиппертон имеет место прерывистый характер рудообразования [1]. Дальнейшие исследования в центральной части Тихого океана, на Императорских горах и в Гватемальской котловине подтверждают это предположение.

Так, на станции драгирования В13-5/1 на горе Юриоку (Императорские горы, $\varphi = 32^{\circ}23' \text{ I с.ш.}$, $\lambda = 172^{\circ}17' \text{ I в.д.}$ $h = 2400-1900 \text{ м}$) был поднят крупный обломок $10 \times 7 \times 8 \text{ см}$ железо-марганцевой корки, мощностью 4 см, лежащей на подложке, сложенной грубозернистыми туфами с крупными обломками базальтов. Визуально в рудной корке условно можно выделить 4-ре горизонта (рис. 10.5a). Нижние три горизонта (1,2,3) разделяются по степени концентрации в них осадочного материала. Большое количество линзочек и прослоев осадка приурочены к горизонту 2 (мощностью до 1,5 см), разделенного неровными контактами с нижним горизонтом 1 (мощностью до 1 см) и в верхней части с горизонтом 3 (мощностью до 1 см). В горизонтах 1 и 3 содержание осадочного светлого материала заметно меньше. Все три горизонта разбиты на системы субвертикальных трещин, которые не проникают в самый верхний горизонт 4. Горизонт 4 имеет более выдержанную мощность, около 0,8 см с заметной горизонтальной, волнистой слоистостью. В нем рудный материал угольно-черного цвета без включений осадка. Линзочки глинистого ила белого цвета отмечаются на поверхности раздела горизонтов 3 и 4.

Из рудной корки по трем параллельным секущим разрезам А, В и В (рис. 10.5) были выпилены пластины толщиной $2 \div 4 \text{ мм}$ для палеомагнитных исследований. Поверхности пластин ориентировались перпен-

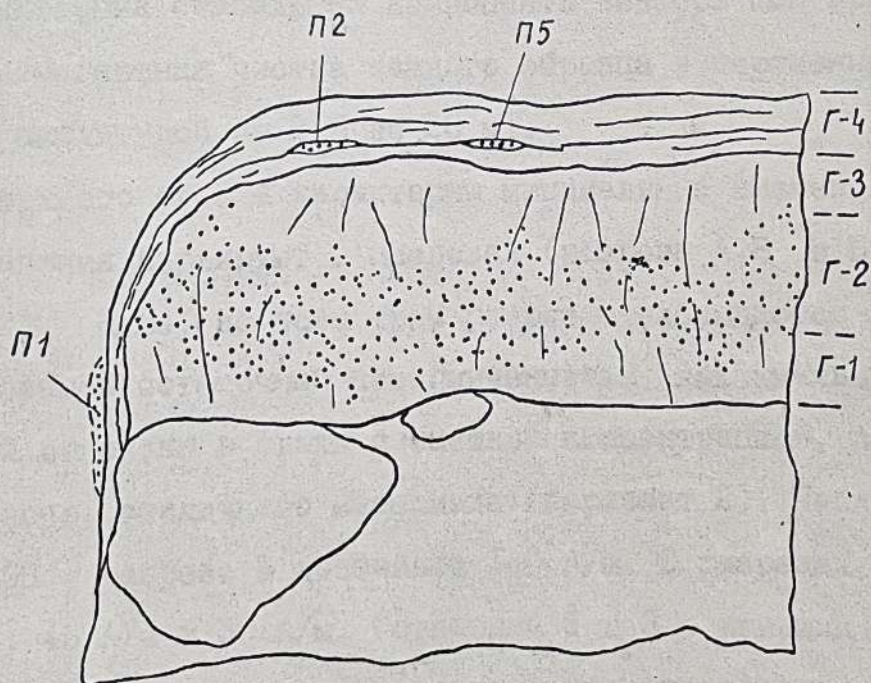
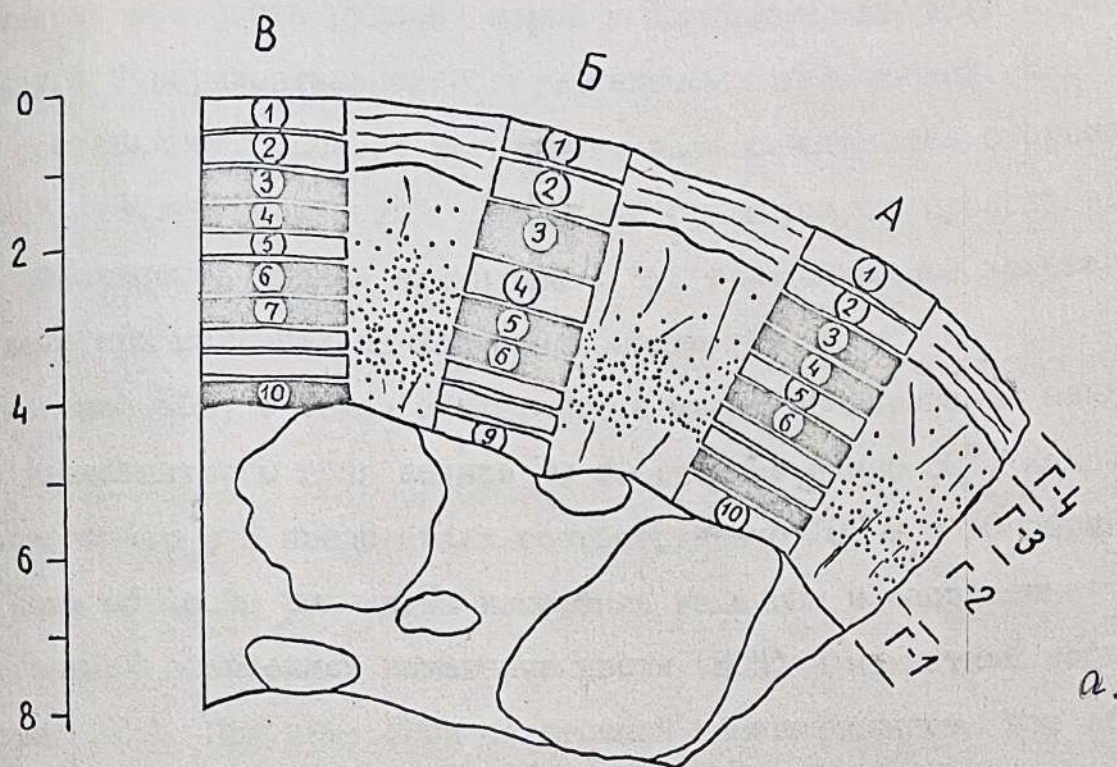


Рис. 10.5. а) продольный срез корки BI3-5/I с тремя разрезами А, БиВ.

б) поперечный срез рудной корки BI3-5/I с нанесенными на нем местами отбора проб на биостратиграфический анализ.

дикулярно оси роста рудной корки и маркировались друг относительно друга в горизонтальном и вертикальном направлениях. Вертикальная составляющая земного магнитного поля совмещалась с ориентировкой пластин "верх-низ". При такой ориентировке предполагалось, что поверхность рудной корки имела субгоризонтальное залегание, но даже при наклонах её возможно определить, _____ знак наклона ЕОН, в связи с тем, что в месте драгирования наклонение геомагнитного поля велико и составляет около 50° . Каждый из разрезов А, Б и В представлен соответственно 10, 9 и 10 образцами. По всем образцам выполнены измерения величины и направления естественной остаточной намагниченности (ЕОН) и магнитной восприимчивости (χ). При измерении остаточной намагниченности все образцы-пластины устанавливались в одинаковом положении относительно измерительных катушек рок-генератора (ИОН - I).

Для выделения стабильной компоненты вектора ЕОН проводилась ступенчатая магнитная чистка каждого образца в переменном магнитном поле с амплитудой от 2,5 до 20 мТ.

Для верхнего слоя 4 характерны минимальные значения величины ЕОН, их значения варьируют в пределах (разрезы А, Б, и В) от 3 до 5 А/М

_____. Ниже, по всем трем разрезам, наблюдается рост величин естественной остаточной намагниченности, максимальные значения которой отмечены в слоях с высокой концентрацией, заключенного в рудной массе, осадочного материала (горизонт 2). Численные значения ЕОН в разрезе В достигают 140 А/м. В разрезах А и Б соответственно: 45 А/м и 36 А/м. Горизонты I и 3 с меньшим содержанием видимых включений осадочного материала характеризуются промежуточными значениями величин ЕОН, которые варьируют в пределах 7 - 21 А/м во всех трех разрезах. Средние значения величин магнитной восприимчивости в разрезах : для А $\chi_{\text{ср}}=95$; Б - $\chi_{\text{ср}}=100$;

$B - \mathcal{X}_{\text{ср}} = 140 \text{ ед. СИ.}$

Стабильность вектора естественной остаточной намагниченности оказалась различной, для образцов взятых из разных частей железомарганцевой корки. Так, наибольшей стабильностью вектора ЕОН при размагничивании переменным магнитным полем отличаются образцы из верхнего горизонта 4, для всех трех секционных разрезов (рис. 10.6а)

Как видно из рисунка 2а кривые $\mathcal{J}_n/\tilde{H}$ характерны для магнито-стабильных пород, переменное магнитное поле в 15мТ разрушает в среднем около 30% величины ЕОН. Характер кривых, их рост в начальный период размагничивания, типичен для пород с двухкомпонентным вектором ЕОН.

Наименее магнитоустойчивыми оказались образцы из горизонта 2 с максимальными значениями величины ЕОН и большим количеством осадочного материала (рис. 10.6б). Для этих образцов выполаживание кривых $\mathcal{J}_n/\tilde{H}$ при разрушении почти 80% первоначального значения вектора ЕОН происходит при амплитуде переменного поля в 5мТ.

Кривые размагничивания $\tilde{H}$ образцов из I и 3-го горизонтов приведены на рис. 2в. Размагничивание образцов из этих горизонтов показало, что для них переменное магнитное поле с амплитудой в 15мТ разрушает около 50% первоначальной величины ЕОН. Характер кривых $\mathcal{J}_n/\tilde{H}$ свидетельствует об однокомпонентности вектора ЕОН. Переменное магнитное поле в 10мТ оказалось для них достаточным для снятия вязкой составляющей, при этом направление вектора стабилизируется, кривые выполаживаются (рис. 10.6б)

На стереопроекции приведены направления вектора ЕОН образцов из разреза А (рис. 10.7) отдельно средние направления для образцов прямой полярности и обратной, а также овалы доверия с радиусом

∠ 95°

После проведения размагничивания переменным магнитным полем

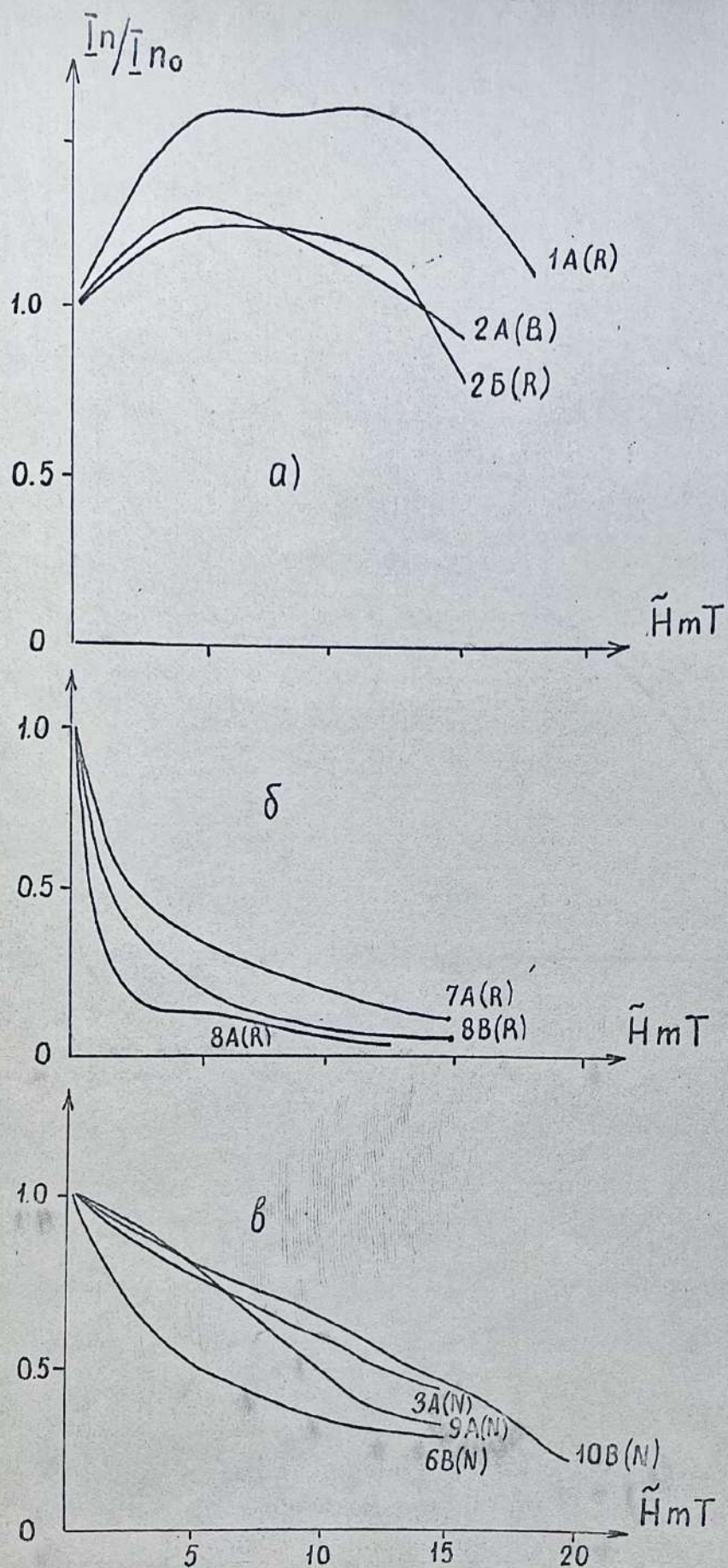


Рис. 10.6. Кривые размагничивания $\tilde{I}_n/\tilde{H}$ образцов ЖМК В13-5/1:
а) образцов из горизонта 4; б) образцов из горизонта 2; в) образцов из горизонта 1 и 3.

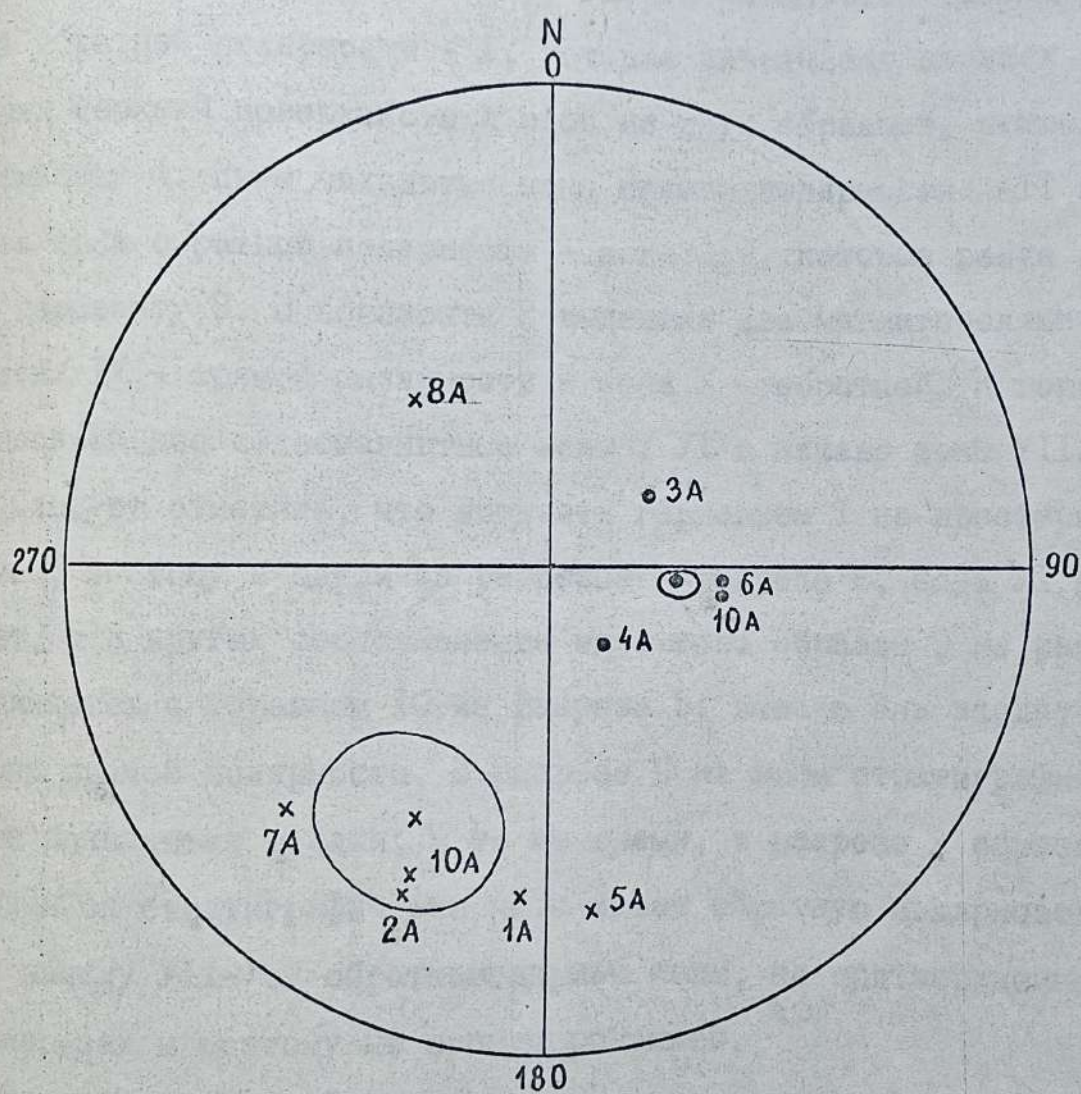


Рис.10.7.Стереопроекция векторов EOH для прямо- и обратно намагниченных образцов после $\tilde{H}$ - чистки.

были построены магнитостратиграфические разрезы по трем параллельным секциям. Результаты сопоставления палеомагнитных данных по ним приведены в таблице 10.10, где для каждого образца даны численные значения наклонения, полярность, а также зоны в которых объединены однополярные образцы из одного горизонта.

Как видно из таблицы 10.10, всего в корке (обр. В13-5/1) выделено шесть палеомагнитных зон. Разрез начинается (сверху вниз) зоной обратной полярности - I, которая охватывает во всех трех секциях верхний поверхностный слой из двух образцов, относящийся к горизонту 4. Ниже находится зона прямой полярности - II и маломощная зона обратной полярности - зона III, которые везде относятся к горизонту 3. В горизонте 2 выделено две магнитополярных зоны: зона IV - прямой полярности и зона V - обратной. К горизонту I относятся две палеомагнитные зоны: VI и начало зоны VII.

Следует отметить, что мощность горизонта I по простиранию изменчива, поэтому в одном из разрезов - разрезе Б, зона VI отсутствует, а в других сопоставление идет так: образец 9 из разреза А объединяется с образцом 10 из разреза В; вместе они входят в одну VI зону прямой полярности. В разрезе Б на этом стратиграфическом уровне появляются осадки; в то же время, в разрезе А образец 10, находящийся стратиграфически ниже имеет обратную полярность и отнесен к началу VII-ой обратнополярной зоны, не подтвержденной в других разрезах и поэтому не пронумерованной.

Каждый из разрезов можно представить в виде таблицы II, где палеомагнитные образцы соотнесены к условно выделенным в корке четырем горизонтам (рис. 10.5а, разрез А).

Для того, чтобы сопоставить полученный разрез с геохронологической палеомагнитной шкалой были проведены биостратиграфические исследования. На рис. 5б показаны участки горизонта IV, из которых

Изменение магнитного наклонения по трем разрезам (А, Б, В, обр. В13-5/1)

№ образца	№ зоны	γ°	Полярность	№ образца	№ зоны	γ°	Полярность	№ образца	№ зоны	γ°	Полярность	Сводный палеомагнитный разрез
Разрез А			Разрез Б			Разрез В			№ зоны			Полярность
1	I	-28	R	1	I	-83	R	1	I	-82	R	I
2		-22		2		-56		2		-75		
3	II	67	N	3	II	51	N	3		62	N	II
4		72		4	III	-61	R	4	II	30		
5	III	-25	R	5		33	N	5	III	-60	R	III
6	IV	57	N	6	IV	22		6	IV	41	N	IV
7		-17		7		-43		7		29		
8	У	-26	R	8	У	-61	R	8	У	-40	R	У
9	VI	57	N	9		-27		9		-60		
10		-27		10				10	VI	29	N	VI
											R	

I, II, III и т.д. - номера палеомагнитных зон

Условные обозначения: штриховка - зоны обратной (R) полярности;

крап. - зоны прямой (N) полярности

Таблица II

Магнитные свойства образцов по разрезу А корки ЖМК В13-5/1

№ образцов	I_n	D°	γ°	Горизонт
1	2,8	185	-28	4
2	5,7	204	-22	
3	13,5	57	67	
4	8,1	149	72	3
5	12,4	172	-25	
6	26,6	100	57	
7	44,8	227	-24	2
8	38,7	322	-50	
9	22,9	98	57	
10	14,6	204	-27	I

Средние для				
N - образцов		98	66	I,2,3

Радиус доверия				
$\angle 95$			4°	

Средние для				
R - образцов		206	-35	I,2,3,4

Радиус доверия				
$\angle 95$			16°	

были отобраны включения, содержащие нано-планктон. Изучение кокколитофорид показало, что на границе слоев 4 и 3 (рис. 1058, проба 2, 5) присутствует комплекс видов: *Coccolithus pelagicus*, *Umbilicosphaera mirabilis*, *cyclococcolithes macintyre*, *Discoaster brownii*, *Helicosphaera camptneri*, *D. pseudovariabilis*

(проба 2) и в пробе 5

те же виды, но еще и *Rhabdosphaera clavigera*. Этот комплекс нано-планктона по биостратиграфической шкале Бакри (1975) для тропического района Тихого океана может быть отнесен к раннему плейстоцену. Поверхностная проба I представлена *geophyrocapsa oceanica*, *Umbilicosphaera mirabilis*, *Coccolithes pelagica*, *Helicopontasphaera* sp., *ceratolithus cristatus*, *Discoaster* sp., *Rhabdosphaera clavigera*.

Её можно отнести также к плейстоцену. Для сопоставления были изучены донные осадки, поднятые в драге вместе с коркой ЖМК, в них выделены виды: *Cyclococcolithus macintyre*, *Discoaster brownii*, *D. quinquevatus*, *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera camptneri*, *ceratolithus cristatus*, *geophyrocapsa* sp., *Rhabdosphaera clavigera*.

которые позволяют отнести их к раннему плейстоцену. Таким образом изучение нанопланктона, как в самой корке, так и в поверхностных донных осадках позволяет определить возраст верхнего горизонта в корке не древнее раннего плейстоцена. В связи с этим отнесение поверхностного горизонта 4 (мощность ≈ 1 см) в железо-марганцевой корке образца ВІЗ-5/І к эпохе Матуяма по геохронологической палеомагнитной шкале правомерно и подтверждается биостратиграфическими данными.

Таким образом палеомагнитный разрез корки ВІЗ-5/І начинается зоной обратной полярности - эпоха Матуяма; стратиграфически ниже отмечено чередование зон N и R полярности с преобладанием прямой

полярности геомагнитного поля, по-видимому, эпоха Гаус или еще древнее.

Такой же характер поля зафиксирован в верхней части железомарганцевой корки, изученной *Chan, Chu* [2] в северной части Тихого океана, где верхние слои корки мощностью около 0,25 см намагничены противоположно современному магнитному полю, и также отнесены авторами к эпохе Матуяма (рис. 108). В южной части поля Кларифон-Клиппертон донным черпателем на станциях В8-826 ($\varphi = 09^{\circ}45' 5''$ с.ш., $\lambda = 142^{\circ}26' 4''$ з.д., $h = 4440$ м) и В8-847 ($\varphi = 10^{\circ}03'$ с.ш., $\lambda = 146^{\circ}23'$ з.д., $h = 5020$ м) были подняты две конкреции. Обе конкреции были четко ориентированы в плоскости "верх-низ", в них по всем образцам, взятым на параллельных разрезах, верхние рудные части конкреций мощностью соответственно 4 и 2 см намагничены противоположно современному магнитному полю.

Для всех четырех случаев, когда поверхностный слой железомарганцевых корок и конкреций характеризуется обратной полярностью, можно считать, что в этих районах Тихого океана отложение рудного вещества не происходило за последние 700 тыс лет (эпоха Брюнес) или было незначительным. Возраст поверхностного слоя в этих железомарганцевых образованиях соответствует эпохе Матуяма - 0,7 - 2,43 млн. лет.

Установление смены полярности в палеомагнитных разрезах железомарганцевых корок позволяет предполагать не только факт отсутствия роста рудного вещества в эпоху Брюнес, но и наличие свидетельств того, что интенсивный процесс рудообразования проходил в прошлом не ранее, чем в эпоху Гаусс (2,43 - 3,40 млн лет). Можно очень приблизительно оценить возрастной предел образования корки В13-5/1, если допустить отсутствие значительных перерывов между выделенными в ней палеомагнитными зонами I и II и II - У1. В этом

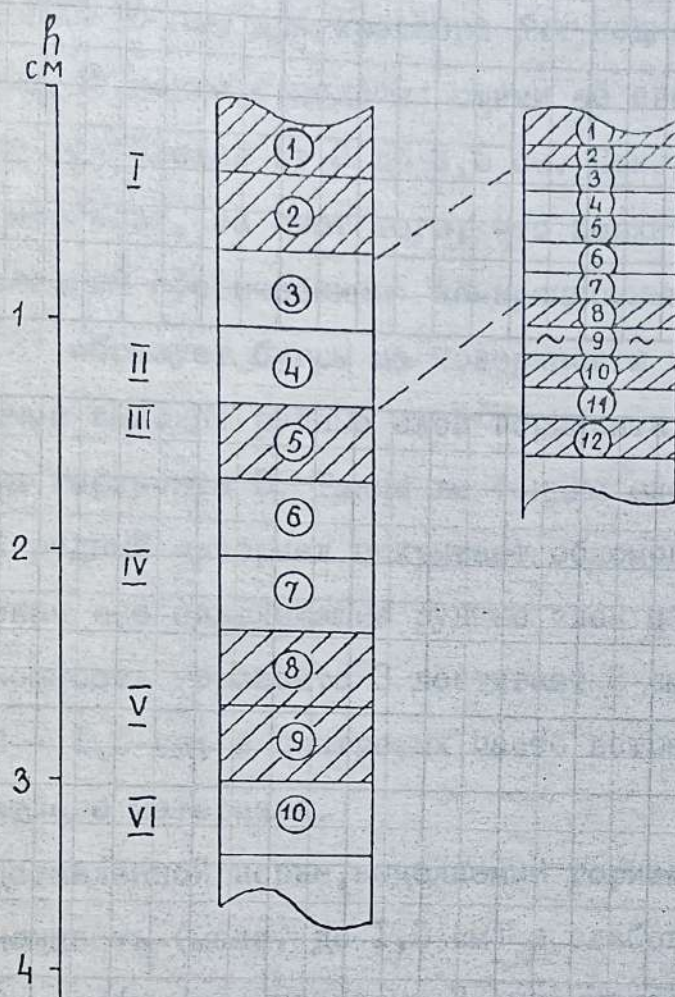


Рис. 10.8. Магнитостратиграфические разрезы железо-марганцевых корок из различных районов Тихого океана.

случае возрастной предел роста её не менее 3,40 млн лет. С учетом мощности железо-марганцевого слоя (около 4 см) скорость роста рудного вещества в этом случае не менее 12 мм в млн лет.

На ст. В13-16 при драгировании был поднят крупный обломок железо-марганцевой корки с подстилающими её светлыми туфами. Мощность рудной корки колеблется от 2 до 3,5 см. Поверхность рудной корки бугристая, неровная, за счет того, что верхний горизонт 3 (рис. 10.9a) сложен сросшимися сферическими конкреционными образованиями. Этот горизонт (Г3) образует бугры на поверхности корки, в седловинах между которыми выходят рудные слои горизонта 2, перекрытого очень тонким слоем горизонта В. Таким же тонким слоем (1 - 3 мм) железо-марганцевый рудный материал покрывает обломок и с боковых сторон, как бы облекая все нижележащие рудные слои и подстилающие туфы. Максимальная мощность горизонта 3 достигает 2 см. Диаметр сферических образований - 1,5 см; в центре их часто встречаются включения осадочного светлого материала.

В представленной корке, выделяемый горизонт 2 имеет очень невыдержанную мощность (макс. до 1,5 см) и слабовыраженное слоистое строение. В местах, где горизонт 2 выклинивается, нижезалегающие рудные слои горизонта 1 непосредственно перекрыты конкреционным горизонтом 3. Самый нижний горизонт 1 достаточно равномерно распространен в корке. Верхняя часть состоит, как и горизонт 3, из сросшихся сферических рудных образований, но меньшего диаметра (до 1 см) и соответственно меньшей мощности - до 1 см. Нижняя часть горизонта 1 (до 4 мм мощности) имеет слоистое строение и обогащена очень тонкими слойками осадочного материала. Подстилающие рудную корку туфы обладают ярко выраженной субгоризонтальной, волнистой слоистостью - переслаивание светлых зеленовато-желтых и белых слоев.

692

Из рудной корки были выпилены три параллельных разреза А, Б и В (рис. 9б), из которых изготовлены образцы для палеомагнитных исследований. Разрез А представлен тремя образцами, по одному из каждого выделенного горизонта. Разрез Б охватывает только два нижних горизонта I и 2 и охарактеризован также тремя образцами, два из которых принадлежат горизонту 2 и один — горизонту I. В разрезе В один образец представляет нижнюю часть горизонта 2, другой — нижнюю половину горизонта I. На рис. 5б показано положение образцов в разрезах относительно друг друга и выделенных горизонтов. Все образцы взаимоориентированны в горизонтальной и вертикальной плоскостях. Слоистость подстилающих туфов может свидетельствовать о том, что залегание корки на дне было близким к горизонтальному. Как уже отмечалось ранее крутой угол наклона геомагнитного поля в районе драгирования позволяет уверенно определять полярность вектора ЕОН в изученных образцах.

Величина остаточной намагниченности во всех образцах из трех разрезов варьирует в пределах $5 \div 21$ А/м, достигая наибольшего своего значения в верхней части корки (горизонт 3). Средние значения величины магнитной восприимчивости для всей рудной корки составляет 70 ед. СИ.

После проведения магнитной чистки переменным магнитным полем выявился для некоторых образцов (обр. 2А) двухкомпонентный состав вектора остаточной намагниченности. Первой разрушается компонента, имеющая направление совпадающее по знаку (угол наклона) с направлением современного геомагнитного поля. Наиболее стабильными здесь оказались образцы из двух верхних горизонтов 2 и 3 (рис. 10а), которые сохраняют 30 — 50% первоначальной намагниченности в полях 20 мТ. Образцы из нижнего горизонта I уже после воздействия переменного магнитного поля амплитудой 10 мТ сохраня-

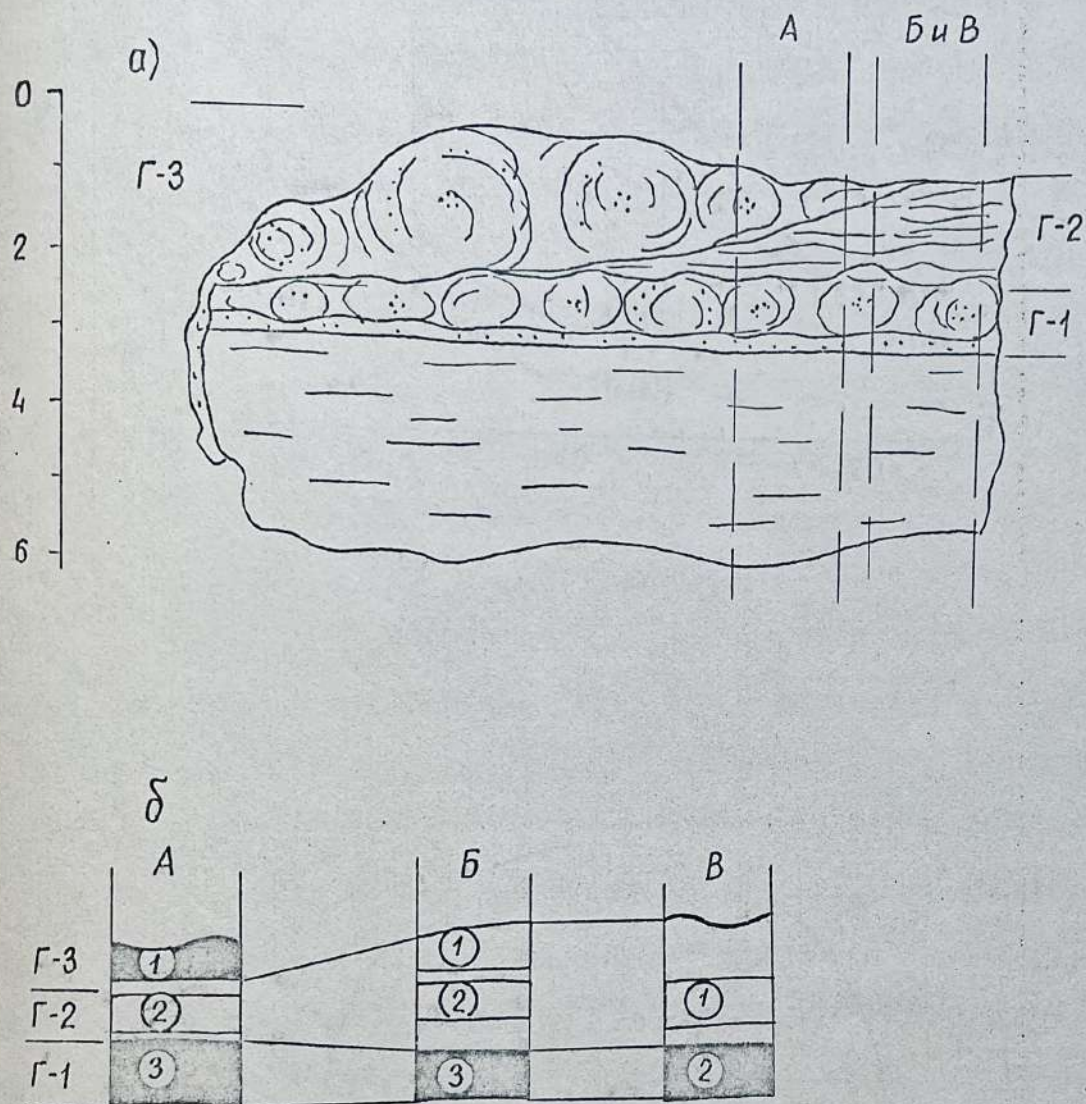


Рис. 10.9. а) обломок железо-марганцевой корки VI3-16 с подстилающим её туфом, масштаб 1:1.
б) магнитостратиграфические разрезы в корке VI3-16

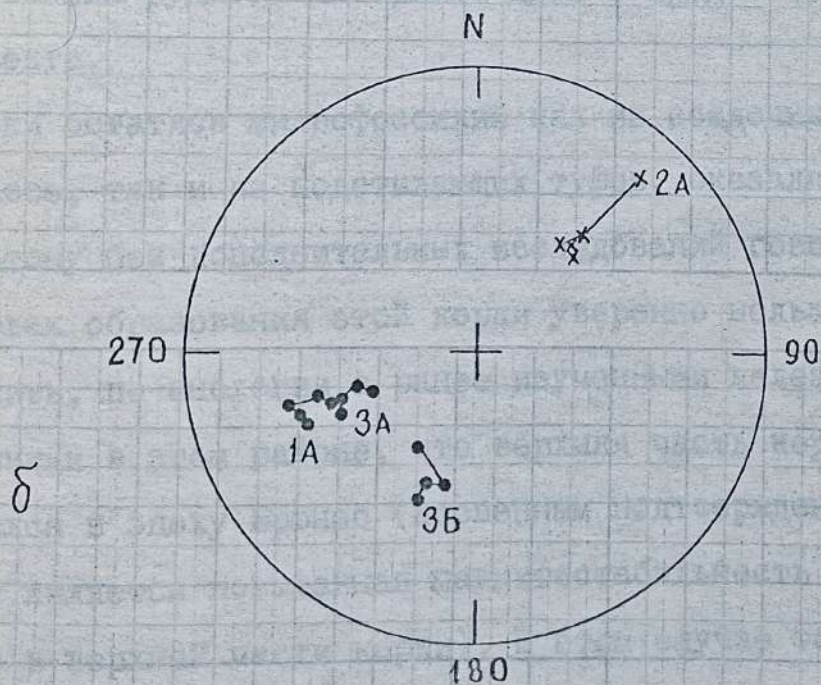
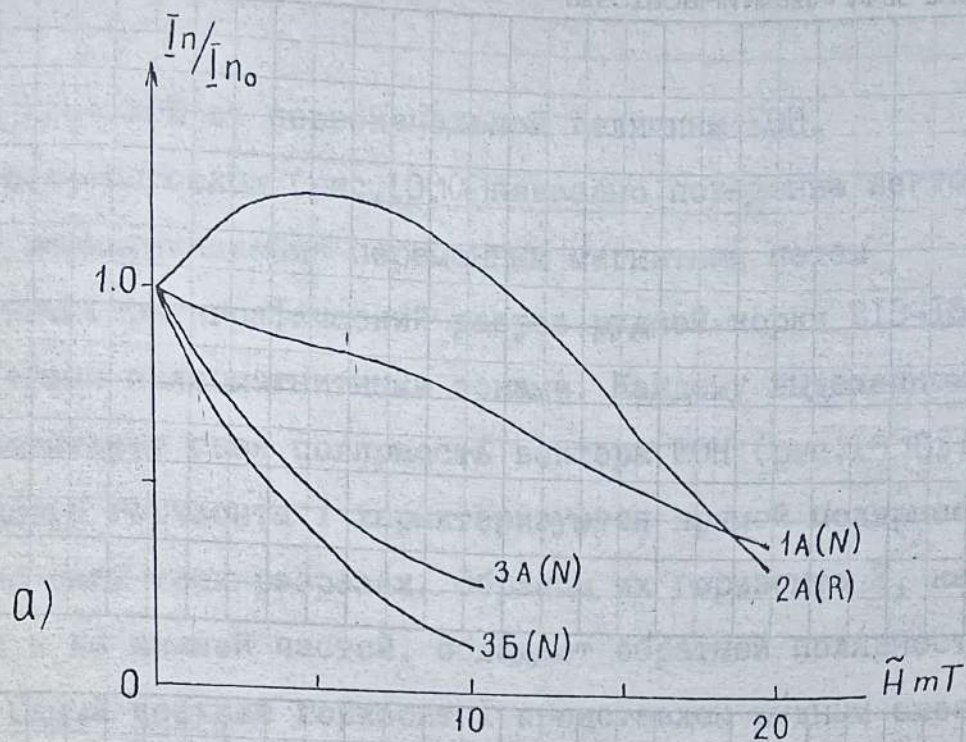


Рис. 10.10. а) кривые размагничивания вектора EOH образцов из корки В13-16.

б) изменение направления вектора EOH при размагничивании переменным магнитным полем.

ют всего 20 - 30% от первоначальной величины ЕОН.

На стереопроекции (рис. 10.108) показано поведение вектора ЕОН в процессе размагничивания переменным магнитным полем

Магнитостратиграфический разрез рудной корки ВІЗ-І6/3 представлен тремя палеомагнитными зонами. Каждому выделенному горизонту соответствует своя полярность вектора ЕОН (рис. 10.108). Рудные слои нижнего горизонта І характеризуются прямой полярностью вектора ЕОН во всех трех разрезах. Образцы их горизонта 2, как из верхней, так и из нижней частей, обладают обратной полярностью вектора ЕОН. Самый верхний горизонт І представлен рудным слоем, намагниченным по направлению современного геомагнитного поля.

Возможность визуально проследить за стратиграфической последовательностью накопления рудных слоев корки ВІЗ-І6/3, наряду с палеомагнитными определениями, позволяет убедиться в неравномерности отложения рудного материала даже в пределах одного наблюдаемого объекта.

Поиски остатков микрофоссилий как из осадочных прослоев в рудной массе, так и из подстилающих туфов, оказались безрезультатными. Поэтому без дополнительных исследований говорить о возрастных пределах образования этой корки уверенно нельзя. Можно лишь предположить, по аналогии с ранее изученными железо-марганцевыми образованиями в этом районе, что верхняя часть корки - горизонт 3 намагнитился в эпоху Брюнес (косвенным подтверждением такого предположения является повышенная магнитоустойчивость рудного вещества именно в верхней части корки). В этом случае только для горизонта 3, максимальная мощность которого составляет 2 см, скорость роста составит 30 мм в миллион лет.

Образец ВІЗ-І4/26, поднятый при драгировании ($\varphi = 30^\circ$ І8 5 с.ш., $\lambda = 173^\circ 40$ в.д., $h = 2400$ м) представляет собой конкреционное образование, прикрепленное к подстилающим осадкам. В срезе

695

отчетливо видно концентрическое, сфероидальное строение рудной оболочки, мощностью до 4,0 см (рис. 11а). Во всех внутренних частях рудной корки. наблюдается примесь буроватого осадочного материала.

Из центральной части среза (рис. 11а) были отобраны образцы для палеомагнитных исследований. Поверхности образцов ориентированы перпендикулярно оси роста ЖМК и соориентированы друг относительно друга, всего изготовлено 6 образцов.

По всем образцам были проведены измерения величины и направления вектора EON , по площади среза измерена магнитная восприимчивость рудной оболочки. Величина EON образцов варьирует в пределах 4 ± 23 А/м, магнитная восприимчивость в среднем составляет 60 ед. СИ.

Размагничивание переменным магнитным полем выявило двухкомпонентный состав вектора EON . Направление вектора EON более жесткой компоненты стабилизируется для пяти образцов после воздействия переменного поля с амплитудой 5 мТ. При чистке образца 5 размагничивание более мягкой компоненты и стабилизация направления вектора EON наблюдалась после приложения переменного магнитного поля 10 мТ. Во всех случаях направление магнитной ^{мягкой} компоненты по знаку вертикальной составляющей совпадает с наклоном современного геомагнитного поля. На рис. 11б и 11в приведены графики размагничивания $I_n/\tilde{H}$ и стереопроекция распределения векторов EON ^{образцов} из различных горизонтов ЖМК после магнитной чистки.

Из шести образцов в разрезе корки только у двух направление EON совпадает с направлением современного геомагнитного поля (рис. 11а). Остальные образцы оказались обратно намагниченные, причем, обратно полярными оказались и верхние три миллиметра рудной оболочки, что может свидетельствовать о том, что рост этой корки прекратился около одного млн. лет назад, т.е. до начала эпохи Брюнес.

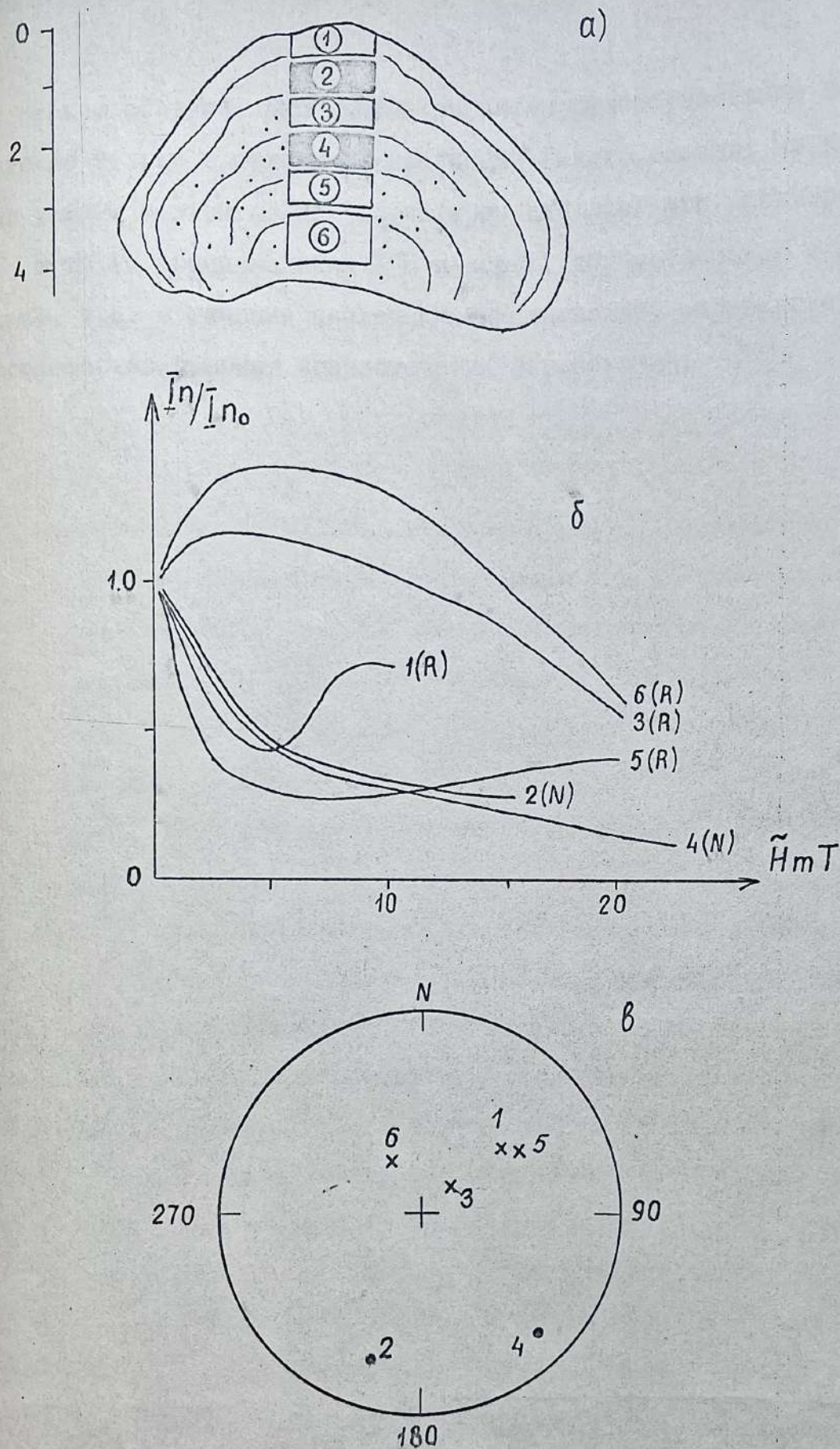


Рис. 10. II. а) магнитостратиграфический разрез в железо-марганцевом образовании В13-14/26.

б) кривые размагничивания вектора ЕОН переменным магнитным полем.

в) стереопроекция направления векторов ЕОН после $\tilde{H}$ -чистки.

Таким образом прерывистый характер рудообразования имеет место не только в отдельной провинции Тихого океана, но как показали работы в этом рейсе, характерен для всей его акватории.

В то же время наличие ЖМК и корок, образовавшихся в эпоху Брюнес, т.е. в течение последнего миллиона лет опровергает мнение о повсеместно древнем возрасте этих образований.

ВЫВОДЫ

Изучение магнитных свойств пород на полигонах I,2 и разломе Кларион показало, что на ВТП наиболее сильномагнитными оказались афировые базальты и долериты с западной части поднятия. В разломе Клиппертон породы, представленные ферробазальтами - сильномагнитны, особенно в нижней части разреза.

На разломе Кларион все поднятые породы представлены слабомагнитными базальтами.

Магнитные свойства пород Императорского хребта, ВТП, разломов Сикейрос и Клиппертон указывают на то, что большинство пород мало изменено, это в свою очередь является косвенным свидетельством их относительно молодого возраста. В то же время породы разлома Кларион, независимо от типа, претерпели большие изменения и, по-видимому, более древние.

Осадки, вскрытые колонками из Гватемальской котловины - молодые, возраст их моложе 700 тыс. лет.

Осадки, отобранные в различных частях разлома Кларион небольшими по длине колонками, имеют разный возраст. Так, на профиле К-1 (ст. ВІЗ-73,74) магнитостратиграфические разрезы колонок подобны друг другу, они охватывают отложения, возраст которых не более I,2 млн.лет. Вблизи от оси разлома (ст. ВІЗ-80,81) осадки в колонках значительно древнее, точного возрастного расчленения из-за небольшой длины колонок дать нельзя.

На профиле К-3 (ст. ВІЗ-82,83) палеомагнитные разрезы колонок не сопоставимы. Если осадки со ст. ВІЗ-82 могут быть отнесены к верхней части эпохи Матуяма и эпохе Брюнес, то отложения ст. ВІЗ-83 - не моложе эпохи Гаусс или еще значительно древнее.

Палеомагнитные разрезы колонок ст. ВІЗ-88 и 89 - профиль К-4 также не сопоставимы. В колонке ст. ВІЗ-88 верхняя часть осадков до 160 см относится к эпохе Брюнес, разрез колонки ст. ВІЗ-89

значительно древнее и не может быть сопоставлен ни с эпохой Матуяма, ни, тем более, с эпохой Брюнес.

На профиле К-5 (ст. ВІЗ-99,97) ничего сказать о сопоставимости магнитостратиграфических разрезов этих колонок нельзя, так как колонка ст. ВІЗ-97 вскрывает достаточно молодые осадки с уверенным стратиграфическим расчленением и определением возраста, который немногим более I млн. лет; в то же время отложения колонки ст. ВІЗ-99 не позволяют сделать заключение о её возрасте, вся она намагничена (0-115 см) по направлению современного магнитного поля.

Колонки ст. ВІЗ-100 и 101, расположенные вблизи оси разлома Кларион, вскрывают древние отложения.

На профиле К-6 (ст. ВІЗ-102,103) палеомагнитные разрезы колонок несопоставимы, отложения колонки ст. ВІЗ-102 древние, ст. ВІЗ-103 — моложе, верхняя часть разреза до 112 см относится к эпохе Брюнес.

Расположенные с северной стороны разлома Кларион колонки ст. ВІЗ-104 и ВІЗ-107 также несопоставимы. Магнитостратиграфический разрез колонки ст. ВІЗ-107 вскрывает последовательно эпоху Брюнес и верхнюю часть эпохи Матуяма, возраст осадков немногим более 700 тыс. лет, отложения ст. ВІЗ-104 — значительно древнее.

Палеомагнитные исследования железо-марганцевых корок и конкреций позволили усовершенствовать методику исследований и обратить особое внимание при отборе образцов на строение рудной оболочки и взаимоотношение её с ядром конкреции и подстилающим осадком.

Изучение корок, поднятых на Императорском хребте и ориентированных "верх-низ" позволило после размагничивания переменным магнитным полем выделить зоны различной полярности. Самый верхний слой корки имеет обратную полярность и сопоставлен с эпохой Матуяма, что подтверждено биостратиграфическими данными; стратиф-

рафически ниже чередование зон N и R - полярности с преобладанием прямой полярности можно отнести к эпохе Гаусс или ещё древнее. Таким образом, в этом районе Тихого океана подтвержден прерывистый характер рудообразования и отсутствие его в последние 700 тыс. лет.

В целом проведенные в рейсе исследования магнитных и палеомагнитных свойств коренных драгированных пород показали, что для разных разломов (Кларион, Клиппертон, Сикеирос, Восточно-Тихоокеанское поднятие, Императорский хребет) характерно наличие пород, отличающихся друг от друга, во-первых, степенью изменчивости, во-вторых, магнитностью и, в-третьих, возрастом. С точки зрения вклада отдельных пород в магнитоактивный слой можно конкретно указать наиболее сильномагнитные породы, которые при достаточной мощности могут внести существенный вклад в аномальное магнитное поле. Так, на Императорском хребте наиболее магнитными оказались породы, драгированные на юго-западном склоне г. Канму, а также трахиты, поднятые на г. Колахан. В разломе Клиппертон породы, представленные ферробазальтами - сильномагнитны, особенно в нижней части разреза. На ВТII наиболее сильномагнитными оказались афировые базальты и долериты с западной части поднятия.

Независимо от типа, породы, поднятые в разломе Кларион, резко отличаются от всех выше изученных в других разломах. Они претерпели большие изменения и наиболее древние.

Магнитостратиграфические исследования глубоководных донных осадков показали, что осадки Гватемальской котловины молодые, возраст их меньше 700 тыс. лет. В пределах разлома Кларион вскрыты разновозрастные отложения. Поверхностный слой осадочного чехла изучен в 16 колонках, взятых на профилях перпендикулярных к оси разлома с южного и северного концов их. Наблюдается тенденция к повышению возраста осадков на южной стороне разлома.

Для восточной части разлома профиль К-I (ст. ВІЗ-73, 74) установлена одновозрастность покровного слоя осадков с обеих

сторон разлома Кларион.

Западнее и для осевой зоны разлома наблюдается разновозрастность осадков, причем они значительно древнее с южной стороны разлома. Так, если для северного борта (ст. ВІЗ-82, 89, 97 и І03) возраст осадков не превышает І-І,5 млн. лет, то с южной стороны (ст. ВІЗ-83, 88, І00, І01 и І02) отложения значительно древнее, не моложе 2,5-3,5 млн. лет. Таким образом использование палеомагнитного метода позволило провести стратиграфическое расчленение с определением возраста для красных, в основном "немых" глубоководных глин и показать их разновозрастность в пределах разлома Кларион, что, в свою очередь, свидетельствует о разной истории формирования поверхностного осадочного чехла с южной и северной сторон его.

Палеомагнитные исследования железо-марганцевых корок, отобранных на Императорском хребте (г. Юриоку) показали возможность стратификации их в вертикальном разрезе при ориентировке "верх-низ". После выделения стабильной составляющей вектора ЕОН оказалось возможным сопоставить палеомагнитный разрез корки ВІЗ-5/І с геохронологической палеомагнитной шкалой. Использование биостратиграфии (изучение нанопланктона) подтвердило отнесение самой верхней части железо-марганцевой корки к эпохе Матуяма.

Характер древнего геомагнитного поля, зафиксированный в железо-марганцевой корке, показал, что в центральной части Тихого океана (Императорский хребет) рудообразование не происходило за последние 700 тыс. лет, а интенсивный процесс его в прошлом проходил не ранее, чем в эпоху Гаусс (2,43-3,32 млн. лет).

Работы в этом рейсе показали, что прерывистый характер рудообразования характерен не только для отдельной области Тихого океана (провинции Кларион-Клиппертон), но, по-видимому, для всей его акватории.

ЛИТЕРАТУРА

1. Городницкий А.М., Назарова Е.А., О структуре магнитоактивного слоя океанической коры. "Геофиз. поля Атлантич. океана". М.: 1988. с.131-143.
2. Городницкий А.М., Назарова Е.А., Попов К.В., Щербаков В.П. Аномальное магнитное поле и магнитные характеристики пород океанской коры в зоне трансформного разлома Кларифон. III съезд океанологов. Тез.докл.. Секция Геология, геофизика и геохимия океана. Твердая кора, зоны перехода. Л.: Гидрометеиздат. 1987. с.66-67.
3. Линькова Т.И., Кашинцев Г.Л., Городницкий А.М., Райкевич М.И. Магнитные характеристики пород в разрезе океанической коры разлома Хизена. Океанология, 1982 т.22, вып. 3, с.446-453.
4. Линькова Т.И., Райкевич М.И. О природе намагниченности слоя 2 океанской коры. Тихоокеанск. геология. 1985, № 5, с.102-106.
5. Назарова Е.А. Магнитные свойства базальтов океанического ложа. "Магнитные аномалии океанов и новая глобальная тектоника". М., 1981, с.131-142.
6. Райкевич М.И. Намагниченность пород в разрезе океанической коры желоба Волкано. "Палеомагнетизм в геологии". Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987, с.136-142.
7. Шаронова З.В., Печерский Д.М. Влияние условий окисления природных титаномagnetитов на их магнитные свойства. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1987, №4, с.84-93.
8. Initial Reports of the DSDP. Wash., 1980, vol. 55.
9. William O. Sayre. Preliminary report on the paleomagnetism of Aptian and Albian limestones and trachytes from the Mid-Pacific Mountains and Hess rise. Deep Sea Drilling Project Leg 62. In: Initial Reports of DSDP. Wash. 1981, vol. 62. p. 983-995.

II. ОТРЯД ФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ АНАЛИЗА

II.1. Цель и основные задачи работ

Согласно программе рейса , а также план-программе работ ядерно-физической группы, целью экспедиционных работ отряда являлось:

1) Испытание комплекса многоэлементного рентгено-радиометрического анализа (МРРА) с радионуклидными источниками в условиях экспедиционных работ;

2) Изучение элементного состава коренных пород и железомарганцевых конкреций, поднятых драгированием на полигонах, получение надежных данных по большому ряду элементов - Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Nd (магматиты) ; Mn, Fe , Ni, Cu, Zn, Rb, Mo, Ba, La, Ce, Nd, Sm (ЖМК).

3) Проведение рентгено-фазовой диагностики минералов осадков и пород, полукачественная оценка их соотношений в пробах.

4) Изучение возможностей расширения круга анализируемых объектов донных пород и осадков океана, отбираемых в процессе экспедиционных работ (сульфиды, глины и др.).

II.2. Состав отряда и распределение обязанностей

Отряд сформирован, главным образом, из сотрудников ИХ ДВО АН СССР, 1 человек - ДВГИ.

1. Григорьев А.И. - начальник отряда, осуществлял общее руководство аналитическими работами, обеспечивал научное и методическое руководство физико-аналитическими исследованиями, выполнял функции оператора на установке МРРА.

2. Паршин А.Р. - инженер-электронщик, обеспечивал бесперебойную качественную работу аналитической аппаратуры,

разрабатывал и отлаживал программные модули к комплексам "Базальт" и "ЖМК", составлял программное обеспечение для методики "тонких слоев".

3. Ряполова Н.В. (ДВГИ) – старший инженер, проводила рентгенометрические съёмки на дифрактометре, выполняла обработку дифрограмм, обеспечивала приготовление препаратов для съёмок, осуществляла предварительную диагностику минералов и определение их полуколичественных соотношений.

4. Иваненко Т. А. – инженер-аналитик, обеспечивала приготовление стандартных образцов состава, осуществляла подготовку образцов к анализу, проводила непосредственные измерения и обработку в многоэлементном рентгено-радиометрическом анализе на установке МРРА.

5. Кубахова Г.С. – инженер-аналитик, проводила многоэлементный рентгено-радиометрический анализ на установке МРРА, выполняла расчеты ядерно-физических констант и параметров спектрометра.

Научно-методическое руководство рентгено-фазовыми исследованиями выполнялось сотрудниками петрологического отряда.

II.3. Оборудование

Для рентгено-радиометрического анализа в рейсе использовалась установка МРРА, разработанная в Институте химии ДВО АН СССР. Она состоит из блока возбуждения, устанавливаемого на полупроводниковый Si(Li)-детектор, работающий при температуре жидкого азота и спектрометрического тракта, включающего усилители, формирователи и многоканальный анализатор импульсов LP-4900 (Nokia) с периферийными устройствами. Анализатор импульсов содержит программируемый 20-битовый процессор с памятью 8.5 килослов. Для отдельных работ использо-

вался многоканальный анализатор LP- 4700.

Эталонные, калибровочные и статистические расчеты проводились на ЭКВМ "Искра-1256" по имеющимся и вновь создаваемым программам.

При приготовлении модельных проб и стандартных образцов использовались весы различных типов: WT-1000, WT-50, T-1000

Для функционирования Si(Li)детектора необходим жидкий азот. Для этих целей на борт были взяты две транспортные цистерны ЦТК-1/0.25 и ЦТК-0.5/0.25 и 6 сосудов типа СК-40, залитые жидким азотом.

Для проведения фазового анализа использовался рентгеновский дифрактометр ДРОН-1 со вспомогательной аппаратурой.

Имеется комплект электроизмерительной аппаратуры и запасных частей.

II.4. Методика исследований

МРРА - метод основан на возбуждении радионуклидными источниками ($\text{Cs} - 109$, $\text{Am} - 241$) характеристического излучения атомов с регистрацией этого излучения Si(Li)- детектором и последующей обработкой спектра в анализаторе. Способ "насыщенных слоёв" (величина воздушно-сухой навески 5-10 г) характеризуется относительной независимостью от колебаний массы навески в указанных пределах, применением стандартных образцов, экспрессностью (время анализа ~ 15 мин.), достижением пределов обнаружения от $k \times 10^{-2}\%$ для легких элементов до $k \times 10^{-3}\%$ элементов с $Z \geq 40$. В способе "насыщенных слоев" существенную роль играет постоянство матричного состава анализируемых проб. Для каждого типа матрицы должны быть рассчитаны специальные таблицы коэффициентов и рабочих установок. Поэтому способ "насыщенных слоев" применялся при анализе коренных

пород и ЖМК. При обработке спектральной информации использовались программные комплексы "Базальт" и "ЖМК", разработанные в Институте химии ДВО АН СССР.

Способ "тонких слоёв" (величина навески ~ 15 мг) обладает независимостью аналитических линий от состава матрицы и применялся для анализа различных типов донных осадков и океанических пород. Он характеризуется большей трудоемкостью приготовления проб (осаждение в ацетоне, взвешивание) и ухудшением в 3-5 раз чувствительности определений.

Фазовый анализ основан на дифракционном рассеянии рентгеновского излучения (CuK_α -излучение с Ni-фильтром) веществом пробы и регистрации интенсивности излучения в зависимости от угла рассеяния. Полученные дифрактограммы с помощью таблиц и расчётов на калькуляторе по специально разработанным программам позволили проводить диагностику минералов и оценить их соотношение в пробе.

II.5. Методические и аналитические результаты

II.5.1. МРРА проб магматических горных пород

Для рентгено-радиометрического анализа элементного состава океанических базальтов и других магматических пород использовалась разработанная в ИХ ДВО методика. Она заключается в возбуждении характеристического рентгеновского излучения определяемых элементов одновременно двумя источниками - кадмий-109 (энергия возбуждения - 22,1 кэВ) и америций-241 (энергия возбуждения $\sim$ 60 кэВ). Регистрация рентгеновского излучения проводилась полупроводниковым Si(Li) детектором и программно управляемым измерительным комплексом LP-4900. Разрешение спектрометра по линии 5,9 кэВ составляло 340-360 эВ. Измерения проводились в "насыщенных" слоях исследуемой пробы. Для обработки спектрометрической информации использовался программный комплекс "БАЗАЛТ", разработанный совместно с СВНИИ ДВО АН СССР. Методика позволяет определять содержания 9 элементов - Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Nd практически во всём диапазоне их изменчивости в океанических магматических породах.

Запуск и отладка методики на борту судна представляла собой достаточно сложную научно-методическую задачу. Это вызвано следующими причинами:

1. Со времени последнего использования указанной методики (1985 г.) прошло 3 года, за которые изменились физические параметры Si(Li) детектора и предусилителя; в 4-5 раз снизилась активность кадмиевого источника возбуждения, что привело к существенному изменению вида регистрируемого спектра.

2. Анализировались породы различных типов (толеиты, долериты, субщелочные базальты и т.д.), обладающие различными эффективными атомными номерами, что в свою очередь изменяет соотношения аналитических линий и пика некогерентного рассеяния.

3. В нашем распоряжении находились только 4 аттестованных стандарта (из них ни одного океанического базальта) с навесками не более 7 г, что недостаточно для образования насыщенного слоя по некоторым элементам.

При отладке методики были заново определены исходные положения аналитических областей определяемых элементов, некогерентно и когерентно рассеянного излучения кадмия-109 и америция-241. Ширина аналитических областей выбиралась равной $\sim 1,5 \cdot R$, где R - разрешение спектрометра.

Для определения вкладов рассеянного излучения первичных источников (Cd-109, Am-241) в аналитические области определяемых элементов была изготовлена "чистая" матрица с эффективным атомным зарядом $Z = 14,5$, что соответствует эффективному атомному номеру наиболее распространённого типа базальта. Многократное измерение модельной смеси позволило надёжно определить фоновые коэффициенты. Программа ввода коэффициентов была доработана - увеличено число значащих цифр. Программный комплекс первоначально не предусматривал определение йода в базальтах. Но уже первые полученные спектры показали наличие J (порядка нескольких сотых долей процента), поэтому программа была дополнена для его определения.

Одной из главных задач отладки комплекса явилось определение коэффициентов межэлементного влияния. Для этого на основе синтетической матрицы были изготовлены модельные смеси, содержащие определяемые элементы, не влияющие друг на друга: $Rb + Zr + Ba$; $Sr + La$; $Y + Ce$; $Nd + Nb$ и т.д. Трёхкратное измерение модельных стандартов позволило рассчитать массив коэффициентов межэлементного влияния.

Эталонировка производилась по четырём стандартным образцам состава: трапп СТ-1А, альбитизированный гранит СГ-1А, габбро эссексское СГД-1А и STM-I (USA).

Для всех определяемых элементов были получены линейные градуировочные зависимости вида $\eta = a + bC$, где:

η - спектральное отношение;

C - концентрация (грамм/тонна);

a, b - коэффициенты.

Коэффициенты рассчитывались методом наименьших квадратов на ЭПКВМ "Искра-1256"; коэффициенты корреляции для всех зависимостей лежат в диапазоне $0,964 \leq R^2 \leq 0,999$.

По результатам градуирования были сделаны оценки пределов обнаружения (L_c) элементов при МРРА горных пород.

Таблица II.1

Оценки пределов обнаружения элементов

Элемент	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Nd	J
$L_c, \text{г/т}$	7	12	11	6	7	20	5	7	5	20

Воспроизводимость результатов МРРА, как правило, не превышает 15-20% практически во всём диапазоне изменчивости указанных элементов.

Анализ проб магматических пород проводился партиями по 10-20 образцов. Время измерения одной пробы не превышало 20 минут. На рис. II.1 приведён типичный спектр образца океанического базальта. Обработка полученных спектров программным комплексом "БАЗАЛТ" не превышает нескольких минут.

II.5.2. Многоэлементный рентгено-радиометрический анализ железо-марганцевых конкреций и корок

Для анализа ЖМК и корок в "насыщенных" слоях использовалась разработанная в ИХ ДВО методика и программный комплекс ЖМК

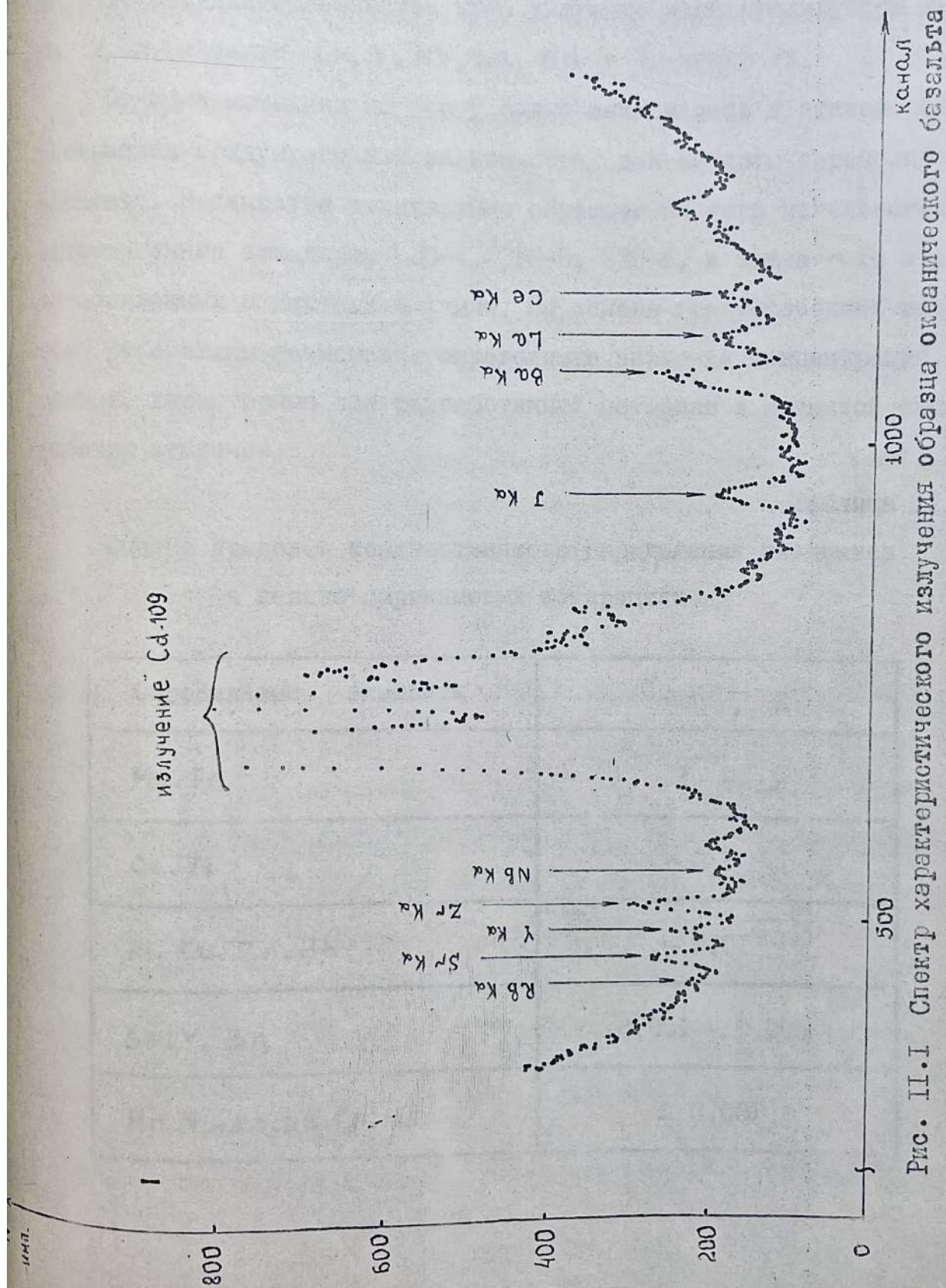


Рис. II.1 Спектр характеристического излучения образца океанического базальта

Возбуждение характеристического излучения проводилось последовательно двумя источниками - $Cd-109$ и $Am-241$. Типичные регистрируемые спектры рентгеновского излучения приведены на рис. II.2, II.3. В них наблюдаются отчетливые фотопики К-линий $Ti, Mn, Fe, Sr, Zr, Mo, Ba, Ce$. Для большинства проб уверенно идентифицируются К-линии Ni и Cu , а также Zn, Y, Nb, La, Nd и L-линии Pb .

Отладка методики на борту судна заключалась в эталонировке и построении градуировочных зависимостей для каждого определяемого элемента. В качестве стандартных образцов состава использовались аттестованные стандарты СДО-4, СДО-5, СДО-6, а также ~ 10 эталонов, изготовленных в Институте химии. На основе градуировочных зависимостей рассчитаны наименьшие определяемые значения концентраций элементов, характерные для разработанной методики и принятой системы рабочих эталонов.

Таблица II.2

Оценка пределов количественного определения элементов
в железо-марганцевых конкрециях

Определяемые элементы	C_{min} , %
Mn, Fe	I - 5
Ca, Ti	~ 0,1
Ni, Cu, Zn, Pb	~ 0,01
Sr, Y, Zr	0,001 - 0,005
Mo, Nb, Ba, La, Ce, Nd	$\leq 0,001$

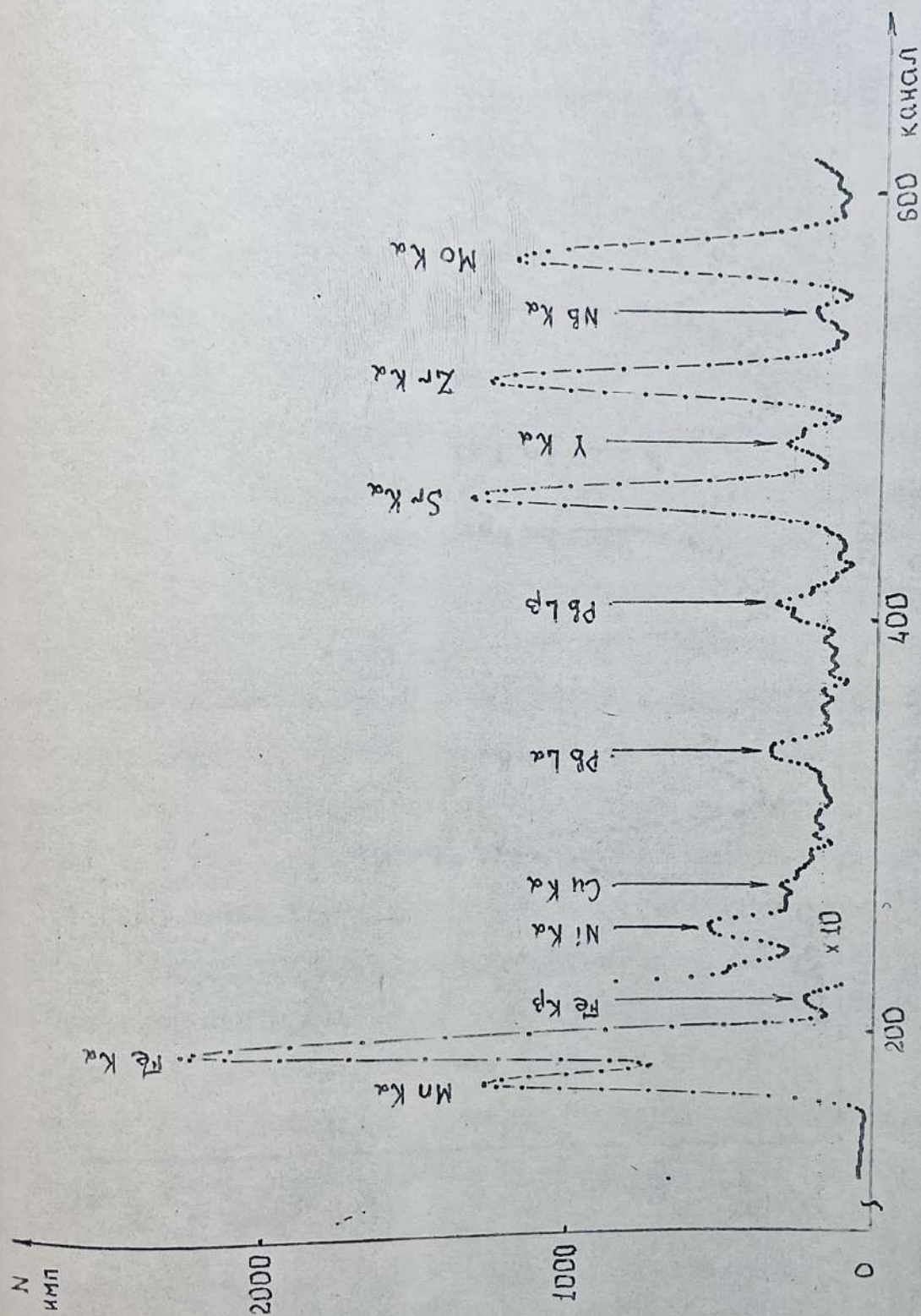


Рис. II.2 Типичный спектр излучения ЛЛК (источник - C-109)

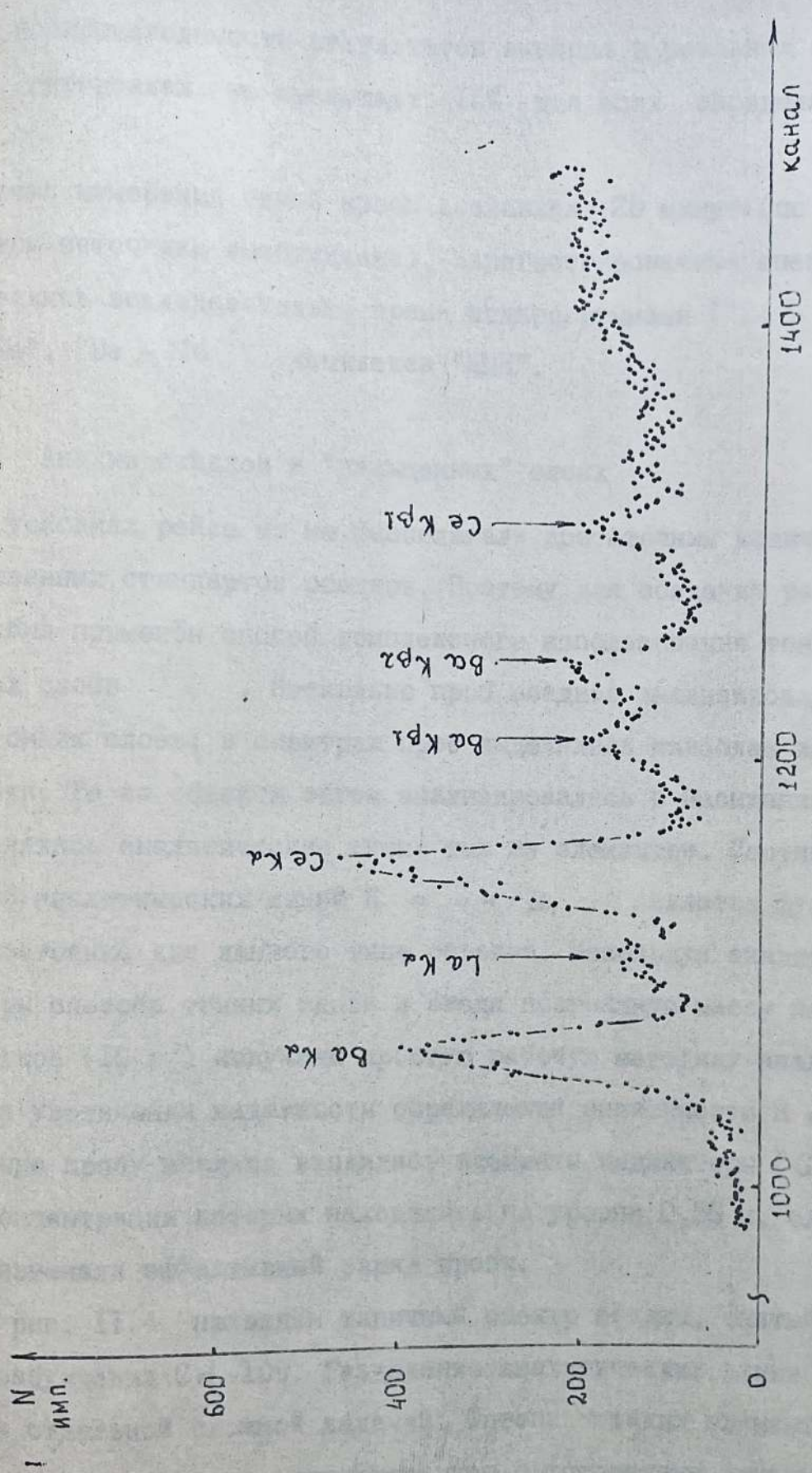


Рис. 11.3 Участок спектра характеристического излучения ^{137}Cs
(источник - А - 241)

65

Ошибка воспроизводимости результатов анализа в реальных аналитических интервалах не превышает 15% для всех определяемых элементов.

Время измерения одной пробы составляло 20 минут (по 10 минут на каждом источнике возбуждения). Зарегистрированные спектры обрабатывались последовательно тремя подпрограммами ("Ti - Zn", "As - Mo", "Ba - Nd") комплекса "ЖМК".

II.5.3. Анализ осадков в "насыщенных" слоях

В условиях рейса мы не располагали достаточным количеством аттестованных стандартов осадков. Поэтому для создания рабочей методики был применён способ комплексного использования тонких и насыщенных слоёв. Несколько проб осадков анализировалось способом тонких слоёв; в спектрах проб выделялись наиболее интенсивные линии. Те же объекты затем анализировались в насыщенном слое и выделялись аналитические линии тех же элементов. Соотношение площадей аналитических линий $K = S_n / S_T$ является функцией от Z и постоянна для данного типа объекта. Используя аналитические параметры способа тонких слоёв и введя постоянную массу навески для осадков (10 г) получаем простую рабочую методику анализа осадков. Для увеличения надёжности определения зависимости $K = f(Z)$ в исходную пробу осадков вводились элементы индикаторы (Ga, Se и др.), концентрации которых находились на уровне 0,5% и, следовательно, не изменяли эффективный заряд пробы.

На рис. II.4 приведён типичный спектр осадка, снятый с источником возбуждения Cd-109. Разделение аналитических линии элементов является отдельной сложной задачей. Фотопики таких элементов как Fe, Zn, Y, Zr, Nb, Mo интерферируют с фотопиками других элементов и друг с другом. Для разделения вкладов различных элементов ис-

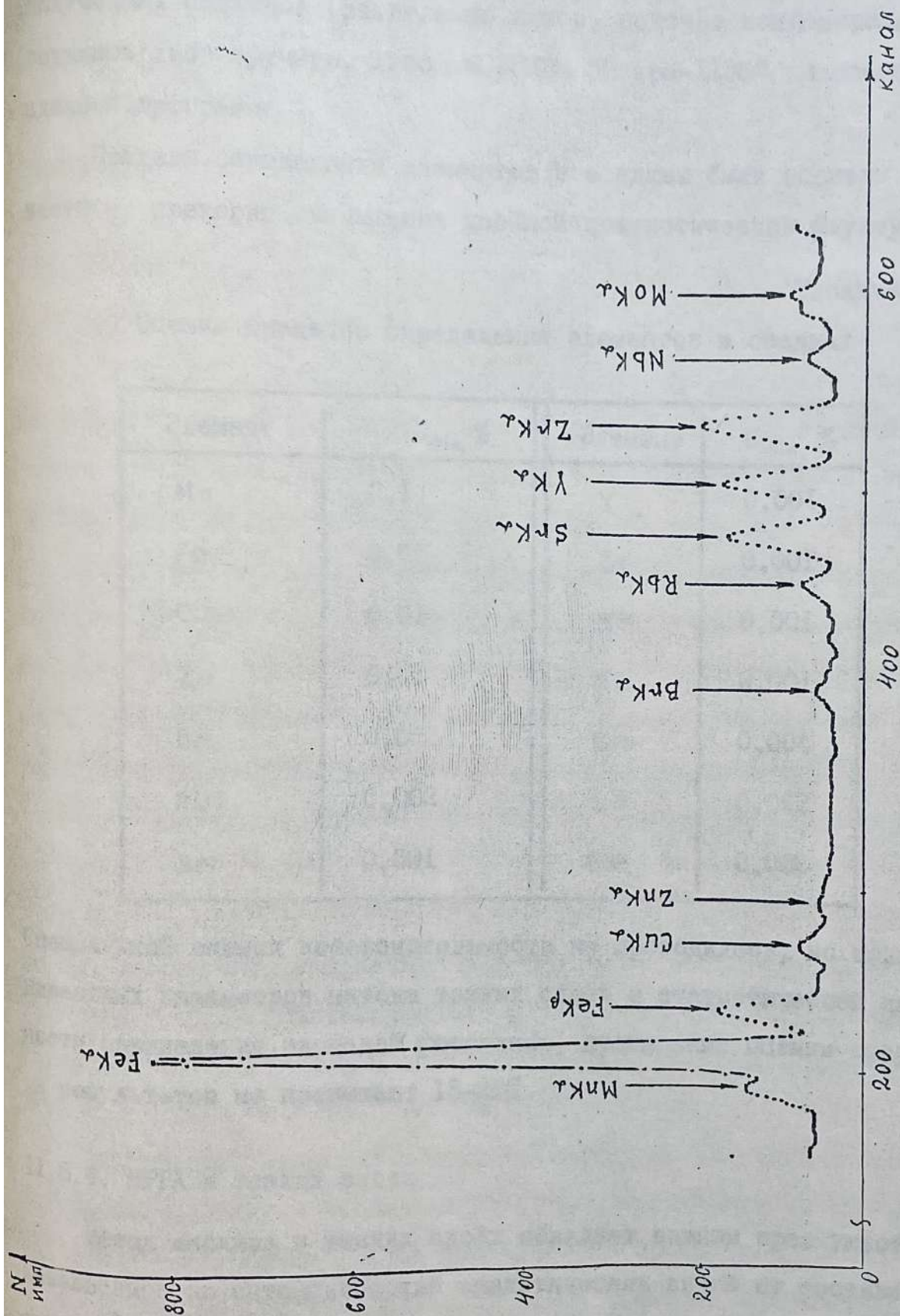


Рис. II.4. Спектр характеристического излучения образца
глинистого осадка

пользовались спектры модельных смесей и чистых элементов, по которым были рассчитаны коэффициенты межэлементного влияния. Обработка полученных спектров (разделение пиков, подсчёт концентраций) проводилась либо вручную, либо на ЭПКВМ "Искра-1256" по специально созданной программе.

Пределы определения элементов в осадках были оценены по известному критерию превышения двойной статистической флуктуации фона.

Таблица II.3

Оценка пределов определения элементов в осадках

Элемент	$C_{min}, \%$	Элемент	$C_{min}, \%$
Mn	0,1	Y	0,001
Fe	0,05	Zr	0,001
Cu	0,01	Nb	0,001
Zn	0,01	Mo	0,001
Br	0,002	Ba	0,004
Rb	0,002	La	0,002
Sr	0,001	Ce	0,002

Специальной оценки воспроизводимости не проводилось, но исходя из известных параметров метода тонких слоёв и статистической погрешности определения площадей фотопиков, прогнозные оценки погрешности результатов не превышают 15-20%.

II.5.4. МРРА в тонких слоях

Метод анализа в тонких слоях обладает важным преимуществом — независимостью интенсивностей аналитических линий от состава матрицы. И хотя пределы обнаружения в этом методе повышаются в 3-5 раз

(для больших Z), он даёт возможность проводить анализ любых типов объектов. Методика анализа достаточно полно описана в [1]. Способ тонких слоёв предполагает предварительное снятие кривой удельного выхода флуоресценции в зависимости от заряда атома, что и было проделано по стандартам, приготовленным в Институте химии. Обработка спектрометрической информации проводилась непосредственно на анализаторе (сглаживание спектра, подсчёт исходных площадей) и на ЭКВМ "Искра-1256" (разделение аналитических линий, расчёт концентраций) по специально разработанным программам. Пределы определения одних и тех же элементов в методе тонких слоёв существенно различаются в зависимости от типа объекта. Поэтому укажем лишь на предельные значения: для группы элементов $\text{Ca} \div \text{Fe} \sim 0,1\%$; для $\text{Ni} \div \text{Zn}$, $\text{Pb} \sim 0,05 \div 0,01$; для $\text{Br} \div \text{Mo} \leq 0,01$; для Ba , La , $\text{Ce} \sim 0,01$.

Метод тонких слоёв более трудоёмок по сравнению с методом насыщенных слоёв. Необходимо брать навеску в ~ 15 мг, равномерно нанести её на подложку; кроме того, обязательно делается дубликат мишени. Всё это удлиняет время анализа. Поэтому данный метод применялся нами только для методических разработок, либо при анализе образцов с малым количеством материала (≤ 5 г).

II.5.5. Рентгенофазовый анализ

На борту НИС "Академик А.Виноградов" проводился Ряполовой Н.В. и Волохиным Ю.Г. рентгенофазовый анализ, выполненный на специально модернизированном для судовых условий рентгеновском дифрактометре ДРОН-2.0.

Для съёмки осадочных и магматических пород использовалось Cu K_α излучение, а для рудных корок и железо-марганцевых конкреций Fe K_α излучение. Обычный режим получения дифракционных картин: 30 кВ и 20 мА; рабочие щели $0,5 \times 1,0 \times 0,5 \times 0,5$ мм. Интексиметр, применяемый для регистрации спектра, ЭВУ-1-1 — работал в режиме 200 и 400 им/сек, при постоянной времени 5 и 2 сек соответственно. Ско-

рость сканирования 1 или 2 град/мин. Съёмки дифрактограмм выполнялись по известным методикам, описанным в работах

При изучении осадочных пород иногда необходимо было применять операцию фракционирования, а также специальные процедуры по отношению к отдельным фазам и фракциям для однозначной рентгеновской диагностики и выявления индивидуальных характеристик состава и структуры отдельных минералов. Фракционирование проводилось водомеханическим способом по общепринятой методике. Препараты для анализа приготавливались из водной суспензии методом "капли", для чего использовалось специальное приспособление, исключающее влияние качки.

Для рентгено-фазового анализа слоистых силикатов приготавливались по специальной методике разориентированные препараты.

II.5.6. Аналитические работы

Аналитические определения для отрядов экспедиции были начаты с 7.10.88 и продолжались вплоть до окончания экспедиции. Проводились, в основном, количественные и, в отдельных случаях, качественные исследования состава отбираемых образцов. Общие объёмы аналитических определений в различных типах объектов приведены в таблице II.4. В этой таблице не учитывается двукратное увеличение объёма аналитических определений в способе тонких слоёв при проведении анализа из двух параллельных и объёмы методических исследований, контрольных проверок, которые оцениваются объёмом около 1000 элементопределений.

Таблица II.4

Объёмы аналитических определений (МРРА) для отрядов
рейса № 13 НИС "Академик А.Виноградов"

Объект	Число проб	Элементопределения
ЖМК и корки	198	2606
Магматич. породы	220	2200
Осадки	84	835
Прочие (фосфориты, окр., взвеси)	18	159
Итого:	520	5800

В рентгено-фазовом анализе в течение рейса проведено около 700 съёмок различных образцов. Общее количество проанализированных образцов ~ 500 .

II.6 Радиационные и технические условия работ

Все работы по монтажу, наладке и эксплуатации установок МРРА и ДРОН-2,0 проводились в соответствии с действующими правилами ОСП и НРБ. Конструктивное расположение источников возбуждения обеспечивает полное соблюдение РБ даже на поверхности блока облучения. Отклонений от размещения и условий эксплуатации, предусмотренных разрешением, выданным органами саннадзора для 13 рейса НИС "Академик А. Виноградов", допущено не было.

Спектрометр работал стабильно практически всё время рейса за исключением тех дней, когда температура и влажность в помещении существенно увеличивались (с отключением кондиционирования). Из-за резкого увеличения влажности произошла только одна поломка – в предусилителе спектрометрического тракта.

Технические разработки, проведённые на борту, позволили улучшить разрешение спектрометра до ~ 280 эВ (на линии 5,9 КэВ), что существенно ниже аналогичного параметра детектора, используемого в стационарной лаборатории.

В течение всего рейса проводился контроль за разрешением и эффективностью регистрации полупроводникового детектора. Для этой цели использовалась специально разработанная программа "Разрешение".

Работа анализирующей (LP-4900), вычислительной (Искра-1256) и вспомогательной (магнитофон, телетайп и др.) аппаратуры осуществлялась бесперебойно и стабильно.

Полупроводниковые детекторы типа $Si(Li)$, используемые в рентгеновской спектрометрии нуждаются в постоянном охлаждении жидким азотом. Для этого на борт были взяты 2 цистерны ёмкостью ~ 900 и 350 кг соответственно и 5 сосудов Дьюара по 40 л. Последовательная перекачка

азота в наименее испаряющие ёмкости позволила охлаждать детектор все 130 суток рейса.

Взвешивание на борту выполнялось на торсионных весах типа (ПНР) до 50 мг и весах технических равноплечных типа Т-200. Опыт рейса показал, что в 85-90% дней возможно взвешивание как навесок массой I - 50 г, так и меньших навесок массой ~ 15 мг.

II.7 Заключение

Многоэлементный рентгенорадиометрический анализ с использованием 2-х источников излучения (Cd-109 и Am-241), тонких и насыщенных слоёв пробы, разработанных программных комплексов, позволяет проводить уверенное определение 10-16 элементов в разнообразных типах осадков и магматических пород океана. Комплекс аппаратуры и программного обеспечения показал стабильную работу в условиях судовой лаборатории.

Компактность установки, возможность определения достаточно широкого круга элементов, возможность полной автоматизации процесса анализа, экспрессность, полная радиационная безопасность, стабильность работы спектрометрического комплекса позволяют рассматривать метод МРРА как базовый для создания комплекса ядерно-физических методов в условиях морских экспедиционных работ.

Рентгеновский дифрактометр ДРОН-2,0 обеспечил стабильное проведение всех необходимых в рейсе исследований и определений минералогического состава объектов.

Литература

1. Отчёт по научно-исследовательской теме: "Разработка ядерно-физических методов анализа" т. 2. Институт химии ДВО АН СССР. № гос. рег. 8I05959I. стр. I03-II2. Владивосток-1986 г.
2. Отчёт ИХ ДВО АН СССР № 8I05959I, стр. 45-64.
3. Глушкова Т.А., Иваненко В.В., Коваленко В.В. "Многоэлементный рентгенорадиометрический анализ ИМК. Океанология, 1986 г.
4. Отчёт отряда ИХ ДВО рейса № 8 НИС "Академик А.Виноградов", 1986 г., стр. 20-2I.
5. Отчёт отряда ИХ ДВО, 1986 г., стр. IO-20.
6. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов" Под ред. Г.Брауна "Мир", М., 1965 г.
7. "Рентгенографии основных типов породообразующих минералов" Под ред. В.А.Франк-Каменецкого "Недра" А., 1983 г.
8. Правила работы с радиоактивными веществами и другими источниками ионизирующих излучений в учреждениях, организациях и на предприятиях Академии Наук СССР, М. "Наука", 1984 г.

12 МЕТОД И УСТРОЙСТВА ПРЕДВАРИТЕЛЬНОГО ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКОГО КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ ИЗ МОРСКОЙ ВОДЫ

Прямое определение концентрации микроэлементов в морской воде осложнено недостаточной чувствительностью используемых физико-химических способов анализа или сложностью их применения в морских условиях. Поэтому анализ включает обычно операцию предварительного концентрирования микроэлементов (экстракцией, сорбцией и т.д.). Применяемые для этого методы требуют специальных и особо чистых веществ, получение и применение которых в работе связано со значительными экспериментальными трудностями. Эти недостатки могут быть сведены к минимуму, если в качестве концентратора микроэлементов воспользоваться оксигидратом магния, самопроизвольно и безреагентно осаждающимся из морской воды при её электролизном подщелачивании. В этом случае реактивы становятся ненужными, а проба гарантируется (при соответствующем подборе электродов и элементов электролизера) от попадания в нее каких-либо загрязнений. Осадок можно далее анализировать, в частности, нейтронно-активационным методом на 15-20 элементов, не разрушая его, либо атомно-абсорбционным методом на 6-12 элементов, растворив его в соляной кислоте марки осч. В последнем случае получающийся высококонцентрированный фон хлорида магния не сказывается на точности и чувствительности измерений.

Принципы метода были разработаны нами ранее [4-6], однако ряд моментов, связанных с точностью и надежностью способа, а также с выбором оптимальных режимов и условий его реализации, остался невыясненным, мог быть решен лишь в экспедиционных условиях. К таким моментам следовало отнести следующее:

- уточнение числовых значений коэффициентов сорбции оксигидратом всех определяемых микроэлементов в зависимости от массы выде-

- ляемого осадка и режимов его получения;
- оценка стерильности метода и источников возможного загрязнения пробы как в самой установке, так и в результате пробѳбора, контакта пробы с воздухом и отдельных операций концентрирования;
- выяснение возможности применения в качестве коллектрров, извлекаемых безреагентно электрохимически из морской воды, карбоната кальция (арагонита, кальцита) и смешанных магниикальциевых гидроксидно-карбонатных форм, которые могут в перспективе иметь лучшие сорбционные характеристики, чем гидроксид магния и, кроме того, в меньшей мере сорбировать бромид-ион, являющийся помехой при последующем нейтронно-активационном анализе осадка.

Лабораторная установка для совместного осаждения оксигидрата магния и микроэлементов (рис. I 2.1) выполненная из оргстекла, состояла из электролизера- емкости I, фильтра 2, сосуда 3 для приема фильтрованной пробы, вакуумного насоса 4, источника питания постоянным током 5 и магнитной мешалки 6. На крышке 7 емкости I вмонтирован катод 8, выполненный из платинированного титана. В крышку же вставлена анодная камера 9, представляющая собой стакан, в днище которого находится анионообменная мембрана МА-41. Камера 9 герметизирована сверху пробкой I0, в которую вмонтирован платинированный анод II и газоотводная трубка I2, по которой удаляется выделяющийся из анолита хлор. Объем сосудов I и 3 равен 2 л, камеры 9 - 0,2 л. Предварительная химическая подготовка мембраны МА-41, подробно описанная в [7], и инертный материал электродов сводили возможность загрязнения пробы и осадка оксигидрата металлами в процессе концентрирования к минимуму, но полностью не исключали его. Частично загрязнения могут также выщелачиваться из пластмассовых деталей установки, однако основная масса загрязнений может приноситься из атмосферы в ходе операций заливки и перекачки пробы из емкости I в 3 и обратно.

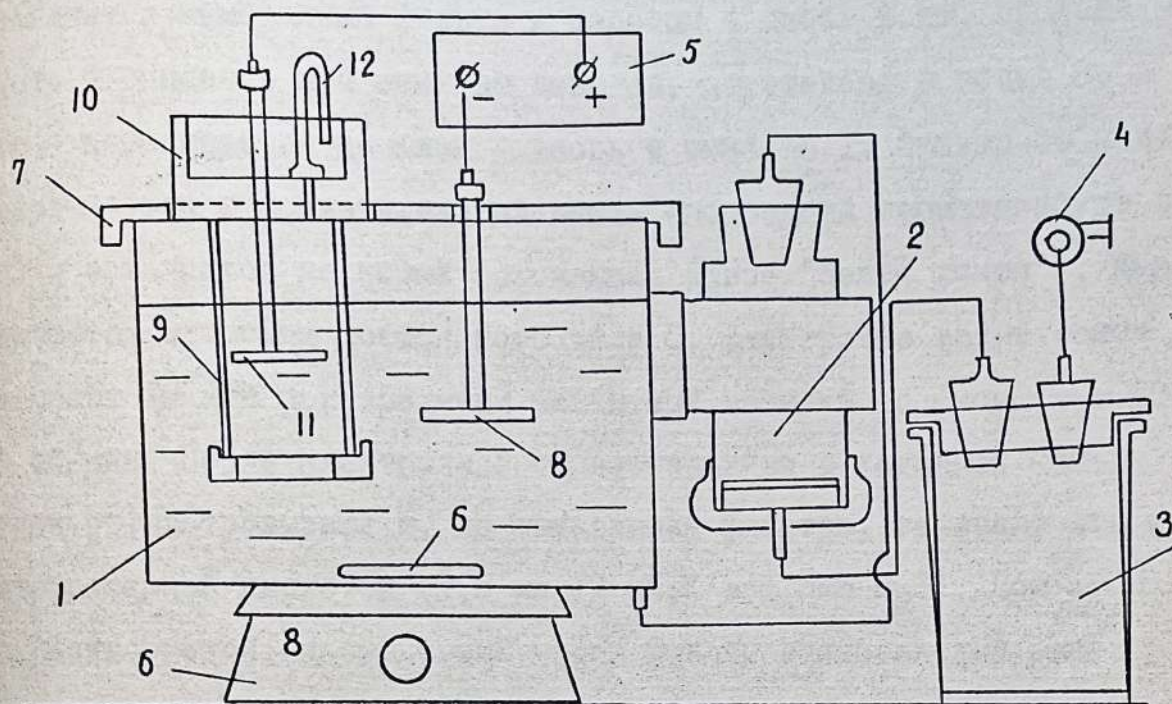


Рис. 121. Установка для лабораторного концентрирования микро-
элементов из морской воды и фильтрации проб. По-
яснения в тексте.

Рассмотрим последовательность операций концентрирования и технику нахождения истинных концентраций микроэлементов по данным спектрофотометрирования. Анализируемая проба из батометра заливается в емкость I (1,75 или 2 л) и в анодный стакан 9. В днище фильтра 2 вставляется мембранный фильтр и насосом 4 проба воды, проходя через фильтр и очищаясь при этом от взвесей, перетекает в сосуд 3, а из него - переливается по шлангу вновь в емкость I. Фильтр со взвесью упаковывается в полиэтиленовый пакет (последний герметизируют сваркой) и заменяется на новый (сложенная вдвое "белая лента"). Далее включается источник постоянного тока 5. Электролиз ведут током 1 А в течение 18 мин при вращении магнитной мешалки со скоростью 80 - 200 об/мин. После электролиза образовавшийся в катодной камере I осадок отфильтровывают и, не вытаскивая фильтра, заливают его концентрированной кислотой (1,5 мл 17 нНCl + 1,5 мл H_2O). При этом осадок растворяется, а стекающий через фильтр солянокислый раствор собирают в пробирку. Затем фильтр еще трижды промывают малыми порциями (по 2-3 мл) дистиллата, собирая фильтрат в ту же пробирку. Полученный в пробирке раствор (10 мл) далее анализируют на атомно-абсорбционном спектрофотометре.

В том случае, если проба осадка должна быть законсервирована для окончательного анализа на берегу, осадок с фильтра не растворяют, а после отмывки дистиллятом переносят пластмассовой лопаткой в полиэтиленовый пакет. Пакет ставят в стакан, плотно закрытый фильтровальной бумагой, сушат при 100°C в сушильном шкафу до постоянного веса, после чего герметизируют сваркой.

РАСЧЕТ ИСТИННЫХ СОДЕРЖАНИЙ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В МОРСКОЙ ВОДЕ ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА КОНЦЕНТРАТА

Сначала готовятся эталонные растворы для нахождения истинных концентраций микроэлементов в солянокислом концентрате. Использовались два типа эталонных растворов. Одни эталонные растворы готовились на базе ЗнНСИ(осч) путем добавления в нее соответственно 0; 2,5; 5 и 10 $\mu\text{г/мл}$ исследуемых микроэлементов. Другие готовились на основе НСИ и хлорида магния, имитируя состав и концентрацию изучаемого концентрата, чтобы оценить влияние иона магния на спектрофотометрический сигнал. Последние эталонные растворы делали выделением осадка гидроокиси из морской воды и растворением его в соляной кислоте, как и солянокислые концентраты. Далее в полученный раствор добавляли микроэлементы по 0; 2,5; 5 и 10 $\mu\text{г/мл}$, получая набор эталонов. Поскольку раствор уже исходно содержал микроэлементы, неизбежно соосадившиеся из морской воды, то истинная концентрация микроэлементов в эталонных растворах уточнялась далее методом экстраполяции (рис.12.2) Как видно из рисунка, зависимость высоты спектрофотометрического сигнала от количества добавленного в раствор микроэлемента представляет собой прямую линию, что позволяет продлить её до пересечения с осью ординат, получая исходную концентрацию микроэлемента в эталонном растворе. Складывая содержания введенного микроэлемента с его исходной концентрацией получали истинные концентрации каждого микроэлемента в эталонных растворах.

Сравнение обоих видов эталонных растворов (солянокислого и магний-хлористого) показало, что при одинаковом истинном содержании в них микроэлемента (Fe , Zn , Ni , Co , Cu , Cd , Mn) спектрофотометрический сигнал их также одинаков, т.е. ион магния не оказывает никакого поглощающего или стимулирующего действия на интенсивность фототклика. Таким образом, оба вида эталонных растворов можно использовать с

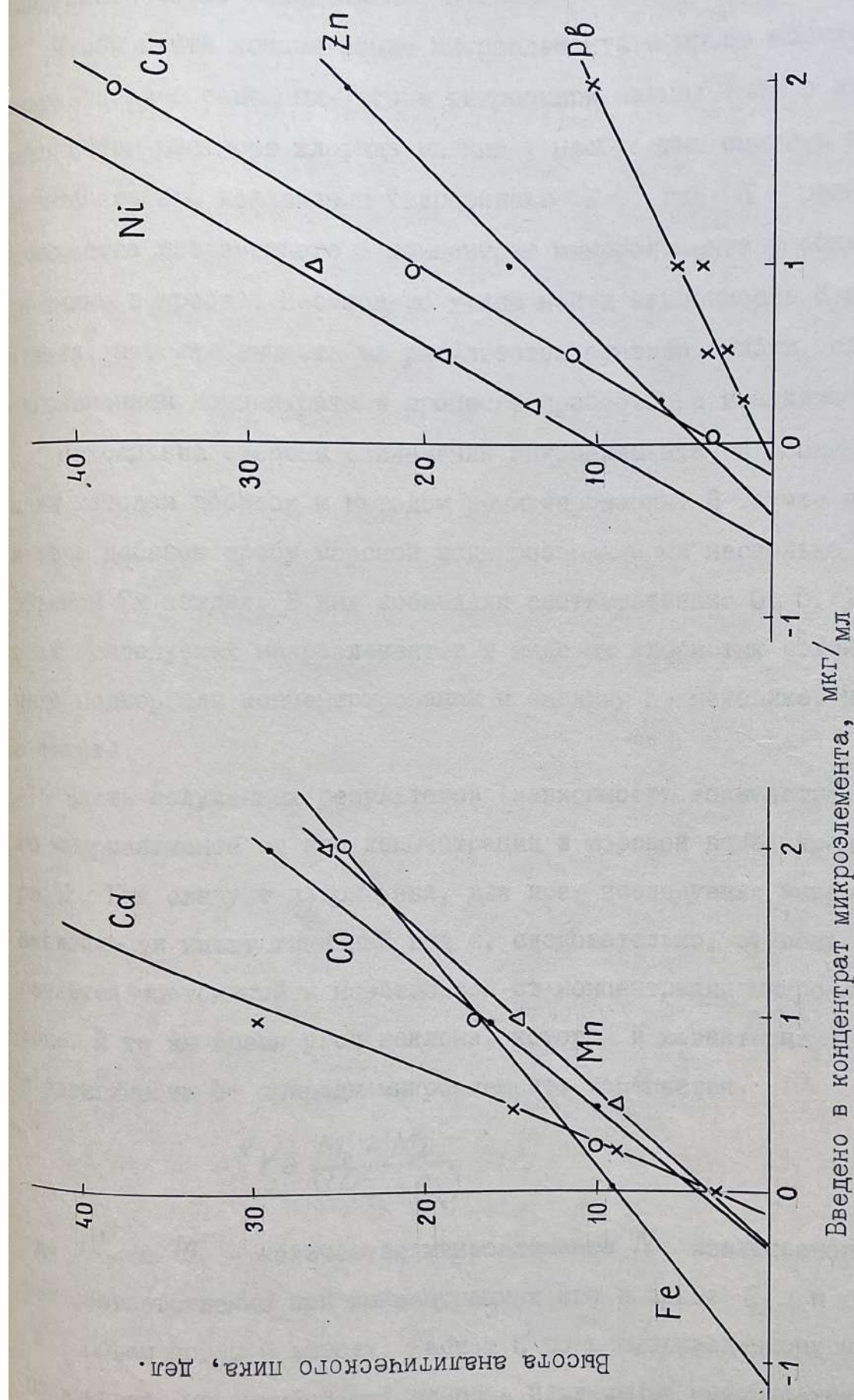


Рис 12.2. Уточнение истинной концентрации калибровочных растворов.

одинаковым успехом, причем, очевидно, удобнее изготавливать и использовать чисто солянокислые эталоны.

Чтобы найти концентрацию микроэлемента в пробе морской воды по результатам определения его в гидроокиси магния (или в итоговом солянокислом растворе хлорида магния), необходимо оценить предварительно степень его извлечения гидроокисью K , где K - равно отношению количества извлеченного в концентрат микроэлемента к общему его содержанию в пробе). Необходимо также найти зависимость K от массы осадка, а также вычесть из результатов анализа ошибки, связанные с загрязнением концентрата в процессе пробоотбора и анализа.

Нахождение степени извлечения микроэлемента гидроокисью осуществляли методом добавок и методом рециклирования. В случае применения метода добавок пробу морской воды разделяли на несколько порций объемом 2л каждая. В них добавляли соответственно 0, 5, 10 и 15мкг/л всех исследуемых микроэлементов в виде их хлористых солей, после чего подвергали концентрированию и анализу по методике, изложенной в тексте.

Часть полученных результатов (зависимости количества извлеченного микроэлемента от его концентрации в морской воде) представлена на рис.3. Как следует из рисунка, для всех исследуемых микроэлементов зависимости имеют линейный вид и, следовательно, степень извлечения остается постоянной и независимой от концентрации микроэлемента в воде. В то же время угол наклона, который и характеризует значение K , в зависимости от природы микроэлемента изменяется.

$$K = \frac{M_2 - M_1}{V(C_{o_2} - C_{o_1})},$$

где M_2 и M_1 - количество микроэлемента N , извлекаемого в концентрат соответственно при концентрациях его в пробе C_{o_2} и C_{o_1} , V - объем пробы в литрах. Расчет K по вышеприведенному уравнению показывает, что наибольшая степень извлечения наблюдается у марганца,

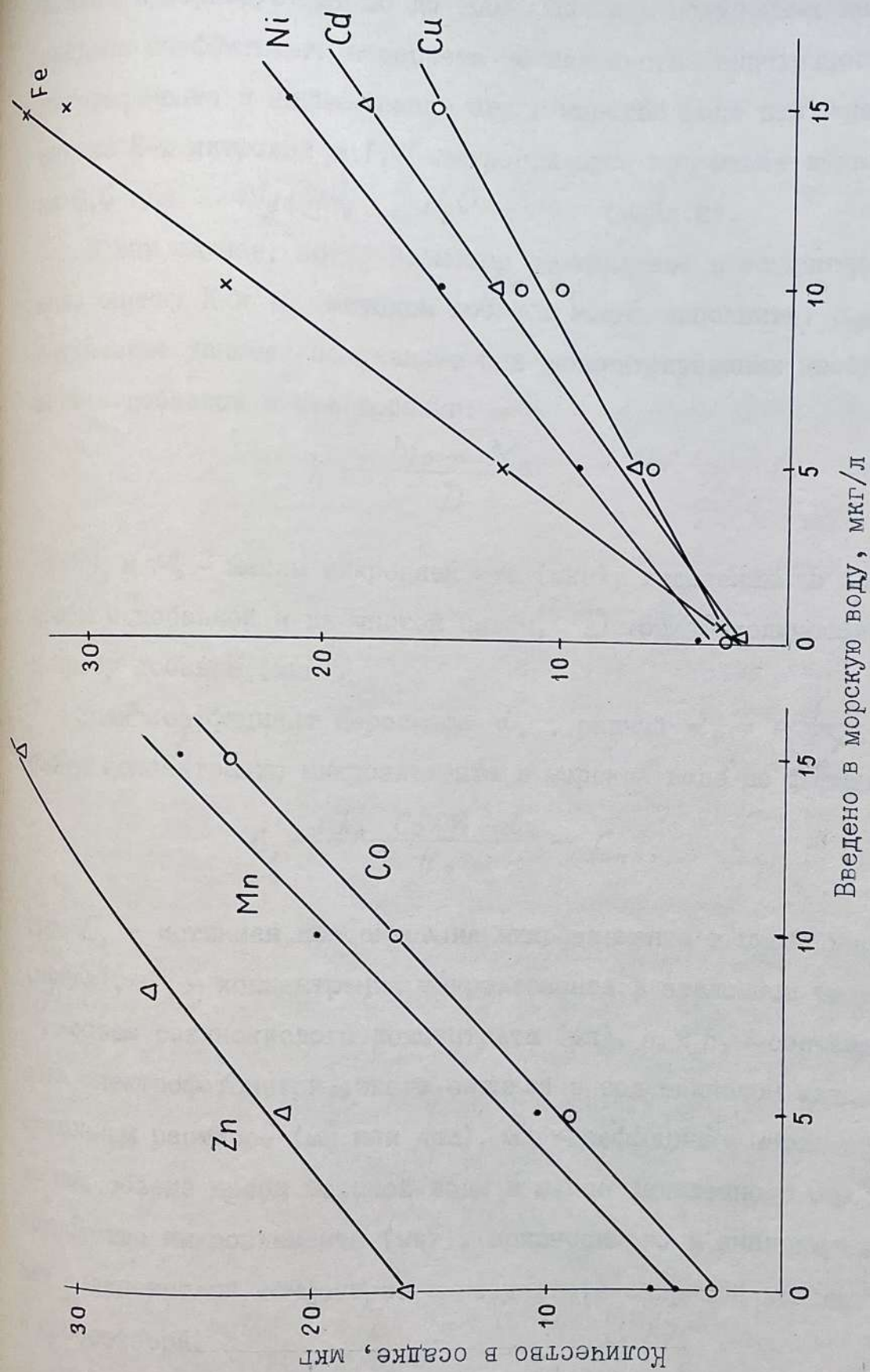


Рис. 12.3 Зависимость количества извлеченного в осадок микроэлемента от его концентрации в морской воде. Проба 2л, осадок 0,25 г/л.

молибдена, наименьшие - у кадмия, меди, однако различия не очень велики и варьируют от 50 до 100%. На базе полученных данных были найдены коэффициенты пересчета α количества выделенного в осадок микроэлемента в концентрацию его в морской воде при концентрировании из 2-х литровой и 1,75-литровой проб при массе выделенного осадка 0,5 г/л $Mg(OH)_2 \cdot 2 H_2O$ (табл.2).

В том случае, когда возможно поступление в концентрат загрязнений, оценку K и α методом добавок можно выполнить, сравнивая аналитические данные, полученные при концентрировании пробы морской воды с добавкой и без добавки:

$$K = \frac{M_D - M_0}{D},$$

где M_D и M_0 - массы микроэлемента (мкг), выделенные в концентрат из пробы с добавкой и из чистой пробы, D - общее количество введенной в пробу добавки (мкг).

Зная коэффициент пересчета α_N , равный $\alpha_N = \frac{1}{K \cdot V}$ можно найти концентрацию микроэлемента в морской воде по формуле:

$$C_0 = \frac{h_0 \cdot C_{\Sigma} \cdot V_k \cdot \alpha_N}{h_{\Sigma}} - C_n,$$

где C_0 - истинная концентрация микроэлемента в пробе морской воды (мкг/л), C_{Σ} - концентрация микроэлемента в эталонном растворе (мкг/мл), V_k - объем солянокислого концентрата (мл), h_0 и h_{Σ} - соответственно высота спектрофотометрического сигнала в солянокислом концентрате и эталонном растворе (мм или дел), α_N - коэффициент пересчета при заданных объеме пробы морской воды и массе выделенного осадка, C_n - количество микроэлемента (мкг), приносимого в анализируемый осадок или солянокислый концентрат в результате операций концентрирования и пробоотбора.

Нахождение и минимизация значений C_n представляет собой достаточно трудоемкую задачу, поскольку количество путей, по которым загряз-

загрязнения могут проникнуть в анализируемый концентрат, достаточно многообразно. Загрязнения можно условно подразделить на -

1. Случайные загрязнения, вызванные небрежностью проведения операций и плохим качеством отмывки элементов установки.

2. Загрязнения, привнесенные в процессе пробоотбора и перелива пробы в установку концентрирования.

3. Загрязнения, проникающие в пробу и концентрат (осадок) из-за контакта пробы с воздухом. Усилению "воздушного" загрязнения могут содействовать механическое перемешивание пробы, подсос воздуха в процессе фильтрации, операции перелива пробы из сосуда в сосуд, проведение концентрирования в загрязненной и запыленной атмосфере.

4. Загрязнения, поступающие в концентрат из-за нестерильности (наличия примесей) в фильтрах, кислоте, электродах и в мембране, разделяющей анодное и катодное пространства электролизера, а также из-за выщелачивания примесей из пластмассовых деталей установки.

Первые два вида загрязнений практически не поддаются прямому учету, однако легко устранимы при тщательной работе. На их отсутствие указывает хорошая сходимостъ полученных результатов при повторных экспериментах. Третий и четвертый варианты поступления загрязнений могут быть выявлены при многократном концентрировании исследуемых проб морской воды. Использование многократного концентрирования (метод рециклирования) позволяет найти сумму всех загрязнений указанного типа, однозначно учесть её и, по возможности, минимизировать. Поэтому процесс многократного концентрирования, позволяющий находить значения K , α и концентрацию загрязнений C_n , требует более подробного рассмотрения.

Истинная концентрация микроэлемента в пробе морской воды может быть выражена через его содержание в солянокислом концентрате (при отсутствии примесей) формулой:

$$C_{o1} = \frac{h_0 C_3 V_k \alpha}{h_3} = \frac{h_0 C_3 V_k}{h_3 V_{np} K}$$

При этом извлекается в концентрат

$$M_{o1} = h_0 C_3 V_k / h_3$$

Остаточная концентрация микроэлемента в пробе, которую определим при постороннем концентрировании, будет равна

$$C_{o2} = C_{o1} - \frac{M_{o1}}{V_{np}} = C_{o1} - K C_{o1} = C_{o1} (1 - K),$$

т.к. $K = \frac{M_{o1}}{C_{o1} V_{np}}$

Отсюда при повторных циклах легко

найти K и α :

$$\frac{C_{o(n+1)}}{C_{on}} = (1 - K) = \left(1 - \frac{1}{\alpha V_{np}}\right)$$

"

$$K = \left(1 - \frac{C_{o(n+1)}}{C_{on}}\right); \quad \alpha = \frac{1}{\left(1 - \frac{C_{o(n+1)}}{C_{on}}\right) V_{np}}$$

При многократном концентрировании истинная концентрация микроэлемента в пробе стремится к нулю и аналитически фиксируется только C_n (рис. 12.4). Значение C_n фиксируется с точностью до 10% уже на четвертом рецикле. В этом случае

$$\frac{C_{o2}}{C_{o1}} = 1 - K = \frac{h_1 - h_n}{h_2 - h_n(2 - f\alpha)} = 1 - \frac{1}{\alpha V_{np}},$$

где $f = \frac{C_3 V_k}{h_3}$, h_1, h_2, h_n - высота аналитического сигнала соответственно на 1, 2 и 4-5 ом рециклах. Используя это уравнение также можно оценить значения K и α . Хотя точность таких определений ниже, чем в методе добавок, они имеют^и преимущество, т.к. позволяют найти значения постоянных в реальном диапазоне исследуемых концентраций и оценить устойчивость этих значений. Количество извлекаемой в концентрат примеси равно:

$$M_n = C_n / \alpha = h_n f$$

Наиболее полезно проводить рециклирование при запуске установки

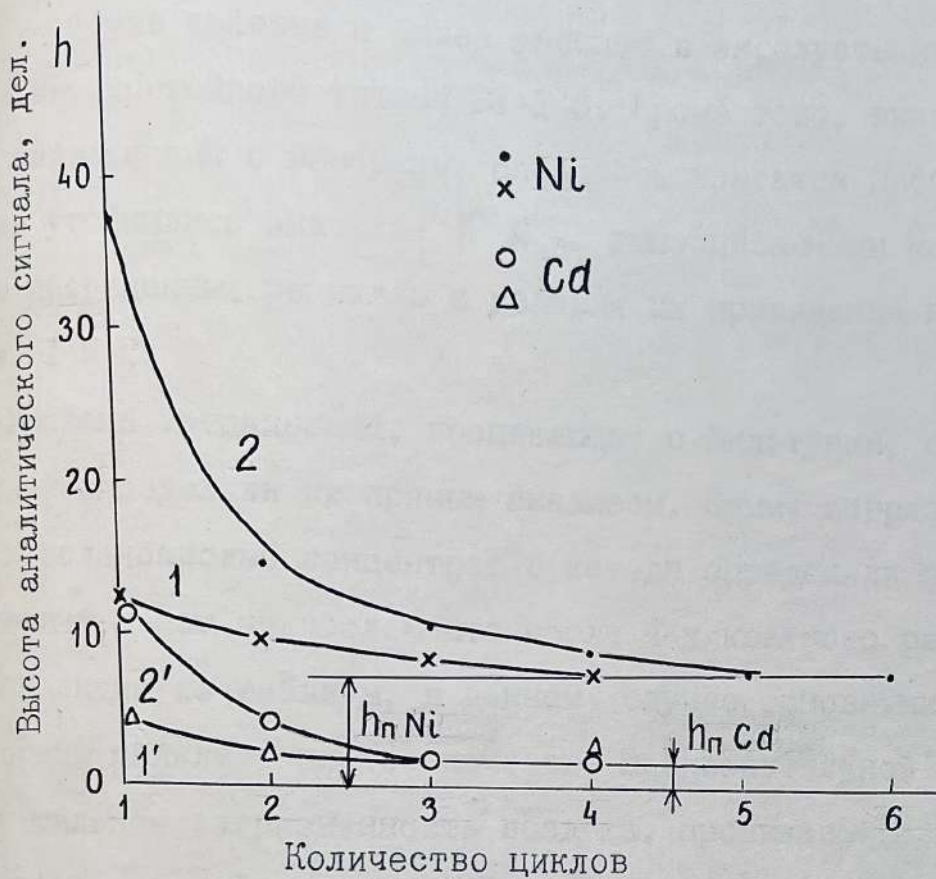


Рис. 12.4 Изменение содержания Ni и Cd в солянокислом концентрате при повторении циклов концентрирования. 1,1 - морская вода, 2,2 - морская вода с добавкой 10 мкг/л Ni и Cd .

и её отладке. В данном случае мы проводили его, чтобы оценить возможные уровни загрязнений от различных вероятных их источников. Прежде всего требовалось выяснить, возможна ли замена платиновых электродов (практически не дающих фоновых загрязнений) на платино-титановые - более дешевые и более удобные в эксплуатации, выполненные на базе высокостойкого титана ВТ-1-0. Кроме того, выяснялось поступление загрязнений с мембраны, опасность контакта пробы с воздухом, а также уточнились значения K и α вышеописанными методами. Результаты проведенных рециклов и условия их проведения представлены в табл. 1 и 2.

Уровень загрязнений, проникающих с фильтрами, соляной кислотой и водой определяли их прямым анализом. Сумму загрязнений, проникающих в солянокислый концентрат с катода определяли по конечным содержаниям в нем микроэлемента после 4-х кратного рециклирования.

Как видно из таблицы, в данном случае основными загрязняющими факторами являлись плохое качество предварительной подготовки фильтров и сильная загрязненность воздуха, проникавшего в раствор при его перемешивании и фильтрации. Повторная подготовка фильтров, ликвидация подсоса воздуха в установку и замена ионообменной мембраны МА-40 на ультрафильтрационную  свели загрязнения к минимуму (последняя колонка таблицы). Через воздух идет интенсивное загрязнение практически всеми цветными металлами и железом, за исключением Mn и Mg . Для Pb , Zn , Co , оно значительно превосходит их естественные содержания в морской воде. Подсос приводит также к значительной неустойчивости результатов при рециклировании (см. табл. 1). Поэтому для качественного проведения процесса контакт пробы с воздухом должен быть сведен к минимуму. Для этого необходимо полностью исключить подсос воздуха при операциях фильтрации и проводить концентрирование в стерильных боксах, защищенных от пыли. Оптимальным количеством гидроксида, выделяемым при электролизе, является $0,5 \text{ г/л } Mg(OH)_2 \cdot 2H_2O$.

Таблица I.

Результаты по извлечению осадком оксигидрата
магния микроэлементов в опытах по рециклированию
с платинотитановым катодом.

[illegible]

Таблица 2.

Значение степени извлечения K , α и
максимальные уровни загрязнений, посту-
пающие из различных источников

Показатель	Ni	Zn	Cd	Fe	Mn	Cu	Pb	Co
K (усредненные)								
методу добавок	0,59	0,72	0,57	0,82	0,68	0,59	0,66	0,67
методу рециклирования	0,62	0,76	0,69	0,64	0,64	0,58	0,61	-
методу сравнения добавки фоном	0,66	0,87	0,67	0,44	0,71	0,58	0,41	0,56
средние значения K	0,63	0,70	0,68	0,64	0,68	0,58	0,56	0,61
средние значения α для объемом 2 л	0,79	0,66	0,74	0,78	0,74	0,86	0,89	0,82
- "- 1,75 л	0,91	0,75	0,84	0,89	0,84	0,98	1,02	0,94
относительная погрешность определений K и α , %	7	11	15	20	5	4	17	10
количество загрязнений при проходе воздуха при фильтрации (мкг/час)	0,65	1,5	0,1	0,7	0,25	0,25	0,9	0,23
Загрязнения (мкг)								
с фильтров (максим.)	0,05	0,5	0,03	1,3	0,08	0,3	0,15	0,07
из 1,0 мл HCl	0,16	0,2	н/о	0,4	0,01	0,12	0,35	н/о
из H ₂ O дист.	н/о	0,05	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
загрязнения с мембраны (средние за цикл)	2,0	2,6	0,4	2,6	1,1	0,7	8,0	1,9
загрязнения с Pt - Ti метода за цикл	н/о	1,5	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
конечные загрязнения после испытательной отладки	0,17	1,75	н/о	0,5	0,06	0,12	0,5	0,05

Более низкие содержания (до 0,20 г/л) не изменяют значений K и α , но приводят к менее стабильным результатам. Дальнейшее снижение массы гидроокиси приводит к пропорциональному снижению степени извлечения, более медленному спаду аналитических сигналов в ходе рециклирования, заметному влиянию показателей морской воды на степень извлечения микроэлементов в осадок, а следовательно, к увеличению погрешностей метода. При указанной или большей массе выделяемой гидроокиси показатели извлечения устойчивы и относительная погрешность аналитических определений обычно не превышает 15%.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ОКЕАНИЧЕСКИХ ВОДАХ ПО ВЕРТИКАЛИ

Для расширения сведений о вертикальном распределении микроэлементов в океанических водах были выполнены две станции в Северотихоокеанской субтропической зоне, одна из которых (ст. I) располагалась в центральной части зоны (172° з.д. 32° с.ш.), другая - вблизи североамериканского шельфа (130° в.д. 30° с.ш., ГЕОСЕКС). Результаты работ представлены на рис. 125-128 и в табл. 3-5. Как следует из рисунков, характер распределения на обеих станциях имеет как общие черты, так и заметные отличия. Общим является крутое уменьшение концентрации большинства исследованных микроэлементов при переходе от поверхностного слоя (10 м) к нижней границе поверхностной зоны с образованием минимума в области 50 м. При дальнейшем увеличении глубины концентрация микроэлементов возрастает, достигая максимума в области кислородного минимума (500-1000 м). Однако в остальном характер распределения микроэлементов неоднозначен.

В частности, в поверхностном слое (10 м) концентрация большинства элементов достигает максимального значения. Как правило, превышение поверхностной концентрации над глубиной незначительно (на 10-30%), однако для некоторых достигает 100-200% (Co, Ni, Cu), а в случае

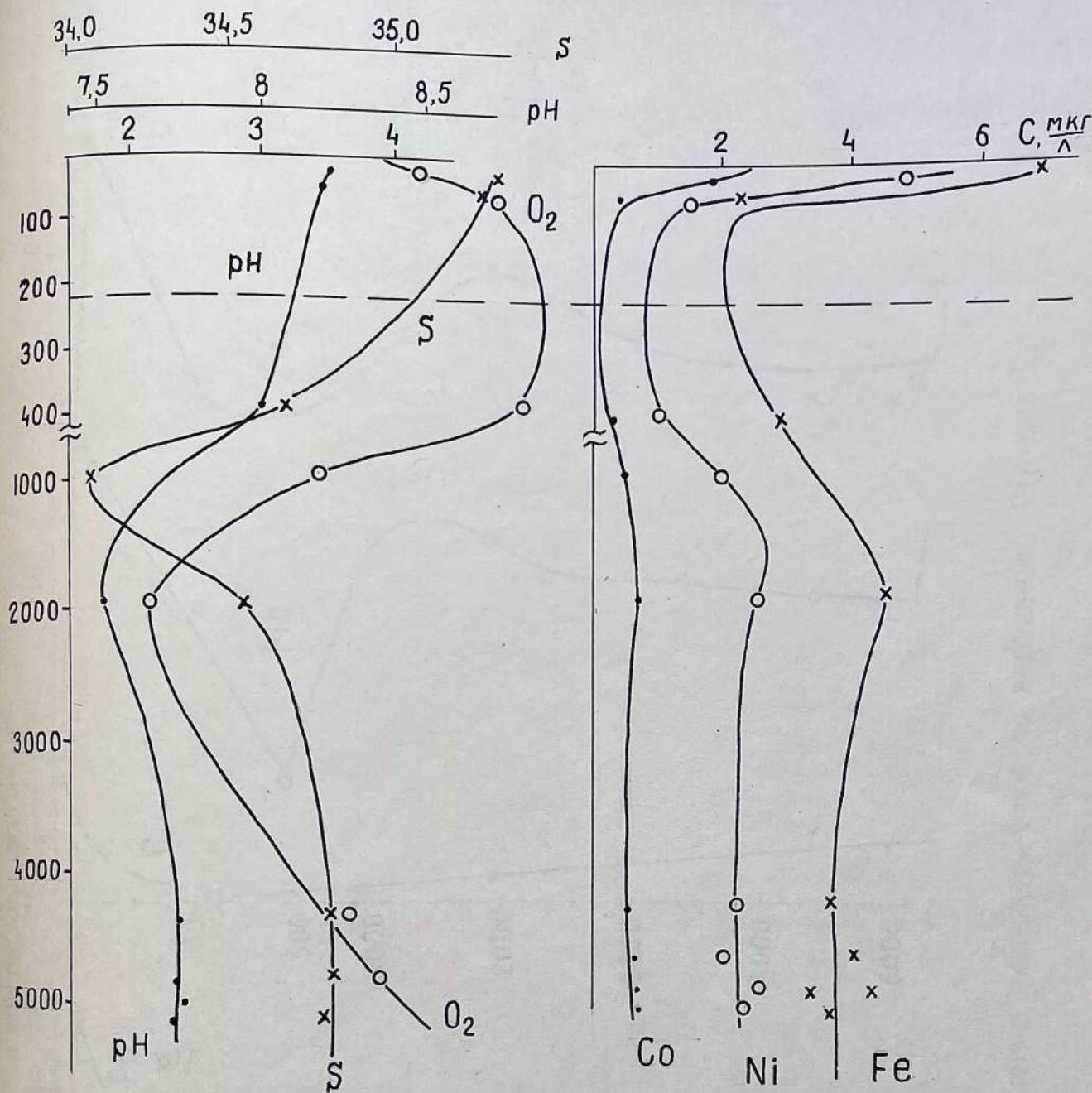


Рис.125 Распределение рН, солености, кислорода (а) и микроэлементов группы железа (б) по вертикали. Станция I. рН, S , O_2 – по данным группы гидрохимии (Н.В.Судакова, Р.В.Чичкин).

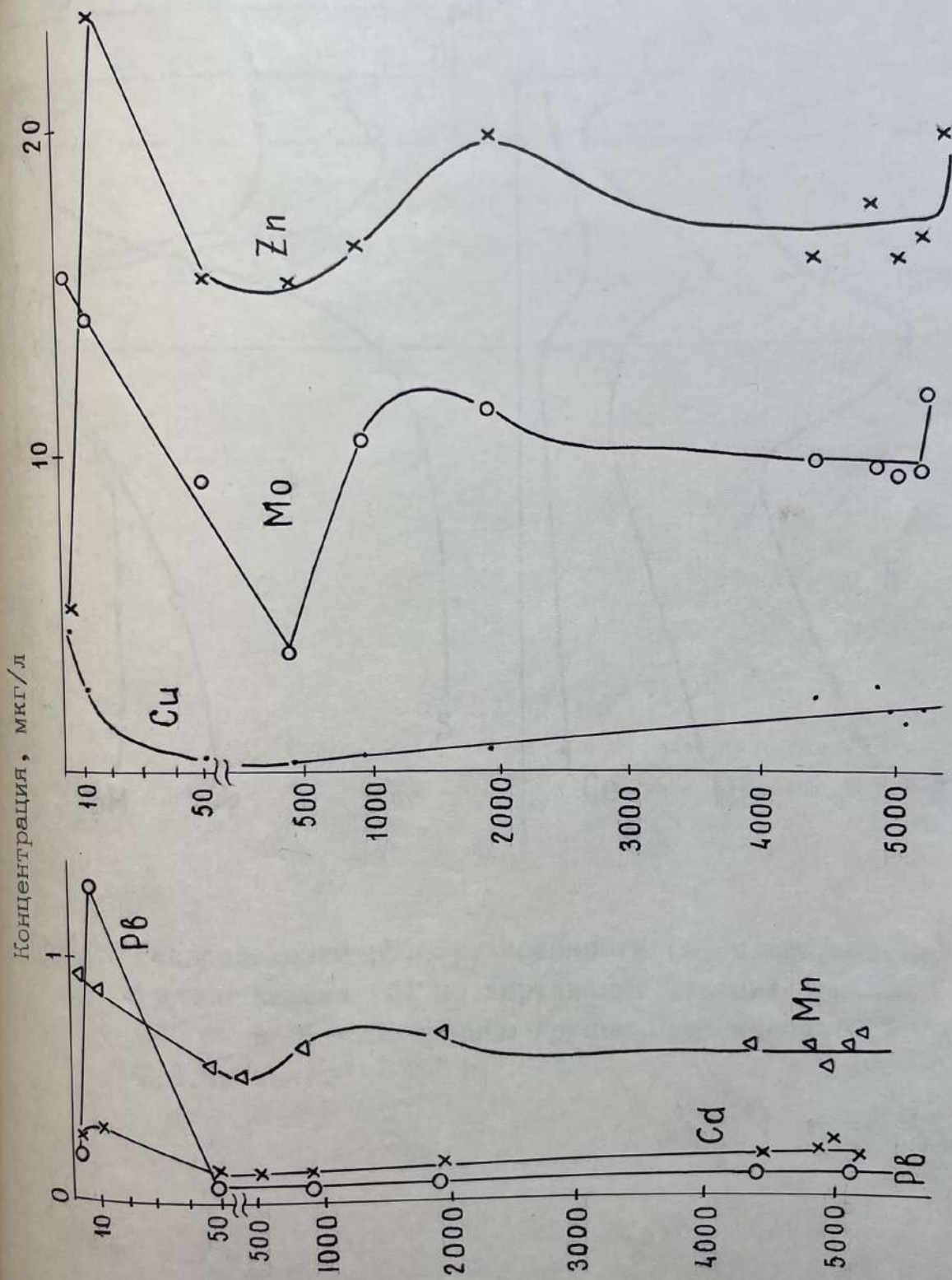


Рис. 12.6 Распределение микроэлементов по вертикали. Станция I.

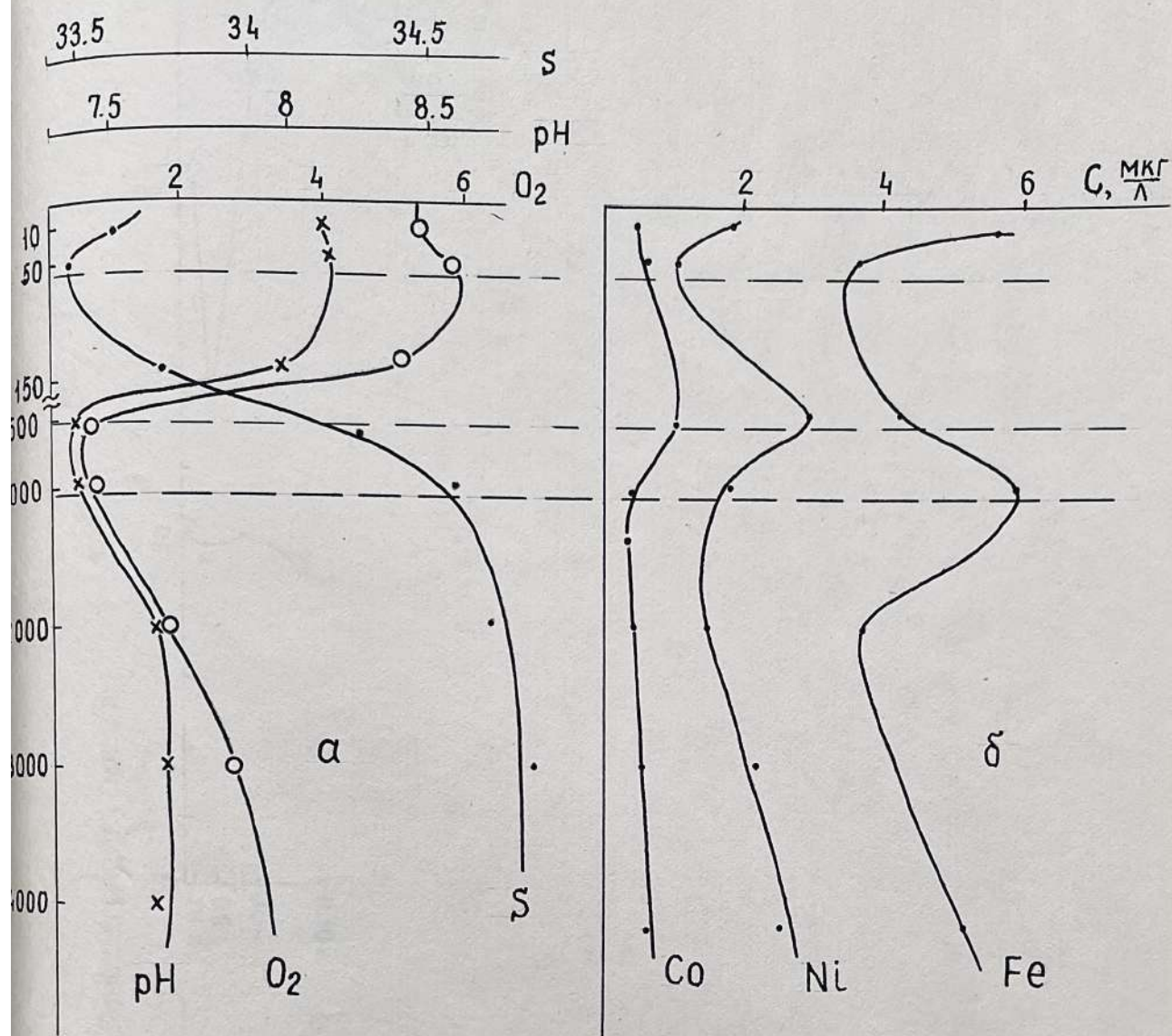


Рис. 12.7 Распределение pH, O_2 , солености (а) и микроэлементов группы железа (б) по вертикали. Станция Геосекс.
pH, O_2 и S — по данным группы гидрохимии (Н.В.Судакова, Р.В.Чичкин).

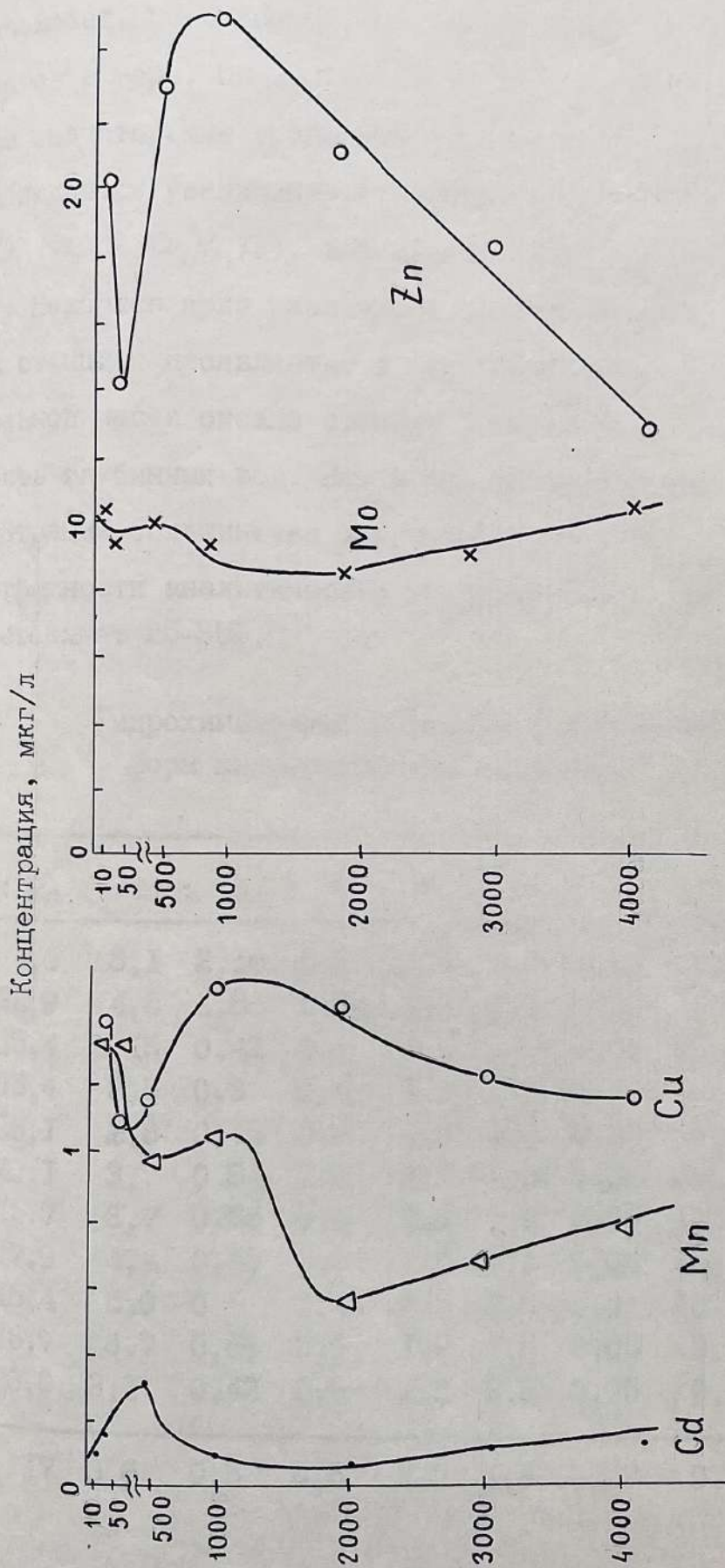


Рис. 128 Распределение микроэлементов по вертикали. Станция Геосекс.

Cd и Pb - 500-1000% и более. Столь значительное превышение (для Cd и Pb) указывает, по-видимому, на техногенный характер привноса этих элементов в море. Одновременно в поверхностном слое наблюдаются наиболее значительные градиенты концентраций, причем для одних элементов наблюдается увеличение концентрации к границе раздела с атмосферой (Cu, Mo, Mn, Co, Ni, Fe), для других (Zn, Cd, Pb) - уменьшение.

Наиболее ярко различие в характере распределения микроэлементов на станциях проявляется в глубинной зоне. Для расположенной в центральной части океана станции I характерна концентрационная однородность глубинных вод. Как видно из табл.3, максимальный разброс концентраций большинства микроэлементов (Zn, Mn, Mo, Cd, Cu) не превышает погрешности аналитических определений, а для групп железа (Fe, Co, Ni) составляет 25-35%.

Таблица 3.

Гидрохимические показатели и содержание растворенных форм микроэлементов на фоновой станции (ст. I).

гори- зонт, м	Zn	Fe	Co	Mn	Ni	Cu	Cd	Pb	Mo	S ‰	O_2 мл/л	pH
0	4,6	8,1	2,16	0,9	7,4	4,8	0,25	0,2	н/о	-	-	-
12	22,9	4,6	1,86	0,84	4,7	3,1	0,35	1,3	14	35,449	4,19	8,20
57	15,4	2,15	0,42	0,5	1,4	0,9	0,08	<0,1	8,8	,437	4,79	8,18
404	15,4	3,5	0,3	0,4	1,0	0,5	0,05	<0,1	3,6	34,584	4,97	8,01
907	16,1	2,8	0,42	0,6	1,9	1,0	0,08	<0,1	10,5	,098	3,48	7,73
1912	20,1	3,7	0,84	0,6	2,7	1,0	0,08	<0,1	11,2	,568	2,11	7,51
4400	15,7	3,7	0,36	0,5	2,3	3,0	0,06	<0,1	9,6	,745	3,71	7,74
4840	17,9	4,4	0,48	0,5	1,7	3,1	0,08	<0,1	9,6	,747	3,81	7,68
5040	15,4	5,0	0,6	0,45	2,5	2,3	0,1	<0,1	9,2	,141	4,52	7,79
5150	16,7	3,7	0,66	0,5	1,9	1,8	0,06	<0,1	9,2	,705	3,61	7,71
5200	20,0	3,1	0,42	0,6	2,2	2,3	0,05	<0,1	13,6	,733	-	7,73
глубина, м	17	3,6	0,5	0,5	2,0	1,8	0,07	<0,1	10,5			

Таблица 4.

Химический состав (по микроэлементам) глубинных вод на станции I.

Показатель	Zn	Fe	Co	Mn	Ni	Cu	Cd	Pb	Mo
Средняя концентрация (50-5000м), мкг/л	23	3,6	0,8	0,82	2,2	1,3	0,14	<0,2	10,5
Максимальные отклонения концентраций от средней, мкг/л	+ 3	1,5	0,3	0,08	0,6	0,4	0,05	0,2	2,0
Концентрация в поверхностных водах (0-10м), мкг/л	28	4,6	3,1	1,14	4,9	2,6	0,7	1,7	14
Превышение концентрации поверхностных вод над средней, раз	1,2	1,3	3,9	1,4	2,2	2	5	>10	1,3

Таблица 5.

Гидрохимические показатели и концентрация микроэлементов в воде (мкг/л) (Геосекс)

№ проба	Глубина, м	Ni	Co	Fe	Cd	Mn	Cu	Zn	Mo	S, ‰	O ₂ , мг/л	pH
50	10	1,8	0,42	5,68	0,09	1,27	1,4	20,1	10,2	33,632	5,45	8,09
51	50	0,94	0,56	3,6	0,108	1,27	1,09	14,0	9,4	,429	5,86	8,10
52	500	3,2	1,11	3,8	0,27	0,97	1,14	23,9	10,0	34,309	0,8	7,49
44	1000	1,8	0,41	5,9	0,09	1,08	1,55	25,4	9,4	,560	0,9	7,49
45	2000	1,3	0,46	3,5	0,07	0,37	1,43	21,7	8,3	,662	1,88	7,63
46	3000	2,3	0,7	2,8	0,09	0,49	1,24	18,5	9,8	,721	2,88	7,67
48	4200	2,5	0,6	5,0	0,09	0,59	1,21	12,1	10,9	,627	2,00	7,61
среднее		2,0	0,6	4,3	0,11	0,86	1,29	19,4	9,7			

В то же время на станции Геосекс наблюдаются весьма заметные изменения концентраций по глубине. При увеличении глубины от 2000 до 1000 м концентрации Fe, Co, Ni, Cu, Zn изменяются в 1,5-2 раза. Таким образом микроэлементный состав среднеокеанических глубинных вод существенно однороднее чем пришельфовых. Судя по данным, на ст. геосекс наблюдается более интенсивное биологическое воздействие на их концентрацию и распределение. Наличие глубокого минимума концентраций в зоне максимальной биопродуктивности (50м) и максимума в зоне кислородного минимума указывают, что биогенная природа концентрационных изменений является доминирующей. На это указывает, согласно существующим воззрениям также нарастание концентраций ко дну для большинства элементов.

На рисунках 12.9-12.10 представлены зависимости концентраций микроэлементов от концентраций кислорода совместно для обеих станций. Как видно, достаточно сильная обратная корреляция между этими величинами наблюдается для Zn, Mn, Cu, Co , слабая - для Fe , для Cd, Mo корреляция не фиксируется. Резкое нарушение корреляции наблюдается на обеих станциях лишь в поверхностном слое (10м), где доминирует процесс фотосинтеза кислорода, а не распад продуктов жизнедеятельности с неизбежным расходом кислорода на окисление органики. Таким образом вертикальное распределение микроэлементов в исследуемой субтропической тихоокеанской зоне регулируется в значительной мере процессами распада мертвой органики в результате её окисления в процессе седиментации. По мере опускания ко дну и окисления в растворенную фазу "выбрасываются" из нее и микроэлементы.

Если учесть, что в морской воде лишь часть общего содержания микроэлемента связана с биоциклом, причем лишь связанная должна коррелировать с кислородом, то можно провести числовые оценки "свободного" и "связанного" с биоциклом микроэлемента по зависимостям

Концентрация микроэлемента (C_m) - обратная концентрация кислорода (C_{O_2})

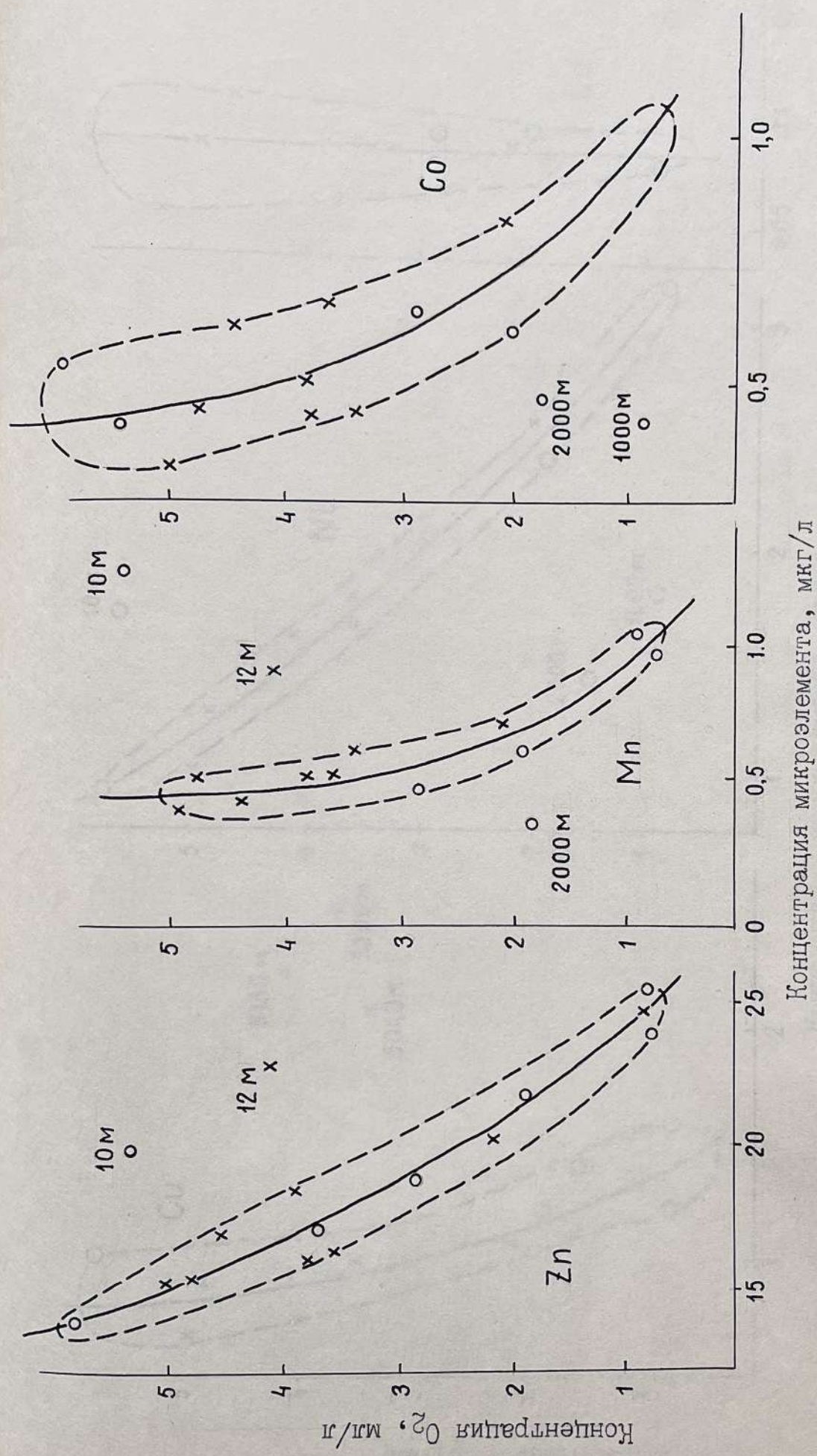


Рис.12.9 Зависимость между содержаниями кислорода и микроэлемента в морской воде.
x - станция I, o - станция Геосекс.

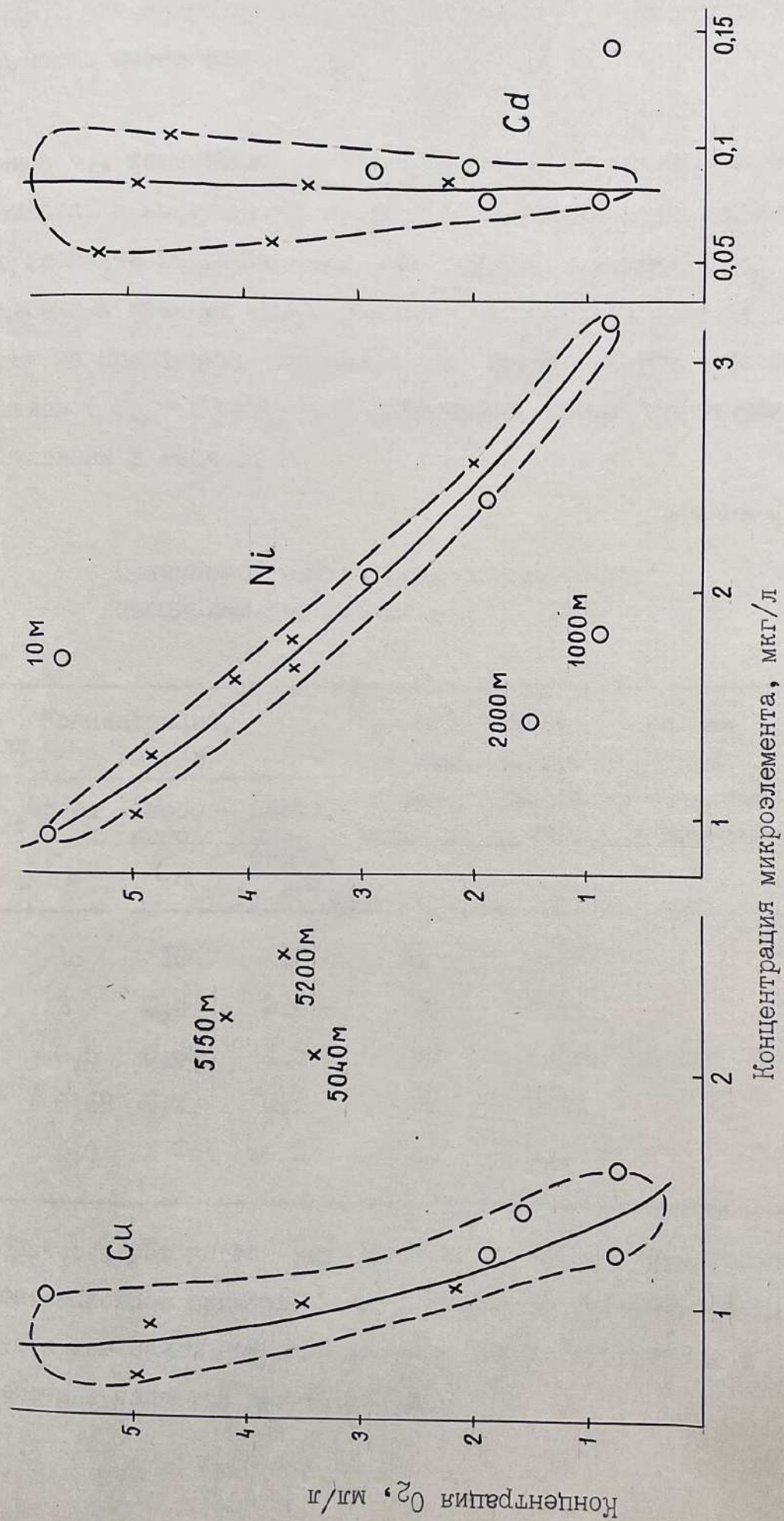


Рис. 12.10 Зависимость между содержаниями кислорода и микроэлемента в морской воде.
x - станция I, o - станция Геосекс.

(рис. 1211) Как видно из рисунка, при малых концентрациях микроэлемента зависимость имеет вид

$$C_m = C_{св} + \frac{b}{C_{o_2}}$$

Величина $C_{св}$ характеризует "свободную" от биоцикла концентрацию микроэлемента, а постоянная b - относительную степень концентрирования этого элемента гидробионтами. При больших значениях $1/C_{o_2}$ концентрация растворенной фракции микроэлементов стремится к пределу C_m , указывающему на предельные содержания $C_{пр}$ микроэлемента, связанные с биоциклом ($C_{пр} = C_m - C_{св}$). Результаты по оценке указанных параметров представлены в табл. 8.

Таблица 8.

Показатели связанности микроэлементов с биоциклом (по данным рис. 9 - II)

Металл	: Концентрация, мкг/л			: Степень участия в биоцикле, %	: Степень концентрирования в отн. ед. в планктоне, %	: Среднее содерж. металлов	: $100 \frac{\sum C_{пр}}{n \cdot C_{орг}}$
	: Общая C_o	: Свободного $C_{св}$	: Связанного с биоциклом $C_{пр}$				
Zn	18	10	16	44	4,5		
Ni	2	0,5	3,0	70	0,85		
Co	0,5	0,02	1,9	96	0,68	0,06%	0,075
Mn	0,68	0,2	0,8	70	0,23		
Fe	4,0	2 ± 1	~ 3	~ 25	1,0		

Как следует из таблицы, биоцикл определяет пространственное и концентрационное распределение основных микроэлементов на 30-100% и является тем самым основным регулятором их содержания в океане. Его воздействие является доминирующим.

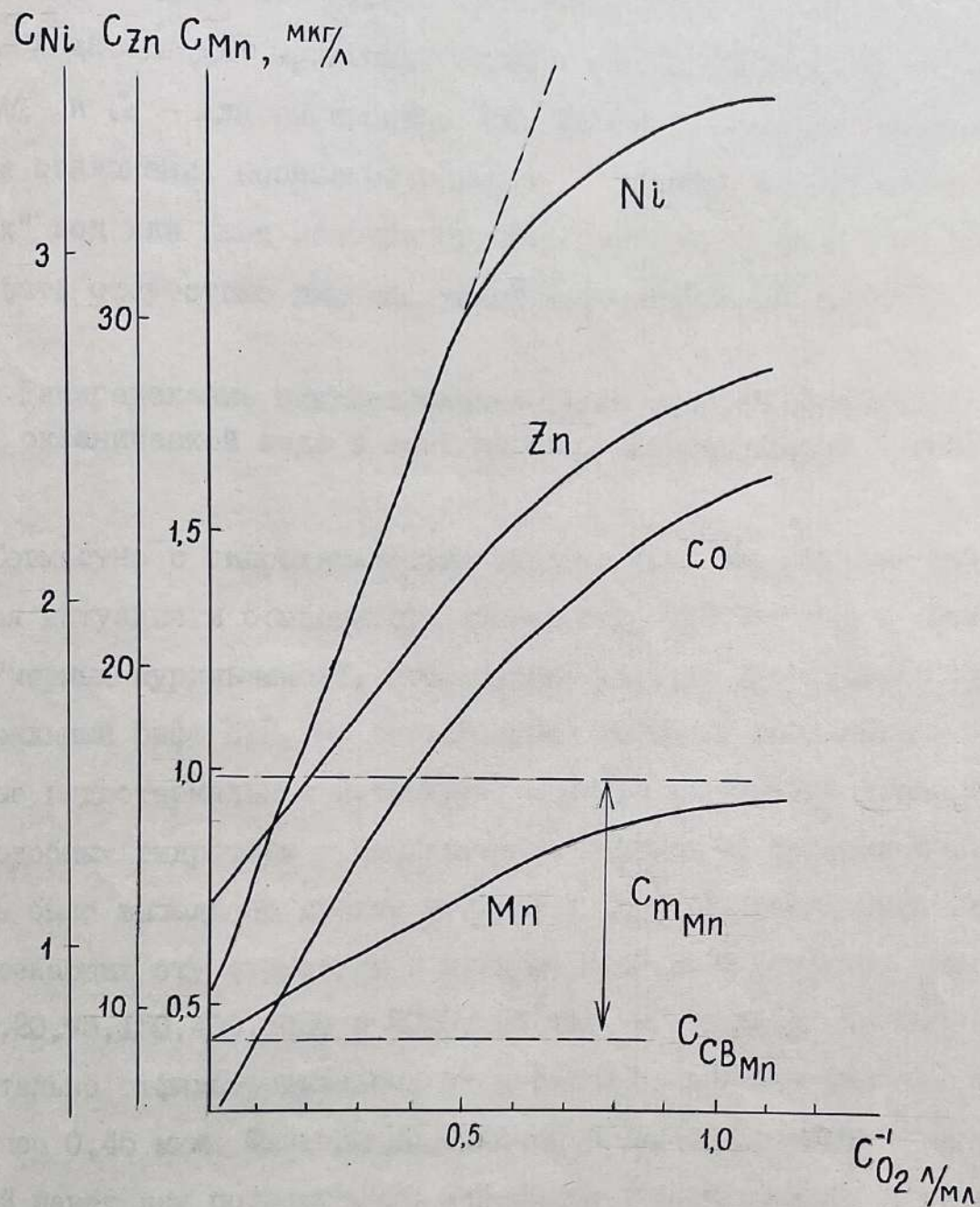


Рис. 12.11 Зависимость концентрации микроэлементов от обратной концентрации кислорода. Усредненные данные.

С точки зрения геохимии микроэлементов этот вывод полезен тем, что позволяет отсекаать биогенный фактор и находить концентрационные аномалии, вызванные не биогенными, а иными причинами. В частности из рис. 12.9, 12.10 видно, что резкое отклонение от корреляционной связи для Si наблюдается для придонных горизонтов (5100 ± 100 м) на ст. I, для Mn , Ni и Co - для горизонтов 1000-2000 м на станции Геосекс. Указанные отклонения позволяют говорить о наличии в этих зонах "чужеродных" вод или иных источников микроэлементов. На это же должно указывать отсутствие вышеназванной корреляционной связи.

Распределение микроэлементов (растворенной фракции) в океанической воде в зоне донных гидротермальных проявлений.

Совместно с гидрохимическим отрядом были исследована гидрохимическая ситуация и особенности химического состава вод в зоне действия "черных курильщиков". Исследуемый участок представлял собой центральный рифт ВТП, по осевой линии которого расположены многочисленные гидротермальные источники. С целью нахождения критериев поиска подобных гидротерм и исследования влияния их на океанические процессы было выполнено десять станций в двух сечениях, ортогонально пересекающих эту структуру с отбором проб воды с глубин, находящихся в 10, 20, 75, 150, 400, 1000 и 2000 м от дна. Пробы воды объемом 4 л предварительно отфильтровывались от взвесей на ядерном фильтре с диаметром пор 0,45 мкм. Фильтры со взвесью герметизировались в полиэтиленовый пакет для последующего нейтронно-активационного анализа в береговых условиях. Отфильтрованная проба подвергалась переработке с целью выделения из нее концентрата микроэлементов в виде осадка гидроокиси. Большая часть концентратов также консервировалась в полиэтилен для более всестороннего и комплексного берегового анализа, однако достаточно представительная часть проб в одном из сечений (23 пробы) были проанализированы в экспедиционных условиях на со-

201
держание в них $Fe, Co, Ni, Zn, Cd, Cu, Mo, Mn, Pb$. Ниже обсуждаются предварительные результаты этого анализа.

Результаты работ приведены в табл.6 и на рис.12,12.13 представляющих собой эскизы сечения, перпендикулярного осевому рифту. Расположение станции 2 соответствует месту расположения "курильщиков" (месту пересечения с рифтом). Как видно из схем распределения, процессы выброса гидротермальных вод приводят к достаточно выраженной концентрационной аномалии практически по всем исследованным микроэлементам. Для некоторых металлов аномалия проявляется весьма ярко (Fe, Ni, Cu, Zn), для других слабее (Cd, Mn), однако обнаруживается уверенно (табл.6,7).

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы:

1. В зоне действия "курильщиков" имеет место концентрационная аномалия по большинству цветных металлов и железу, проявляющаяся в повышенном содержании в ней $Fe, Zn, Mn, Pb, Cd, Cu, Ni$ по отношению к внешним водам.

2. Ряд микроэлементов в зоне аномалии имеет не повышенную, а пониженную по сравнению с внешним фоном концентрацию (Co, Mo), что указывает как на более низкую концентрацию их в гидротермах, чем в морской воде, так и на захват их активно образующимися здесь твердофазными частицами (оксигидратами железа). Последнее хорошо подтверждается на примере Co , концентрация которого в аномалии падает по сравнению с фоновой в десять раз, что было бы невозможно при простом разбавлении внешних вод гидротермальными. Взаимосвязь аномалий с пониженной концентрацией Co взвесью подтверждается также тем, что форма ореола концентраций в данном случае резко отлична от той, которая наблюдается для других элементов.

3. Сравнивая средние концентрации микроэлемента в аномалии (C_A) со средней внешней концентрацией (C_B) можно качественно судить как об интенсивности выброса металлов "курильщиками", так и составить ряд более или менее активно поставляемых источниками металлов.

Таблица 7

Усредненные показатели варьирования концентраций
микроэлементов по полигону

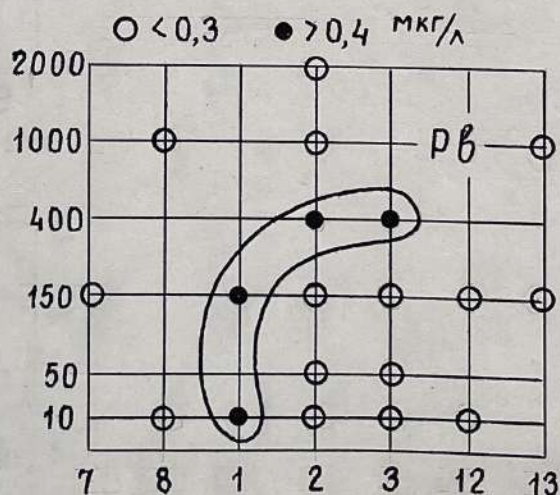
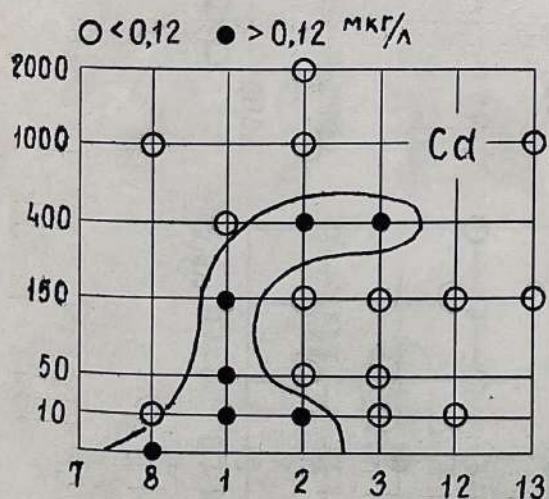
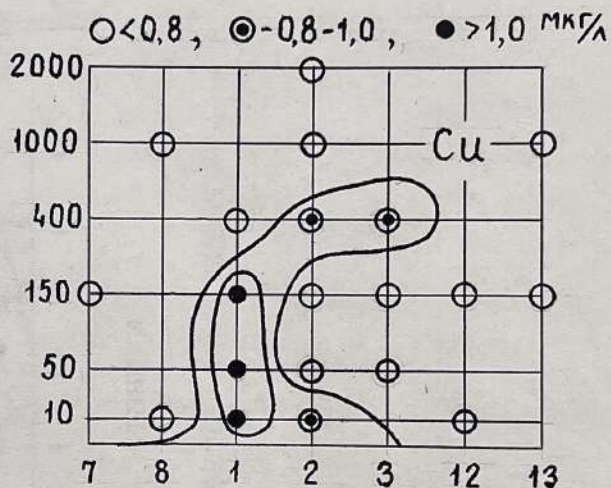
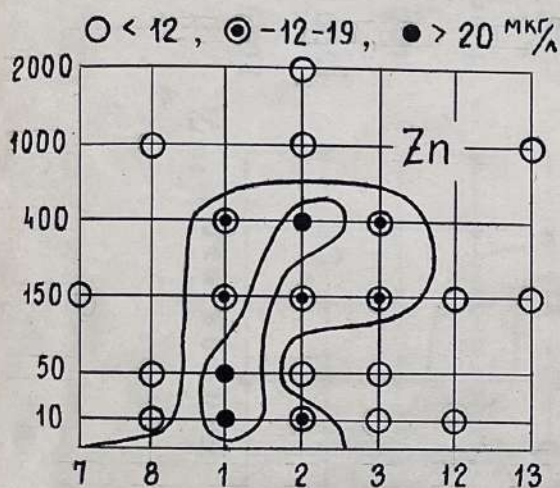
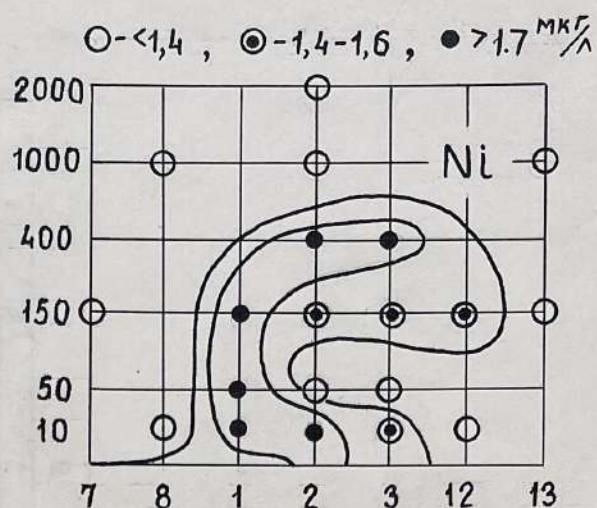
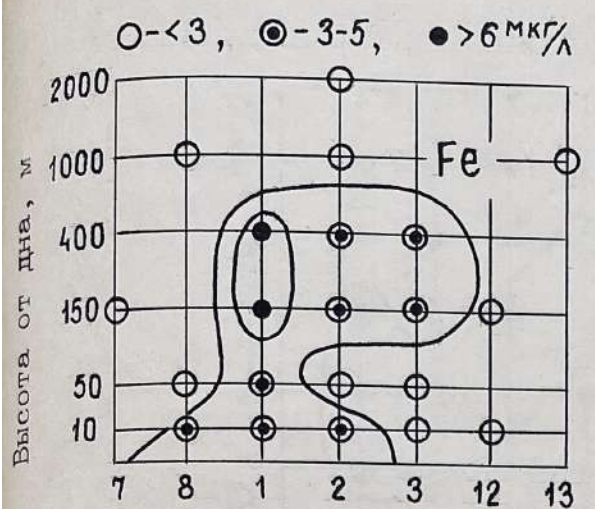
Показатель	: Fe	: Ni	: Co	: Cu	: Cd	: Mn	: Zn	: Mo
Средняя концент- рация внешних вод, мкг/л	2,5 ± 0,25	0,97 ± 0,3	0,52 ± 0,15	1,2 ± 0,4	0,09 ± 0,03	0,66 ± 0,12	8,4 ± 2,0	9,8 ± 0,8
Средняя концент- рация в аномалии, мкг/л	5,4	2,0	0,15	2,6	0,165	1,03	17,1	7,9
Диапазон кон- центраций в аномалии	3-16	1,4- 3,5	0,05- 0,3	1,7- 3,3	0,16- 0,18	0,8- 1,44	13,3- 26	6,7- 8,9
Отношение макси- мальной концент- рации в анома- лии к C_B	6,4	3,5	$\frac{0,1}{10}$	2,8	2,0	2,2	3,1	$\frac{0,68}{1,47}$
Отношение макс. концентрации в аномалии к C_A	3,0	1,75	$\frac{0,14}{7}$	1,3	1,1	1,4	1,53	$\frac{0,85}{1,18}$
Отношение C_A/C_B	2,16	2,04	0,29	2,17	1,83	1,56	2,03	0,81
Отношение $C_A - C_B / C_B$	1,16	1,06	0,71	1,16	0,78	0,56	1,04	0,19
Разность $C_A - C_B$	2,9	1,03	-0,37	1,4	0,07	0,37	8,7	-1,9

Таблица 6.

Концентрация микроэлементов в воде, мкг/л

"Сульфидный полигон"

№ проб	Станция	Высота от дна, м	Fe	Ni	Co	Cu	Cd	Mn	Zn	Mo	Pb
64	3	10	2,75	1,5	0,31	0,9	0,12	0,53	9,3	9,6	0,13
61		75	2,56	0,57	0,05	1,28	0,09	0,55	8,6	7,2	< 0,1
62		150	3,3	1,55	0,19	1,20	0,12	0,76	13,3	8,4	0,23
63		400	3,3	1,9	0,38	1,20	0,16	0,80	15,7	11	1,6
65	2	10	4,36	2,0	0,3	2,3	0,16	0,81	12,7	8,9	< 0,1
66		75	2,7	0,8	0,02	1,07	0,10	0,71	10,2	7,0	< 0,1
60		150	2,7	1,4	0,21	1,65	0,10	0,72	16,7	7,8	< 0,1
59		400	2,9	1,7	0,51	1,09	0,18	0,81	20,6	10,2	1,6
67		1000	2,6	0,6	0,38	1,4	0,05	0,56	7,0	8,1	< 0,1
68		2000	2,26	1,08	0,68	1,04	0,12	0,70	8,5	10,8	< 0,1
58		10	3,0	2,5	0,49	1,12	0,16	1,44	20,8	10,5	2,4
57		75	3,4	1,8	0,10	2,48	0,16	1,30	25,1	9,0	< 0,1
59	I	150	16,1	3,5	0,45	3,3	0,17	1,04	13,9	8,9	0,43
54		400	8,7	1,23	0,02	3,3	0,11	0,72	15,9	6,7	< 0,1
76		10	3,0	0,96	0,55	0,74	0,09	0,65	6,1	9,4	0,1
77	8	1000	2,7	1,3	0,52	1,65	0,10	0,54	9,6	8,1	< 0,1
78		0	10,3	3,4	1,79	4,1	0,46	2,94	32,3	15,6	3,7
75	7	150	2,2	0,97	0,61	0,75	0,09	0,7	7,6	9,6	0,33
74		10	2,7	1,26	0,63	1,31	0,08	0,58	11,5	9,4	0,19
73	12	150	2,1	1,58	0,34	0,72	0,04	0,73	8,0	10	< 0,1
71		150	2,4	0,8	0,54	1,31	0,08	0,72	11,7	9,2	< 0,1
72	13	1000	2,66	1,2	0,74	1,38	0,11	0,74	7,0	9,4	0,1



Станции

Станции

Рис. 12.12 Схема распределения микроэлементов по концентрациям в основном сечении сульфидного полигона.

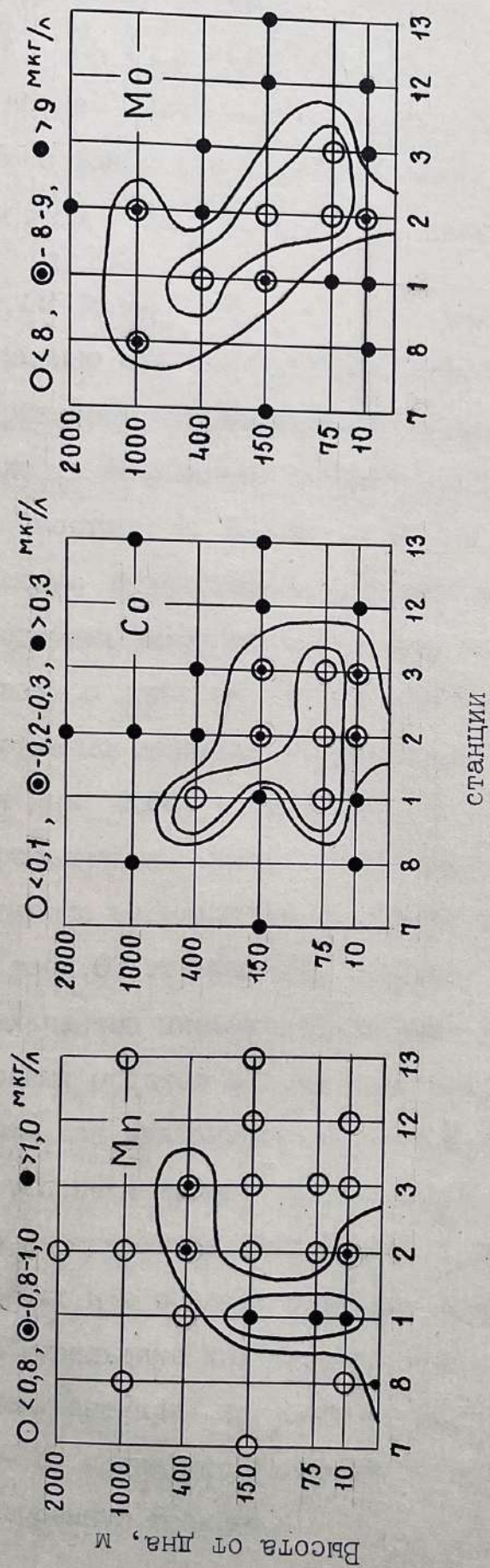


Рис. 13. Схема распределения микроэлементов по концентрациям в основном сечении сульфидного полигона.

Согласно данным табл.7 интенсивность выброса растворенных металлов можно представить рядом (по разности C_A и C_B):

$$Zn > Fe > Cu > Ni > Pb > Mn \gg Cd$$

4. Наиболее значительные превышения концентрации в аномалии по сравнению с фоном (в 2 раза и более) дают (в порядке убывания):

$$Fe > Cu > Zn, Ni \quad (\text{по отношению } C_A/C_B)$$

$$Fe, Cu > Zn, Ni \quad (\text{по отношению } \frac{C_A - C_B}{C_B})$$

Поэтому именно эта совокупность металлов наиболее пригодна в качестве критериев поиска гидротермальных проявлений.

5. Область аномальных концентраций охватывает толщу вод высотой до 400 м (местами до 1000м) от дна и имеет достаточно сложную форму, зависящую от придонных и глубинных течений, так и от характерного для подобных тепловых источников конвективного вертикального подъема вод. В придонных слоях шлейф аномальных концентраций имеет преимущественно западное направление, а в верхних горизонтах (на высоте от дна 400м) - восточное. В промежуточных горизонтах в основном проявляется вертикальный подъем вод.

6. Согласно результатам по химическому составу проб придонной воды (см.табл.6, станции 7), основная масса выносимых из источников взвешенных частиц уносится придонным течением, образуя слой рыхлых металлоносных осадков в зоне 7,8 станций. Осадки содержат, наряду с типичными для вулканической пыли фазами также 4,1% Fe, 0,8% Mn и 0,17% Zn, причем железо присутствует лишь в виде аморфной фазы. Как видно из сравнения этих данных с данными табл.5, соотношение Fe/Mn в водах и в осадках остается практически одинаковым, что указывает на курильщичи как на основной источник осадков, это объясняет также почему аномалия по растворенному марганцу выражена сравнительно слабо - он преимущественно как и железо уходит во взвешенную, а не в растворенную фракцию.

ИСПЫТАНИЕ СРЕДСТВ ПРОБООТБОРА ДЛЯ АНАЛИЗА МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ВОД И ВЗВЕСЕЙ

Существующие средства отбора проб воды для анализа микроэлементов (пластиковые батометры) имеют ряд недостатков, влияющих на качество и достоверность получаемых результатов. Основным недостатком является неизбежный контакт анализируемой пробы с воздухом при концентрировании и фильтрации, а также контакт с реагентами и посудой, в которой эти операции происходят. В результате неизбежен привнос в пробу внешних загрязнений и смещение существующей в ней карбонатной ситуации с изменением состава и количества взвесей, а также с изменением распределения микроэлементов между растворенной и взвешенной формами.

Чтобы исключить эти недостатки необходима разработка устройств, которые были бы способны производить операции фильтрации и концентрирования (желательно безреагентного) либо прямо в точке пробоотбора, либо сводили бы контакт пробы с воздухом и манипуляции с ней к минимуму. С этой целью нами были разработаны два пробоотборника, один из которых способен работать до горизонтов порядка 500м, второй - до произвольных глубин.

Принцип работы пробоотборника для анализа микроэлементного состава вод поверхностной зоны океана поясняется рис.14. Пробоотборник выполнен в виде трех последовательных секций I, 2 и 3, скрепляемых воедино стяжным устройством 4. При срабатывании пробоотборника вентиль 5 открывается и вода через регулятор избыточного давления 6 и возвратный клапан 7 поступает в секцию I, в днище которой установлен фильтр для отделения взвесей. Под действием избыточного давления вода отфильтровывается и заполняет секции I и 2, разделенные другим фильтром I2. Как только вода поднимается до уровня анода 9, между

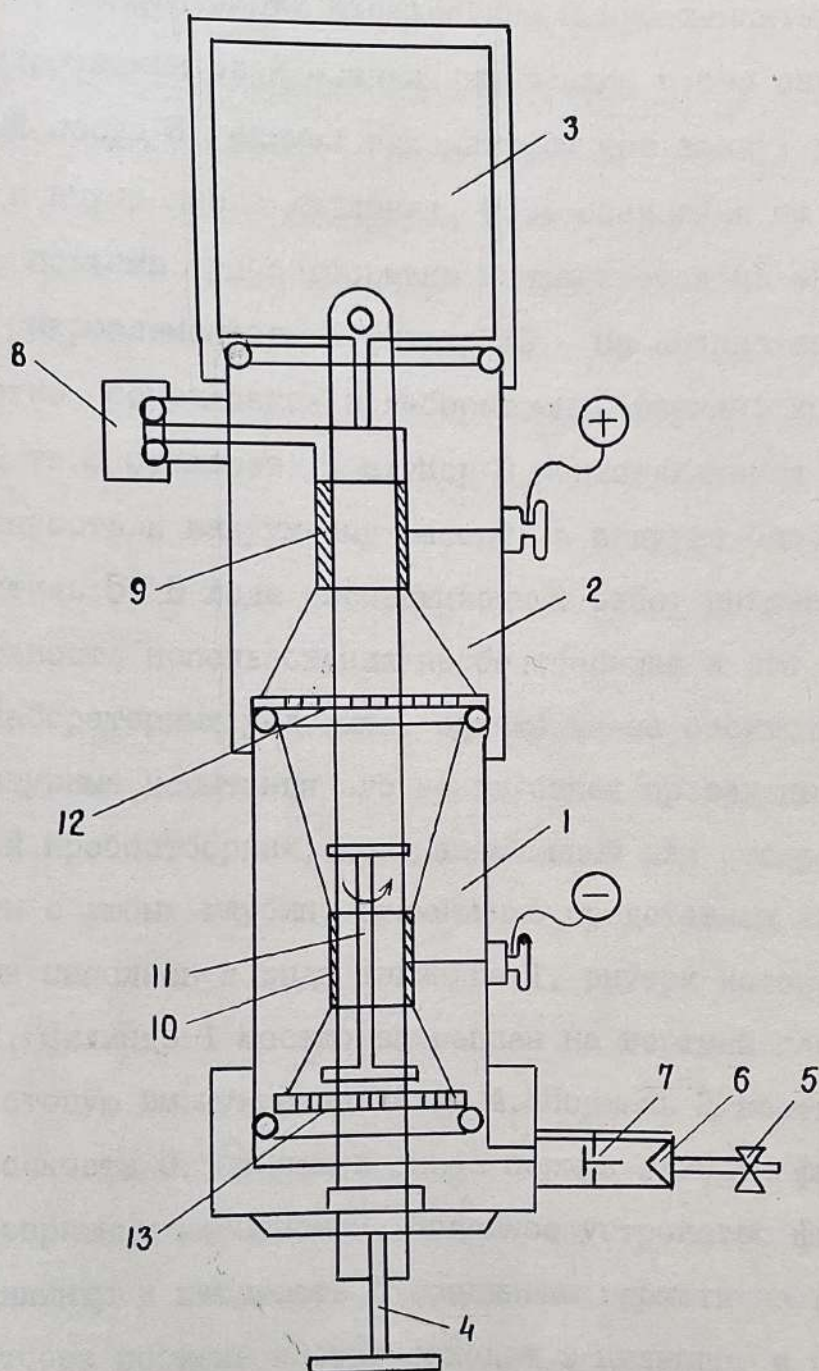


Рис. 214. Пробоотборник для анализа микроэлементов
с горизонтов 10 - 500 м. Пояснения в тексте.

катодом 10 и анодом начинает течь электрический ток. В катодной секции 1 выделяется осадок гидроокиси магния, который оседает на фильтре 12, концентрируя параллельно микроэлементы. Вода, свободная от микроэлементов и осадка, поступает через анодную секцию 2 в приемный сосуд 3, сжимая находящийся там воздух до уравнивания внешнего и внутреннего давления. Образовавшийся на фильтре 12 осадок после подъема пробоотборника направляется на анализ растворенных форм микроэлементов, а фильтр 13 - на анализ взвесей. Пробоотборник легко превращается в лабораторный вариант концентратора, для чего емкость 3 отделяется, штуцер 8 подсоединяется через дополнительную емкость к вакуумному насосу, а воду из батометра подают через вентиль 5. В ходе экспедиционных работ показана принципиальная возможность использования пробоотборника и его работоспособность в лабораторных условиях, однако из-за отсутствия кабельтроса натурные испытания его на глубинах проведены не были.

Другой пробоотборник, предназначенный для отбора проб на микроэлементы с любых глубин, схематично представлен на рис. 15. Пробоотборник выполнен в виде цилиндра 1, внутри которого имеется поршень 2. Цилиндр 1 жестко закреплен на верхней плоскости устройства 3, в которую вмонтирован катод 4. Поршень 2 жестко закреплен на другой плоскости 5, причем в днище поршня ввинчен фильтр 6, снабженный возвратным клапаном 7. Подобное устройство фильтра дано на рис. 16. Цилиндр и плоскость 5 соединены герметично сельсином 8. До пробоотбора поршень плотно заходит в цилиндр, а при срабатывании устройства начинает опускаться, скользя по направляющим 9 под действием груза 10. В качестве груза может быть использован источник питания, контейнер с реагентами концентрирования или иные устройства или датчики, обеспечивающие процесс концентрирования или прямого анализа. В данном случае использовался простейший вариант баласта. При этом сельсин открывается и внешняя вода через

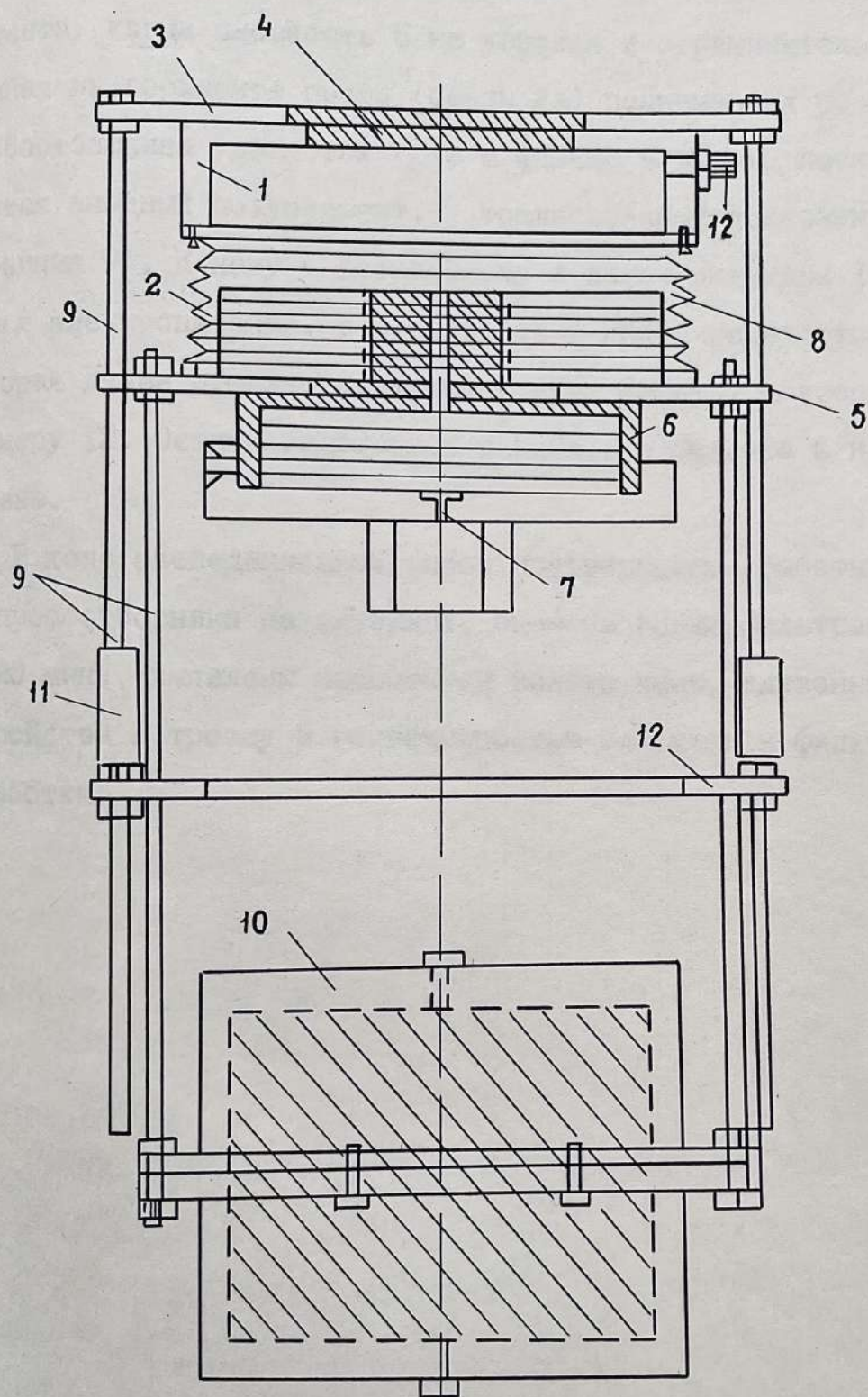


Рис. 215. Пробоотборник для анализа глубинных вод.

клапан 7 поступает на фильтр 6, отфильтровывается и затекает в образуемый сельсином объем. Засасывание пробы в сельсин идет до того момента, когда плоскость 5 не упрется в ограничитель II. Отфильтрованная на горизонте проба (объем 2л) поднимается на поверхность, из пробоотборника удаляется груз и фильтр и вместо последнего вставляется анодный полуэлемент, тождественный показанному на рис. I (позиция 9). К нему и встроенному в днище цилиндра I катоду подводится электропитание, в результате в пробе выделяется гидроокись, которая далее отфильтровывается через фильтр, подсоединяемый к штуцеру 12. Осадок гидроокиси и взвесь с фильтра 6 направляются на анализ.

В ходе экспедиционных работ подтверждено срабатывание указанного пробоотборника на глубинах, оценено время фильтрации на глубине - 15-20 мин., выявлены недостатки конструкции, связанные с креплением устройства к троссу и герметичностью сельсина и фильтра, требующие доработки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Я.Долежал, П.Повондра, З.Щульчек. Методы разложения горных пород и минералов, изд. "Мир", М., 1968.
2. И.А.Столярова, М.П.Филатова, "Атомно-абсорбционная спектрометрия при анализе минерального сырья, Изд."Недра", Л., 1981.
3. Химический анализ горных пород и минералов. Под редакцией Н.П.Попова и И.А.Столяровой, Изд. "Недра", М., 1974.
4. Н.Я.Коварский, Л.Т.Ковековдова, И.С.Пряжевская, В.С.Беленький, Ж.аналит.химии, 1981, т.36, №11, с.2264.
5. В.Жмака, Н.Коварский, В.Беленький, Р.Анисимов. Океанология, 1984, т.24, №2, с.342.
6. Н.Я.Коварский, В.В.Иваненко, В.Н.Кустов. Журнал аналит.химии, 1987, т.42, №12, с.2176.
7. А.А.Лурье. Сорбенты и хроматографические носители. М. Химия, 1972, с.90.

13. РАДИОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОБЛАЧНОСТИ И ОСАДКОВ

Длительные наблюдения с ИСЗ в видимом и ИК участках спектра позволили исследовать распределение поля облачности над земным шаром, его пространственные и временные вариации. Значительно хуже изучены распределения водозапаса облаков и интенсивности осадков, так как для получения исходных данных об этих параметрах на ИСЗ должны быть установлены радиофизические устройства дистанционного зондирования с хорошим (единицы километров) пространственным разрешением. Знание содержания капельной влаги в атмосфере необходимо для решения широкого круга задач (перенос излучения в атмосфере, взаимодействие океана и атмосферы, антропогенные изменения климата и др.). Сведения об облачности и осадках (а также о паросодержании атмосферы) важны и для повышения точности измерений уровня поверхности океана с помощью спутниковой альтиметрии. Детальная количественная информация о структуре полей облачности и осадков может быть получена при радиофизических измерениях с борта ИСЗ. Особый интерес представляют тропические районы Мирового океана, где отмечается мощная облачность и ливневые осадки, которые вызывают заметное поглощение и рассеяние СВЧ излучения.

13.1. Краткая характеристика измерительной аппаратуры

Параметры облачности и осадков изучались в рейсе по их собственному радиотепловому излучению. Прием радиотеплового излучения осуществлялся СВЧ-радиометром с рабочей длиной волны $\lambda = 2,3$ см (частота ~ 13 ГГц). СВЧ радиометр представляет собой высокочувствительный супергетеродинный приемник модуляционного типа с преобразователем частоты на входе, предназначенный для регистрации шумового излучения. Флуктуационный порог чувствительности радиометра при постоянной времени τ равен $\sim 0,2-0,3$ К. Ширина диаграммы

направленности рупорной антенны радиометра составляла ~ 8 на 8 градусов. Выходные сигналы радиометра фиксировались на ленте самописца КСП-039.

Конструктивно радиометр состоит из двух блоков - сверхвысочастотного (СВЧ) и низкочастотного (НЧ), соединенных кабелем длиной 10 м. НЧ блок, источник питания (Б5-3) и самописец были размещены в помещении метеорологической лаборатории на промерной палубе. СВЧ блок был установлен у правого борта, соединительный кабель пропусклся через приоткрытый иллюминатор.

В экспериментах также использовалась штатная метеорологическая (анеморумбометр, барометр, и др.) и навигационная (РЛС "Океан") аппаратура судна.

13.2. Методика измерения радиотеплового излучения атмосферы

Оценка параметров гидрометеоров (облаков и дождей) проводилась путем измерения их радиояркостного контраста $\Delta T_{\text{Я}} = T_{\text{Я}}^{\Gamma} - T_{\text{Я}}^{\text{Я}}$ на фоне ясного неба ($T_{\text{Я}}^{\text{Я}}$) при одном и том же угле места θ .

При $\theta \geq 10^\circ$ для $T_{\text{Я}}(\theta)$ справедливо следующее выражение

$$\Delta T_{\text{Я}}(\theta) = T_{\text{эф}} e^{-\tau^{\text{я}}} [1 - e^{-\Delta \tau(\theta)}], \quad (13.1)$$

где $T_{\text{эф}}(\theta) = T_0 - (15-20)$ - эффективная температура атмосферы, T_0 - температура воздуха на уровне установки СВЧ-блока, $\tau^{\text{я}}$ - интегральное поглощение безоблачной атмосферы в зените, $\Delta(\theta) = \tau^{\Gamma}(\theta) - \tau^{\text{я}}(\theta)$ - разность интегральных поглощений атмосферы с гидрометеорами и безоблачной.

Из соотношения (13.1) имеем

$$\Delta \tau(\theta) = -\ln \left[1 - \frac{T_{\text{Я}}(\theta)}{T_{\text{эф}}} e^{\tau^{\text{я}} \csc \theta} \right] \quad (13.2)$$

В безоблачной атмосфере $\tau^{\text{я}}$ складывается из поглощения в кис-

лорде $\tau_{O_2} = 0,009$ и в водяном паре $\tau_{H_2O} = (3,4-3,7) \cdot 10^{-4} W$, где W — паросодержание атмосферы в $кг/м^2$. Вариации W в тропической атмосфере лежат в пределах $25 - 60 кг/м^2$, что позволяет определить изменчивость τ . Оценки показывают, что ввиду малости значений τ_{O_2} и τ_{H_2O} их изменчивостью можно пренебречь при расчете $\Delta\tau$ по формуле (13.2) использовать в тропической зоне среднее значение $\tau = 0,025$.

Большая часть измерений в рейсе была выполнена при ориентации антенны под углом $\theta \approx 20^\circ$ ($\sec \theta = 3$). Для этого случая и в предположении, что $T_{эф} = 285 K$ получим следующую расчетную формулу

$$\Delta\tau(20) = -\ln(1 - 0,0038 \Delta T_{\text{я}}). \quad (13.3)$$

Если осадки отсутствуют (или же они носят характер мороси, когда диаметр капелек мал), значения $\Delta\tau$ используются для оценки интегральной водности облаков Q (или суммы Q и водосодержания слоя осадков) на луче зрения, так как

$$Q = \Delta\tau / \chi_{\text{обл}}(t_{\text{обл}}),$$

где $\chi_{\text{обл}}(t_{\text{обл}})$ — коэффициент поглощения в облаках, нормированный на единицу водозапаса ($кг/м^2$). Значения $\chi_{\text{обл}}$ спадают с увеличением температуры облачных капелек $t_{\text{обл}}$.

Коэффициент поглощения в облаках

$t_{\text{обл}}, ^\circ C$	-20	-10	0	+10	+20
$\chi_{\text{обл}}, м^2/кг$	0,072	0,050	0,036	0,027	0,022

Значения $t_{\text{обл}}$ задаются с учетом наблюдаемых форм облачности.

Для оперативной оценки водозапаса облаков можно воспользоваться семейством кривых, представленных на рис. 13.1. На оси ординат указано два масштаба — для определения значений Q на луче зрения и в зените для случая наблюдений под углом $\theta \approx 20^\circ$ в предположении горизонтальной однородности облачного слоя.

С увеличением интенсивности дождя I размер капель возрастает,

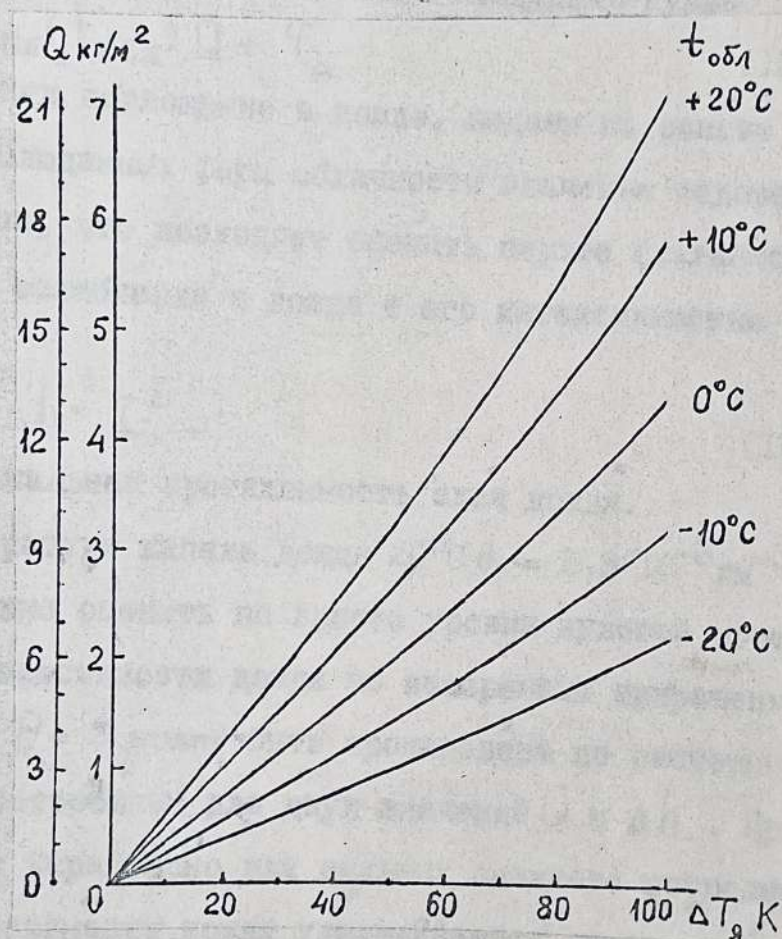


Рис. 13.1. Семейство кривых для определения водозапаса облаков по приращениям радиояростной температуры на $\lambda = 2,3$ см, регистрируемой при $\vartheta = 20^\circ$

что вызывает рассеяние СВЧ-излучения. Расчеты переноса СВЧ-излучения с учетом рассеяния существенно усложняются. Из результатов теоретических и экспериментальных работ следует, что ввиду отсутствия априорных сведений о распределении капель дождя по размерам и других его характеристик, вариации которых влияют на радиояркостную температуру атмосферы, при оценке интенсивности осадков целесообразно применять не точные, а приближенные соотношения.

Найденное по уровню (13.2) значение ΔT в ситуациях с осадками может быть записано в виде следующей суммы

$$\Delta T = \chi_{\text{обл}} (\pm_{\text{обл}}) Q + T_A \quad (13.4)$$

Чтобы найти поглощение в дожде, задаем на основе априорных данных для наблюдаемых форм облачности значения водозапаса и температуры облака, что позволяет оценить первое слагаемое формулы (13.4). Связь ослабления в дожде с его интенсивностью дается выражением

$$T_A = \alpha \cdot \Delta h \cdot I^\beta, \quad (13.5)$$

где Δh — вертикальная протяженность слоя дождя.

При температуре капель дождя 20°C $\alpha = 5,8 \cdot 10^{-3} \text{ км}^{-3}$, $\beta = 1,2$. Значение Δh можно оценить по высоте уровня нулевой изотермы.

Оценка интенсивности дождя по измеренным приращениям радиояркостности при $\text{esc } \theta = 3$ может быть произведена по расчетным кривым (рис. 13.2), построенным для двух значений Q и Δh . При $\Delta T_A \geq 245-250 \text{ К}$ (что характерно для сильных осадков) погрешность в определении интенсивности дождя увеличивается из-за роста производной $\partial (\Delta T) / \partial T_A$. Поэтому любые факторы, снижающие точность определения T_A (например, ошибки калибровки), а также неопределенности в описании зависимости ΔT от T_A (связанные, в частности, с определением эффективной температуры атмосферы с учетом эффектов рассеяния), могут привести к заметным погрешностям в значе-

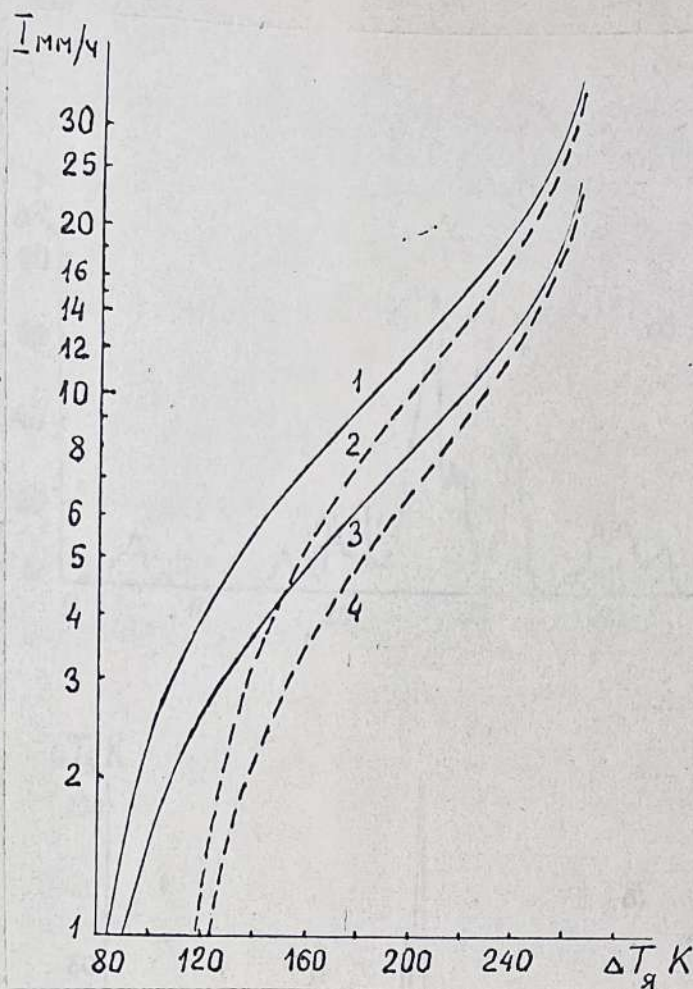


Рис. 13.2. Семейство кривых для оценки интенсивности дождя по приращениям радиояростной температуры на $\lambda = 2,3$ см, регистрируемой при $\Theta = 20^\circ$: 1,2 - $\Delta h = 3$ км; 3,4 - $\Delta h = 5$ км; 1,3 - $Q = 3$ кг/м²; 2,4 - $Q = 5$ кг/м²

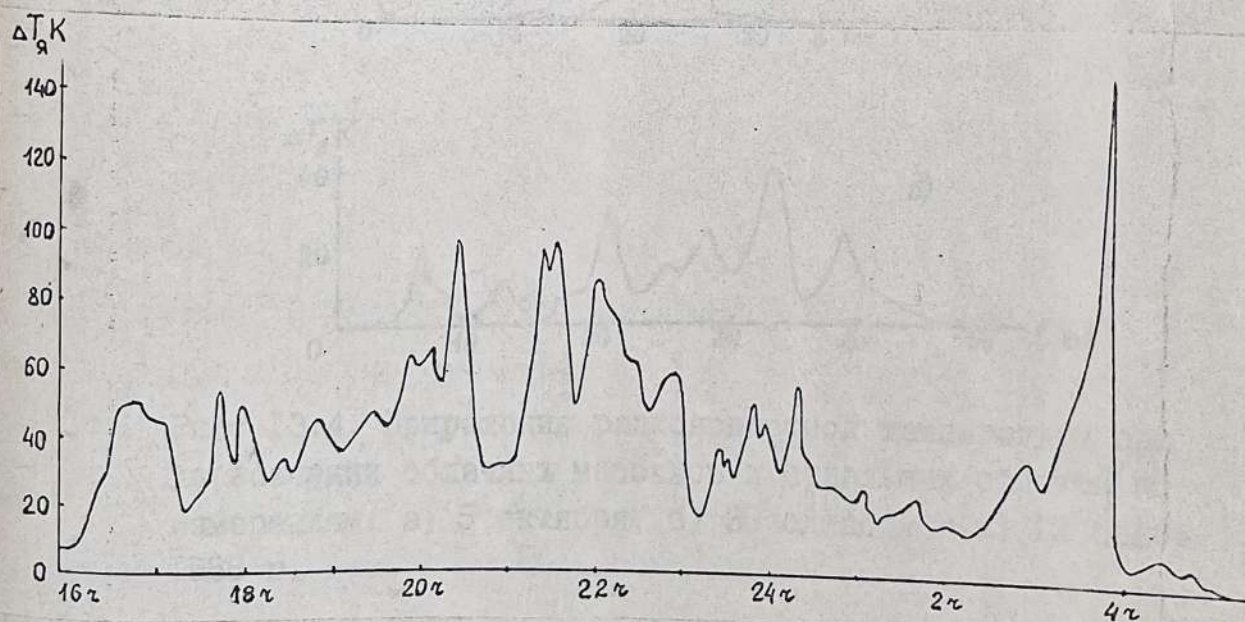


Рис. 13.3. Вариации радиояростной температуры при пересечении холодного фронта 25-26 сентября 1988 г.

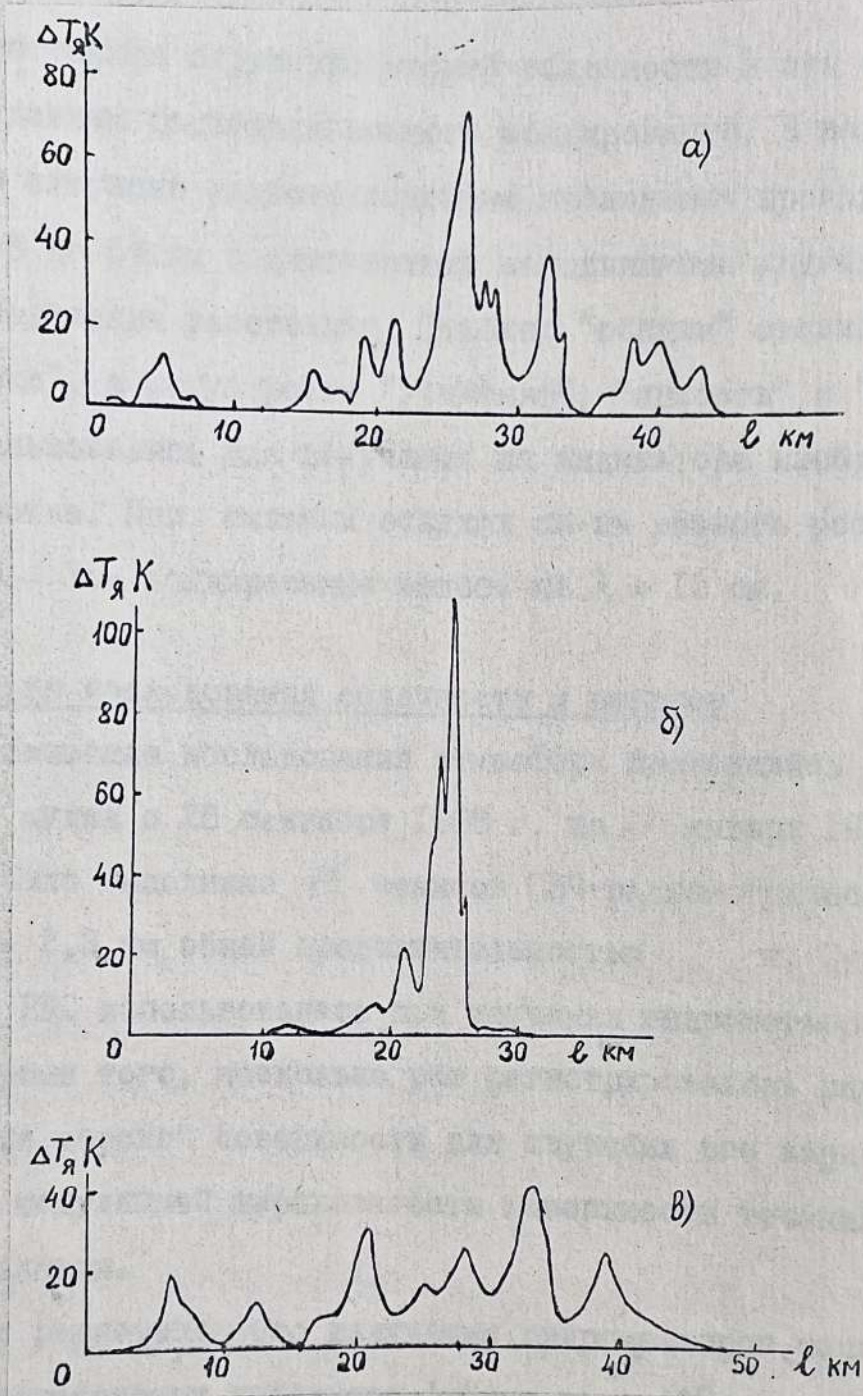


Рис. 13.4. Приращения радиояркостной температуры при пересечении облачных массивов и отдельных облаков по измерениям: а) 5 октября, б) 30 октября и в) 12 ноября 1988 г.

ниях I. Это следует иметь в виду при последующем анализе экспериментальных данных.

Пространственная структура мощной облачности и зон осадков находится по данным радиолокационного зондирования. В зависимости от конкретной ситуации радиолокационные наблюдения проводились на шкалах от 8 до 64 км с включенными неподвижными кругами дальности для определения расстояния. Тумблер "осадки" ставился в положение "выкл", а регулировки "усиление", "яркость" и "помеха от моря" использовались для получения на индикаторе изображения хорошего качества. При сильных осадках из-за резкого роста ослабления на $\lambda = 3$ см зондирование велось на $\lambda = 10$ см.

13.3. Результаты исследования облачности и осадков

Радиофизические исследования атмосферы проводились по маршруту движения судна с 25 сентября 1988 г. по 22 января 1989 г. За это время было выполнено 75 сеансов СВЧ-радиометрических измерений на $\lambda = 2,3$ см общей продолжительностью ч. Судовая навигационная РЛС использовалась при изучении гидрометеоров эпизодически. Кроме того, несколько раз регистрировалось радиотепловое излучение морской поверхности для изучения его вариаций, обусловленных модуляцией шероховатости поверхности течениями и внутренними волнами.

Измерения радиотеплового излучения гидрометеоров начались 25 сентября при пересечении холодного фронта на $\sim 40^\circ$ с.ш., 145 - 147° в.д. По мере приближении к линии фронта скорость ветра возросла от 5 - 7 до 12 - 15 м/с, (а затем (за фронтом) снизилась до 9 - 10 м/с; температура воздуха повысилась с 16 до 22°C.

Сплошная облачность, из которой временами выпадали слабые дожди (иногда в виде мороси), наблюдалась более 20 ч. Вначале

преобладали облака слоистых и кучевых форм, которые в дальнейшем сменились кучево-дождевыми. Значения водозапаса варьировали в широких пределах, постепенно возрастая от $0,1 - 0,3 \text{ кг/м}^2$ (при пересчете в зенитном направлении) до $2 - 3 \text{ кг/м}^2$. Максимальные приращения радиояркостности отмечались примерно с 19 до 23 ч 25 сентября при пересечении области фронта (об этом, в частности, свидетельствовал поворот ветра на $\sim 130^\circ$), а также около 4 ч. утра 26 сентября (рис. 13.3). Полагая, что в зонах выпадения дождя $Q = 3 \text{ кг/м}^2$, а $\Delta h = 3 \text{ км}$, находим с помощью графиков рис. 13.2, что интенсивность дождя ночью не превышала 2 мм/ч , а около 4 ч. утра составила в максимуме $5 - 6 \text{ мм/ч}$.

С 27 сентября по 13 октября судно находилось преимущественно в зоне субтропических антициклонов. В основном регистрировалось излучение от облаков St, Sc, Cu, Cu med, значительно реже наблюдалась мощная конвективная облачность. Типичные значения водозапаса слоистой облачности (St, Sc) равнялись $0,1 - 0,2 \text{ кг/м}^2$. Водозапас кучевых облаков (Cu, Cu med) варьировал в пределах $0,1 - 1 \text{ кг/м}^2$, а их горизонтальные размеры не превышали обычно $2 - 4 \text{ км}$. Значительную часть времени отмечались кучевые облака хорошей погоды небольшого вертикального развития с водозапасом $\leq 0,05 \text{ кг/м}^2$.

Профиль радиояростной температуры, полученный при пересечении массива кучевой и кучево-дождевой облачности при движении судна на юг со скоростью $\sim 12,5 \text{ узл}$, приведен на рис 13.4 а. Массив хорошо выделяется на фоне ясного неба. Над судном дождя не было, однако в районе с максимальными приращениями радиояркостности были видны полосы дождя. Изменения направления и скорости ветра были невелики.

14 - 15 октября при движении на восток (курс 82°) судно пе-

ресекло еще одну фронтальную облачную полосу - на этот раз примерно на 35° с.ш., 152° - 148° з.д. Указанная облачная полоса характеризовалась значительными вариациями радиояркости (рис. 13.5 - 13.7). Сплошная фронтальная облачность из слоистых, кучевых и кучево-дождевых облаков наблюдалась более 11 ч. Из этой облачности выпадали осадки различного типа, начиная от мороси и слабого дождя и кончая сильными ливнями. При прохождении интенсивных дождевых ячеек направление и скорость ветра существенно изменялись. Зоны осадков были видны на экране РЛС $\lambda = 3$ см и 10 см.

Оценим водозапас облаков и интенсивность осадков для отдельных фрагментов записи. Для участка с моросью и слабыми дождями (рис. 13.5, $5 - 30$ км) интегральное содержание капельной влаги на луче зрения составляло в максимумах $6 - 10$ кг/м², или в пересчете для направления в зенит $\sim 2 - 3$ кг/м². Скорость ветра здесь была $\sim 12 - 14$ м/с.

В максимуме (рис. 13.5) яркостная температура возросла до 190 К, чему соответствует интегральное поглощение на луче зрения $\sim 1,28$. Полагая что водозапас облачности $Q = 3-5$ кг/м², а температура капелек $t_{\text{обл}} = 0^{\circ}\text{C}$, находим облачный компонент поглощения $\tau_{\text{обл}} = 0,036:(3-5) = 0,11-0,18$. Тогда ослабление в дожде в направлении зенита будет $\tau_d = 1,28/3 - (0,11-0,18) = 0,32-0,25$. Если принять вертикальную мощность слоя осадков равной 3 км, то их интенсивность составит $\sim 9-11$ мм/ч. При $\Delta h = 4$ км значения I будут примерно на 2 мм/ч меньше.

При приближении к дождевой ячейке скорость ветра снизилась с 13 до 10 м/с, направление ветра изменилось примерно на 40° . В зоне с дождем вода приобрела белесый вид; на поверхности были видны ориентированные по ветру узкие полосы из пузырьков воздуха.

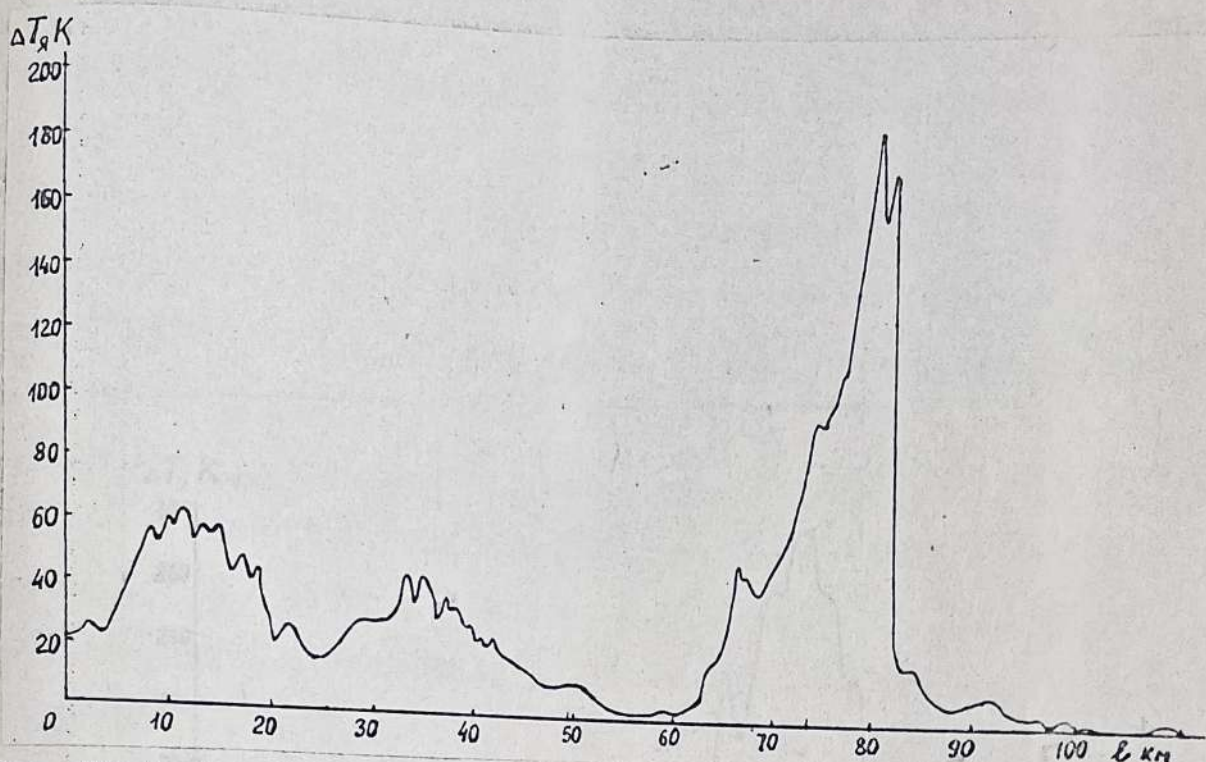


Рис. 13.5. Вариаций радиояростной температуры при пересечении фронтальной облачной полосы по измерениям с 8 ч до 12 ч 30 мин 14 октября 1988 г.

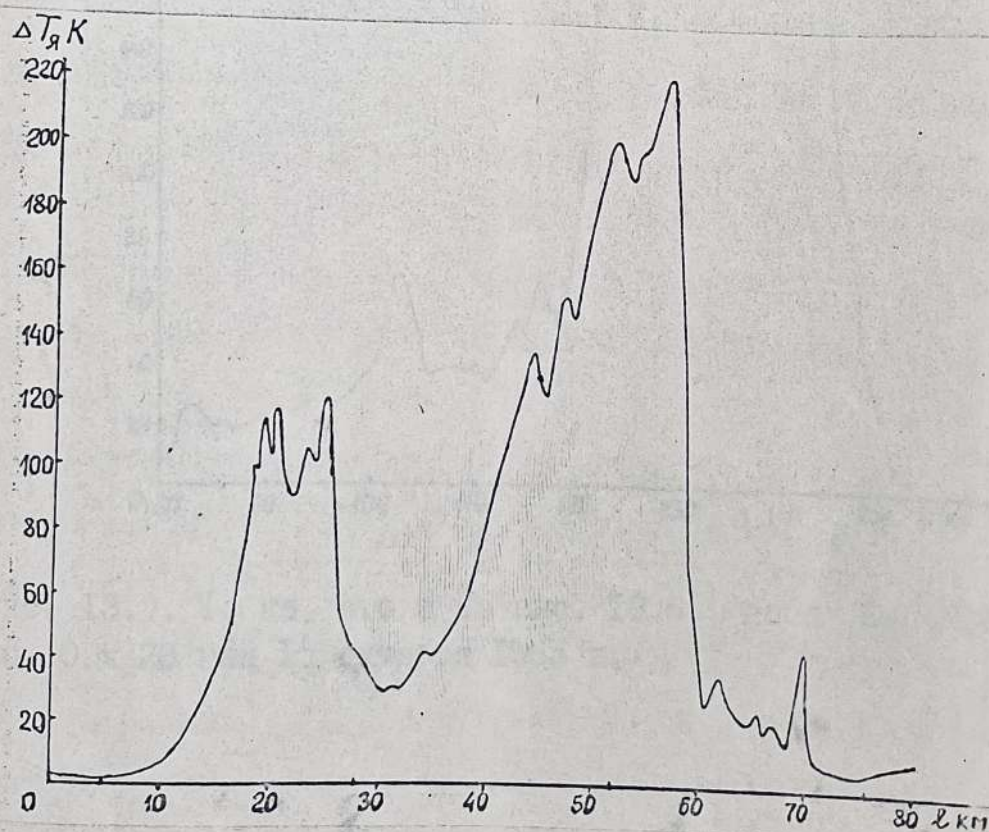


Рис. 13.6. То же, что и на рис. 13.5, но с 17 ч до 20 ч

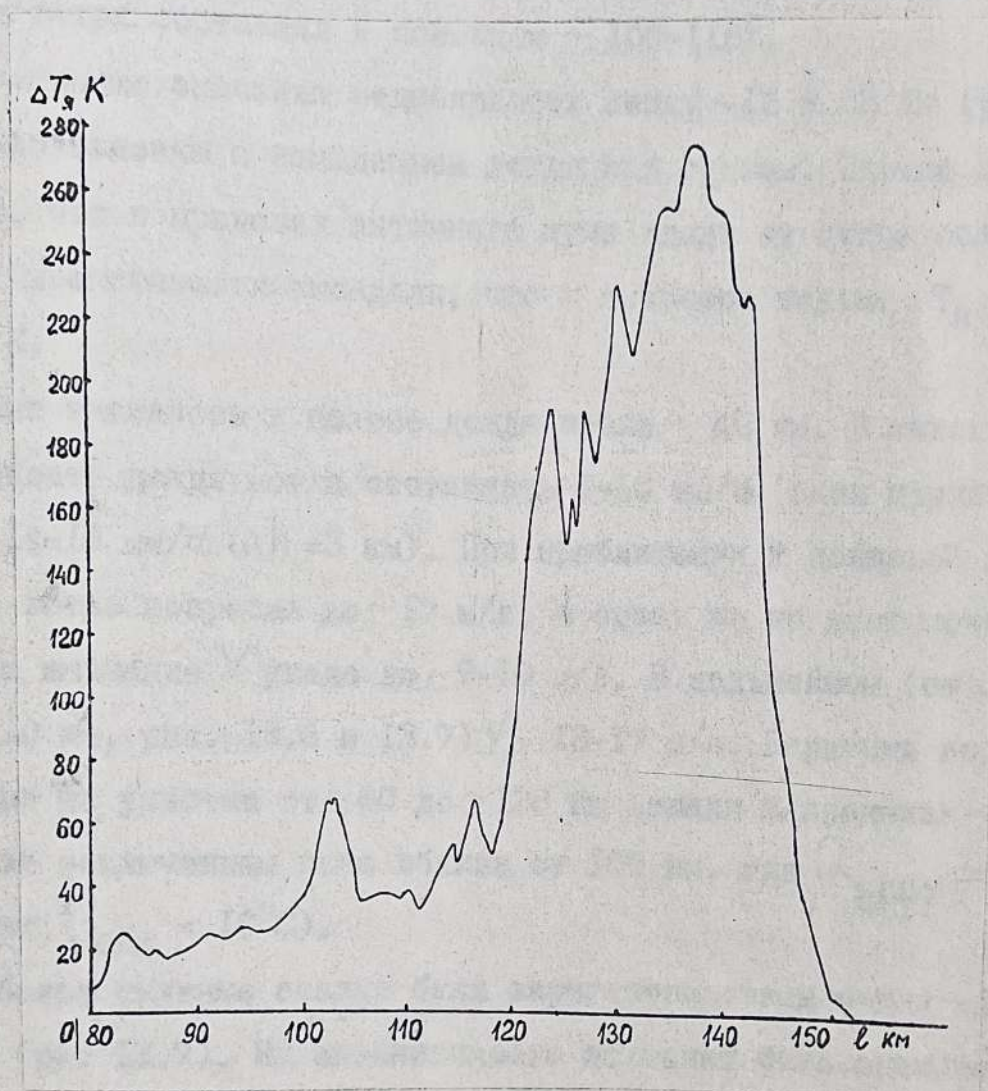


Рис. 13.7. То же, что и на рис. 13.5., но с 20 ч 14 октября до 0 ч 20 мин 15 октября 1988 г.

После пересечения дождевой ячейки на протяжении 5 ч. облаков было немного. Это были в основном Cu ; их водозапас не превышал $\sim 0,2 \text{ кг/м}^2$. Скорость ветра менялась от 12 до 15 м/с. В последующие 6 ч. судно пересекло массив мощных кучевых и кучево-дождевых облаков, из которых выпадали ливневые осадки. По данным о ветре массив перемещался в северном направлении; угол между курсом ^{судна} и вектором ветра составлял в основном $\sim 100-115^\circ$.

Повышенные значения радиояркостности между ~ 15 и 25 км (рис. 13.6) не были связаны с выпадением дождя над судном. Однако вполне вероятно, что в пределах антенного луча вдали от судна осадки небольшой интенсивности выпадали, что и вызвало подъем ΔT_A до 100-130 К.

Судно оказалось в полосе дождя после ~ 45 км. В максимуме интенсивность дождя могла составлять 9-10 мм/ч (если принять $\Delta h = 5$ км) или 14-16 мм/ч ($\Delta h = 3$ км). При приближении к дождевой ячейке скорость ветра возросла до ~ 17 м/с, а сразу же по достижении максимума значение V упало до $\sim 9-10$ м/с. В дальнейшем (от ~ 70 км до 120 км, рис. 13.6 и 13.7) $V = 13-17$ м/с. Вариации водозапаса облаков на участке от ~ 60 до ~ 120 км лежали в пределах $\sim 0,1-2 \text{ кг/м}^2$ за исключением пика вблизи от 100 км, где $Q_{\text{макс}} \approx 3,5 \text{ кг/м}^2$ (при $t_{\text{обл}} = 10^\circ\text{C}$).

Наиболее сильные осадки были зарегистрированы между ~ 125 и ~ 145 км (рис. 13.7). Их интенсивность не может быть оценена по графикам рис. 13.2 (или по соотношениям, на основе которых они построены), однако, исходя из значений ΔT_A (которые в максимуме, по всей видимости, достигли насыщающего значения), можно утверждать, что $I > 30-50 \text{ мм/ч}$. Подтверждением этого служит, в частности, то, что полоса осадков была хорошо видна на экране РЛС $\lambda = 10$ см. Относительно курса судна полоса была ориентирована

под углом 30° , откуда следует, что ширина ее была примерно вдвое меньше. Скорость ветра при пересечении полосы вначале увеличилась с 14 до 20 м/с, затем снизилась до ~ 10 м/с (к 150 км), после чего (уже при ясном небе) снова возросла до 16–18 м/с. Вариации направления ветра достигали при этом 50° .

При движении к Сан-Франциско 16–20 октября и после выхода из порта на пути следования к полигону 25–28 октября регистрировались обширные поля слоистой и слоисто-кучевой облачности, для которых были характерны как малые значения водозапаса ($\leq 0,1$ кг/м²), так и их слабая пространственная изменчивость. 30 октября начала появляться облачность кучевых форм (Cu, Cu med, Ac). Значение $Q_{\text{макс}}$ для одного из облаков Cu med составило $\sim 0,6 - 0,8$ кг/м². Водозапас высококучевой облачности составлял $\leq 0,1$ кг/м².

Профиль $T_{\text{Я}}$, полученный при пересечении развивающегося кучево-дождевого облака на $15^\circ 10'$ с.ш., 106° з.д., приведен на рис. 13.46. В максимуме приращение радиояркостной температуры достигло ~ 110 К. В этом районе в пределах диаграммы направленности антенны были видны полосы дождя. Судно и облачный массив двигались навстречу друг другу с относительной скоростью ~ 15 м/с, что позволяет оценить его горизонтальную протяженность в ~ 20 км. Повышенные значения отмечались в части массива размером ~ 8 км.

С 31 октября по 7 ноября судно вело работы в районе, который располагался к северу от внутритропической зоны конвергенции. Поэтому обширные массивы конвективных облаков наблюдались изредка. В поле зрения антенны СВЧ-радиометра мощные кучевые облака Cu cong оказывались только дважды. Неоднократно регистрировалось излучение облаков Cu, реже Cu med, в том числе и организованных в виде полосы. Водозапас Q варьировал в пределах $0,1 - 0,4$ кг/м².

1 ноября судно во время дрейфа развернулось и приступило к

драгированию ($\sim 12^{\circ}40'$ с.ш., $103^{\circ}49'$ з.д.). В это время и были про-
изведены измерения радиотеплового излучения *Si con g* (рис. 13.8).
Зона с ливневым дождем приближалась к судну с правого борта, что
хорошо было заметно по продвижению границы, разделяющей темную
поверхность воды от светлой, белесой. Когда граница оказалась ря-
дом с судном, стало видно, что причина изменения цвета воды - пу-
зырьки, которые образовывались в результате падения крупных капель.
Остается, правда, неясным, почему пузырьки распределялись на
водной поверхности не случайным образом, а в виде цепочек, шириной
в один-два пузырька, ориентированных по ветру. Скорость ветра до
14 ч 58 мин была равна ~ 5 м/с, затем резко (за ~ 5 мин) возросла
до 11 м/с, снизилась до 6-7 м/с и снова увеличилась до 11-12 м/с
(рис. 13.8). На поверхности воды появились пенные барашки. Из
сравнения профилей ΔT_y и V видно, что максимум в скорости вет-
ра запаздывает относительно максимума радиояркости, что объясня-
ется принятой геометрией зондирования. Воспользовавшись кривыми
на рис. 13.2, можно оценить максимальную интенсивность дождя
 $I_{\text{макс}} \approx 10-12$ мм/ч ($Q = 5$ кг/м², $\Delta h = 4-5$ км). После прохожде-
ния дождевой ячейки облачность до конца дня не наблюдалась; ско-
рость ветра упала до 3 м/с.

С 8 по 16 ноября судно находилось в пределах ВЗК. Облачность
ВЗК обычно состоит из мощных кучевых и кучево-дождевых облаков с
большим водозапасом, из которых выпадают ливневые осадки. На
спутниковых изображениях ВЗК проявляется в виде облачной полосы
шириной $2-4^{\circ}$, которая располагается преимущественно в широтном
направлении. Положение и границы облачных полей ВЗК отмечались на
картах погоды (тропический анализ), передававшихся в эфир из Сан-
Франциско Национальной службой погоды.

Фрагмент записи радиояркостной температуры продолжительностью

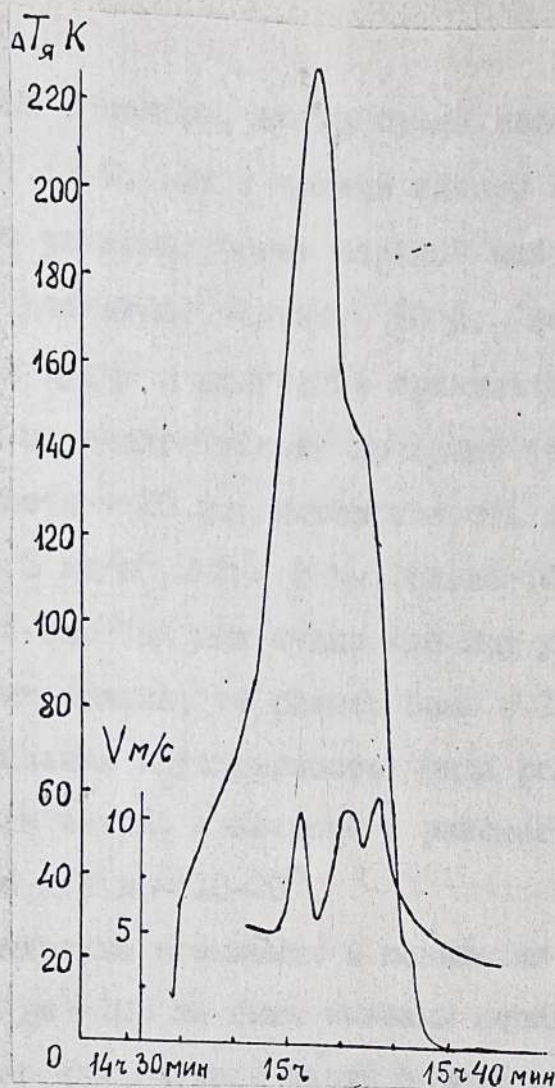


Рис. 13.8. Вариации радиояркостной температуры и скорости приводного ветра при прохождении дождевой ячейки 1 ноября 1988 г.

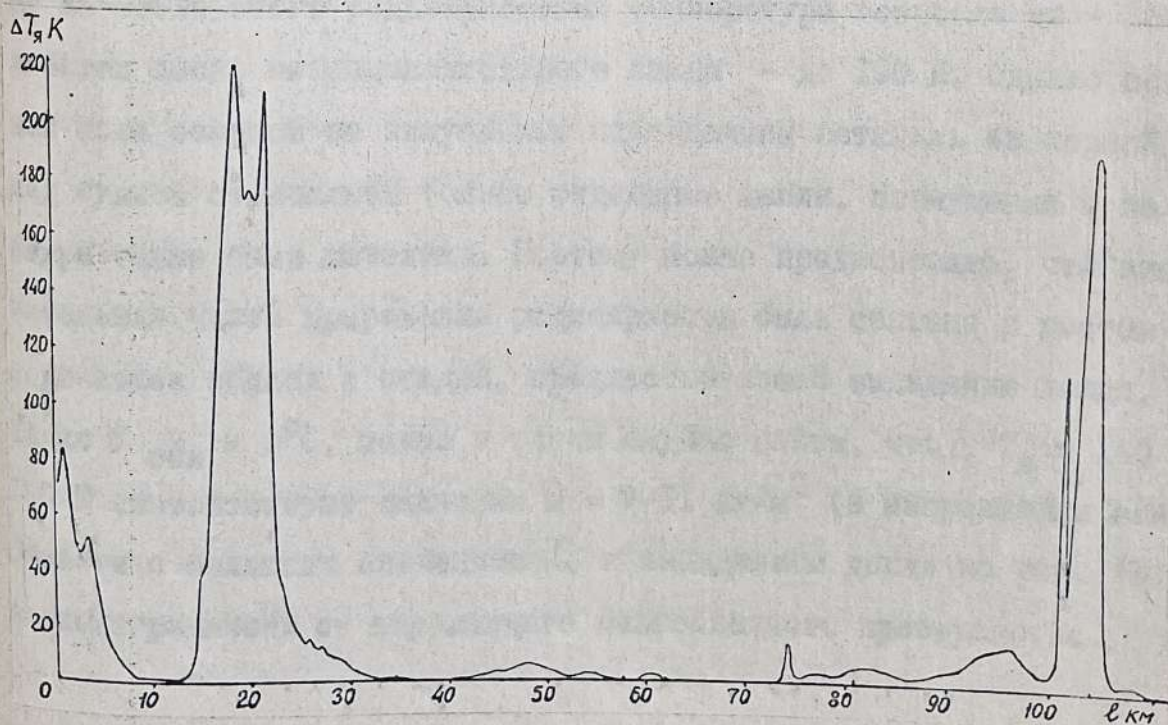


Рис. 13.9. Профиль радиояркостной температуры по измерениям во внутритропической зоне конвергенции 8 ноября 1988 г.

~5 ч, полученный 8 ноября, когда судно вело геофизические работы, приведен на рис. 13.9. Пик в начале записи при движении судна на юг соответствует радиоизлучению верхней части *Сi cong*. Поэтому в максимуме $\Delta T_{\text{я}}$ достигает только 80 К. Следующее облако располагалось ближе к судну и излучение принималось от всей его толщи. Дождь над судном отмечался только во время второго из двух максимумов в окрестности ~ 20 км. Интенсивность дождя превышала 5 мм/ч (при $\rho = 5 \text{ кг/м}^3$, $\Delta h = 5 \text{ км}$) около 10 мин; за это время судно прошло ~ 4 км. Так как судно шло под углом 65-70° к направлению перемещения облака, то размер зоны с $I \geq 5 \text{ мм/ч}$ также примерно 4 км. Максимальная интенсивность дождя равнялась ~ 8-9 мм/ч. Возмущения в поле ветра, связанные с рассматриваемым *Сi cong*, составляли ~ 3-4 м/с и ~ 10-20°.

Небольшие плавные повышения и понижения значений $\Delta T_{\text{я}}$ на участке от ~ 30 до ~ 100 км были вызваны попаданием в диаграмму направленности антенны верхней части мощной облачности. Примерно на 75 км судно повернуло на запад, а на ~ 100 км - на север. Сразу же после этого радиояркостная температура возросла до ~ 120 К, а затем после непродолжительного спада - до 190 К. Однако основная зона осадков по визуальным наблюдениям осталась за кормой; над судном отмечались только отдельные капли. Возмущения в поле ветра также были невелики. Поэтому можно предположить, что значительная часть приращения радиояркости была связана с ростом водозапаса облака в стадии, предшествовавшей выпадению дождя. Полагая $t_{\text{обл}} = 0^\circ\text{C}$, можно в таком случае найти, что $\Delta T_{\text{я}} = 140 - 180 \text{ К}$ соответствуют значения $Q = 7-11 \text{ кг/м}^3$ (в направлении зенита). Области с большими значениями Q и выпадением дождя на рис. 13.9 резко отграничены от окружающего малооблачного пространства.

430

Еще более резкие пространственные градиенты радиояркости были зафиксированы 9 ноября утром (рис. 13.10). Началу записи соответствуют координаты $\sim 9^{\circ}35'$ с.ш., $104^{\circ}35'$ з.д. Судно двигалось на восток со скоростью ~ 13 узлов. Сильный ветер начался за несколько минут до дождя. Поверхность воды покрылась пенными гребнями и вытянутыми по ветру цепочками пузырьков пены. Ветер вначале дул навстречу судну, однако, за время прохождения дождевой ячейки его направление изменилось примерно на $45-50^{\circ}$. Интенсивность дождя в максимуме превысила 25 мм/ч, на протяжении 12 мин $I \geq 15$ мм/ч. Горизонтальная протяженность ячейки составляла не менее $7-8$ км.

Вариации $T_{\text{я}}$ после 15 км были обусловлены изменчивостью водозапаса облаков. Вблизи от 25 и 65 км значения Q достигали $2-2,5$ кг/м². Профиль $\Delta T_{\text{я}}$ (профиль Q) имел треугольную форму.

9 ноября измерения продолжались до 20 ч. Дважды регистрировалось излучение от небольших по размерам и интенсивности зон осадков и трижды — от кучевой облачности с $Q_{\text{макс}} = 0,15-0,3$ кг/м². В остальное время в окрестности судна отмечалась тонкая полупрозрачная облачность среднего яруса. Мощные конвективные облака располагались на больших расстояниях. Так, примерно в 23 ч они были зафиксированы на экране РЛС $\lambda = 3$ см на расстоянии ~ 15 км от судна: несколько дождевых ячеек было ориентировано в меридиональном направлении.

10 ноября в ~ 4 ч утра над судном прошел дождь. СВЧ измерения велись с 8 ч 45 мин. В первую половину дня отмечались осадки небольшой интенсивности. В ~ 12 ч во время дрейфа было принято излучение от *Cu cong*. В отсутствие дождя $\Delta T_{\text{я}} = 120$ К, что при $t_{\text{обл}} = 0-10^{\circ}\text{C}$ дает $Q \approx 5,5-7,5$ кг/м². Значение $Q_{\text{макс}}$ для двух других *Cu cong*, из которых также не выпадал дождь, составило

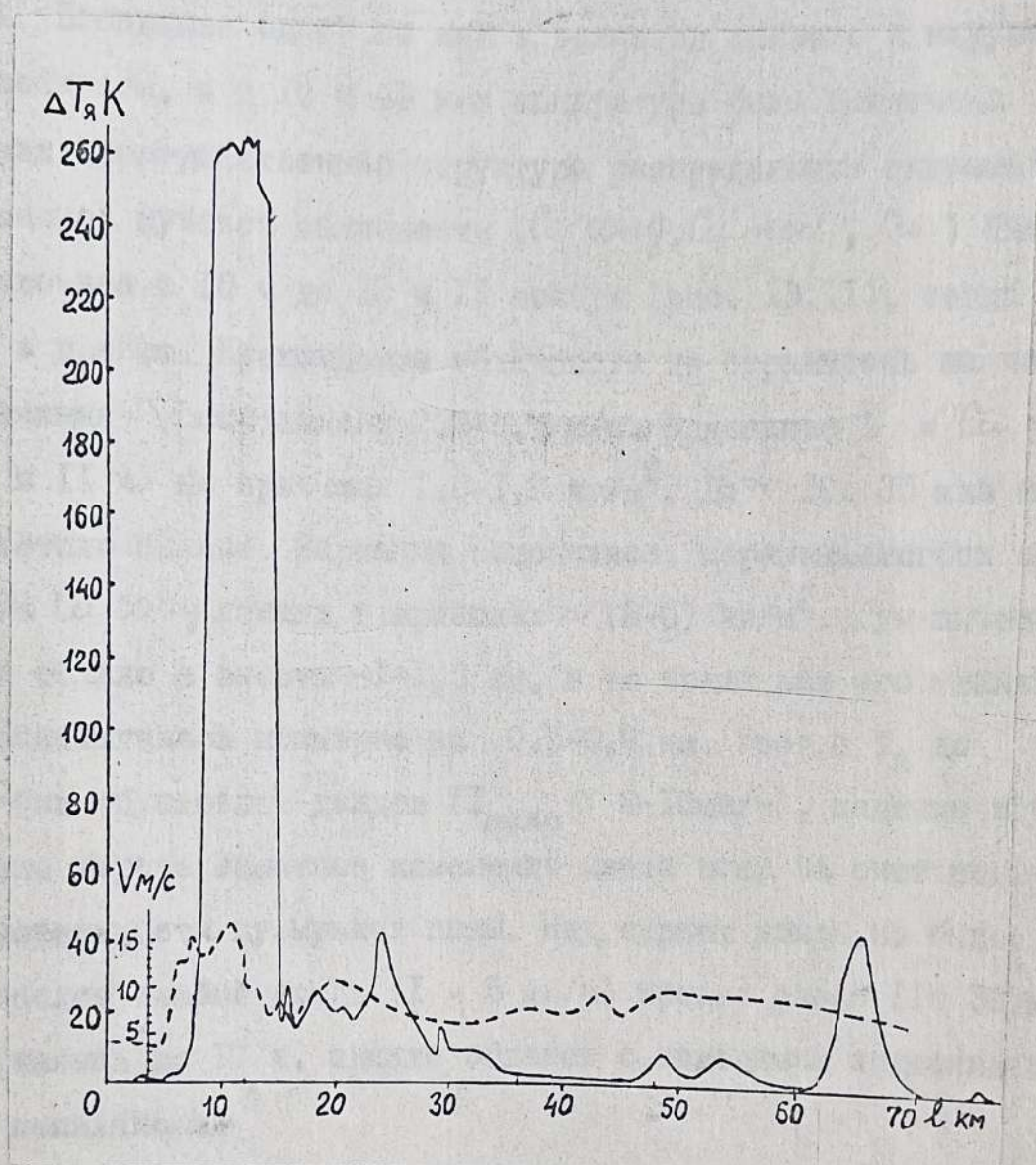


Рис. 13.10. Вариации радиояростной температуры и скорости приводного ветра при выпадении ливневых осадков 9 ноября 1988 г.

$\sim 3 \text{ кг/м}^2$ и $\sim 5 \text{ кг/м}^2$. После 16 ч судно начало сближаться с полосой кучево-дождевой облачности. Вначале регистрировалось излучение более высоких облачных башен, а затем и всей облачной толщи, из которой выпадал дождь с $I \simeq 2-4 \text{ мм/ч}$, но состоявший из крупных капель. Попадание одной из них в волновод привело к нарушению работоспособности, и в 17 ч 45 мин аппаратура была выключена.

Сложная пространственная структура распределения гидрометеоро-ров в массивной кучевой облачности ($Cu \text{ cong}$, $Cu \text{ med}$, Cu) была зарегистрирована с 10 ч до 12 ч 11 ноября (рис. 13.11), когда судно лежало в дрейфе. Прохождение облачности не отражалось на поле ветра; значения V составляли 2,2-3,7 м/с. Водозапас Cu и $Cu \text{ med}$ (около 10 и 11 ч) не превышал $1,5-1,8 \text{ кг/м}^2$. До ~ 10 ч 35 мин над судном светило солнце. Вариации водозапаса, перемещавшегося справа от судна $Cu \text{ cong}$ лежали в пределах $\sim (2-6) \text{ кг/м}^2$. Луч антенны захватывал облако с высоты $\sim 1-1,5 \text{ км}$, в то время как его нижняя граница располагалась примерно на $0,5-0,7 \text{ км}$. Рост $\Delta T_{\text{я}}$ до $180-210 \text{ К}$ был обусловлен дождем ($I_{\text{макс}} \simeq 8-10 \text{ мм/ч}$), падение которого вызвало хорошо заметное изменение цвета воды за счет появления на поверхности пузырьков пены. Над судном дождя не было. Следующий более слабый дождь ($I = 5 \text{ мм/ч}$) прошел около 11ч 30 мин. Измерения велись до 17 ч, однако облаков с измеримым водозапасом больше не появлялось.

12 ноября аппаратура была выключена с 7 ч утра. До ~ 13 ч наблюдались кучевые облака, однако толщина конвективного слоя не превышала 3-4 км. Приращения радиояркостной температуры $\Delta T_{\text{я}} \leq 40 \text{ К}$ (рис. 13.3, в), чему соответствуют значения $Q \leq 2-2,5 \text{ кг/м}^2$. Осадки не выпадали. С 13 до ~ 22 ч облака в направлении зондирования отсутствовали.

После 22 ч на экране РЛС $\lambda = 10 \text{ см}$ на шкале 16 миль было

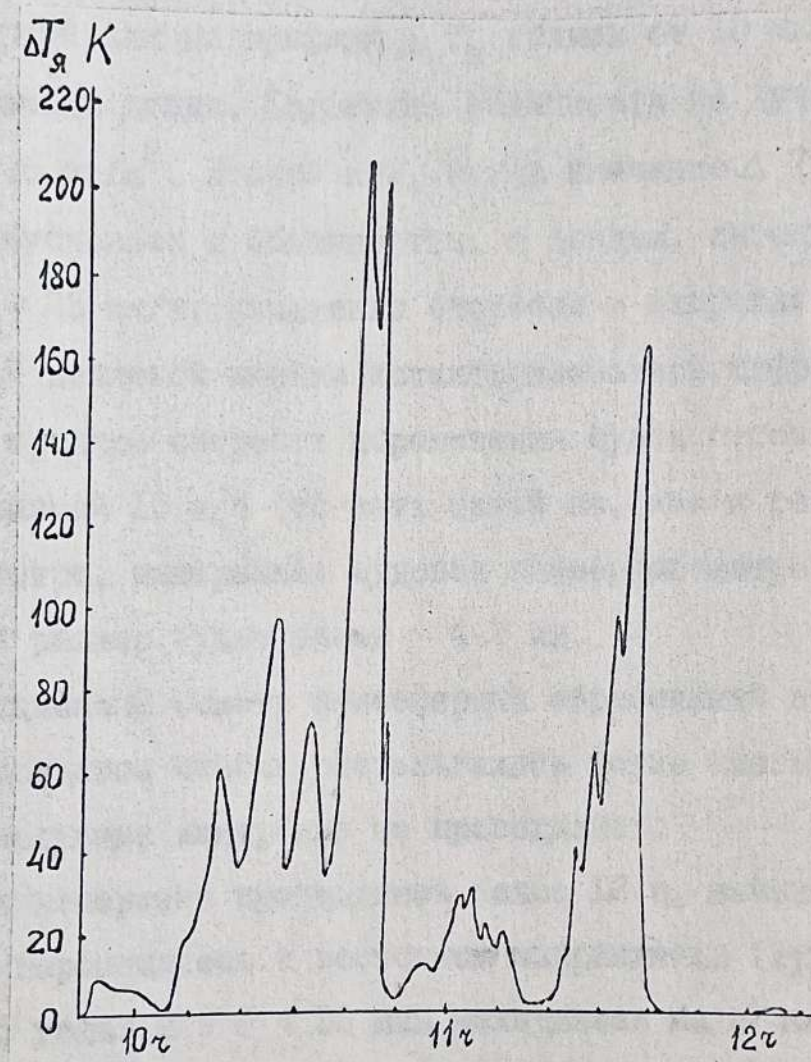


Рис. 13.II. Профиль радиояростной температуры, полученный при прохождении массива мощной кучевой облачности 11 ноября 1988 г.

видно 12 ярких пятен, свидетельствовавших о выпадении сильных дождей. 5 ячеек образовывали компактную группу впереди справа по ходу судна, остальные располагались на заметном расстоянии друг от друга. Фрагмент СВЧ-радиометрических измерений продолжительностью 1,5 ч представлен на рис 13.12. Судно в это время находилось на 9° с.ш., $94^{\circ}10'$ з.д. и со скоростью 13 узлов шло на восток (курс 99°). Первый пик на профиле $\Delta T_{\text{я}}$ вблизи от 10 км не сопровождался выпадением дождя. Водозапас облачности на луче зрения составил $\sim 20-25 \text{ кг/м}^2$. Второй пик, когда значение $\Delta T_{\text{я}}$ достигло $\sim 260 \text{ К}$, был обусловлен и облачностью, и дождем, интенсивность которого $I_{\text{макс}} \geq 25 \text{ мм/ч}$. Изменение скорости и направления ветра в пределах этой дождевой ячейки характеризовались цифрами $\sim 10 \text{ м/с}$ и $\sim 10^{\circ}$. Если среднюю скорость перемещения судна относительно ячейки взять равной 15 м/с (то-есть такой же, как и результирующая скорость ветра, измеренная судовым анеморумбометром), то ее горизонтальный размер будет равен $\sim 4-5 \text{ км}$.

Радиолокационный осмотр атмосферных образований в 23 ч 30 мин показал, что дождевые ячейки располагались только слева от судна, и поэтому последующие измерения не проводились.

13 ноября измерения проводились более 12 ч, начиная с 6 ч 20 мин. Судно перемещалось в восточном направлении (курс 99°) со скоростью 12,5 узлов и в 6 ч 30 мин находилось на $8^{\circ}44'$ с.ш., $92^{\circ}24'$ з.д. Пространственные вариации радиояркости при пересечении массива слоисто-дождевой облачности (с 6 ч 20 мин до 9 ч 30 мин), из которой выпадали преимущественно слабые осадки, иллюстрирует рис. 13.13 Темная и темно-серая по тону облачность простиралась от горизонта до горизонта. Её нижняя граница была видна неотчетливо, особенности структуры не улавливались. Значения $\Delta T_{\text{я}}$ в мак-

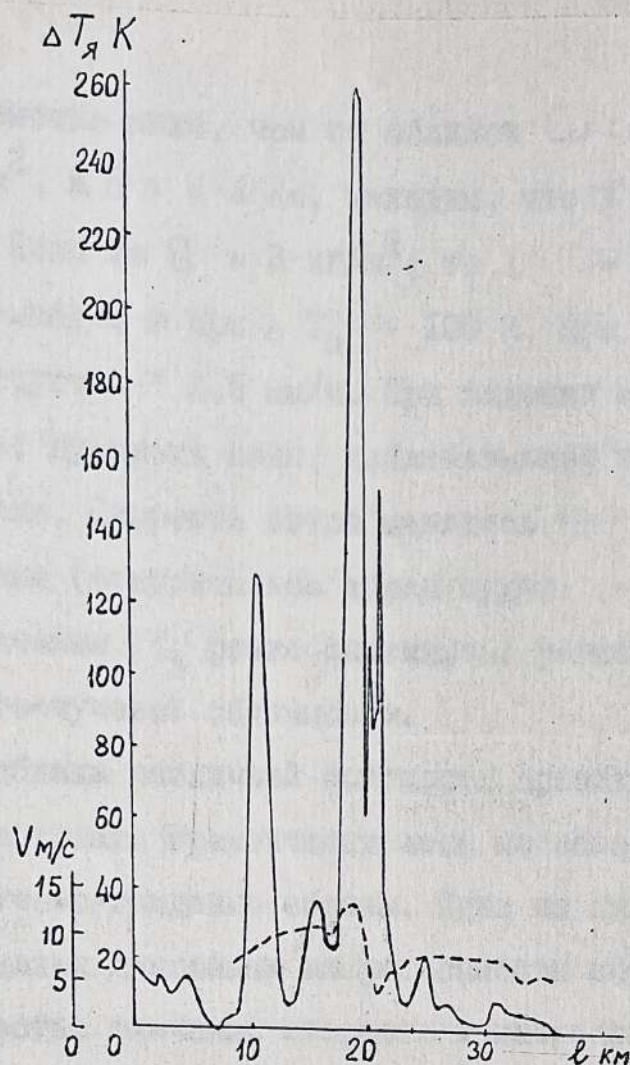


Рис. 13.12. Вариации радиояростной температуры и скорости приводного ветра при пересечении дождевых ячеек 12 ноября 1988 г.

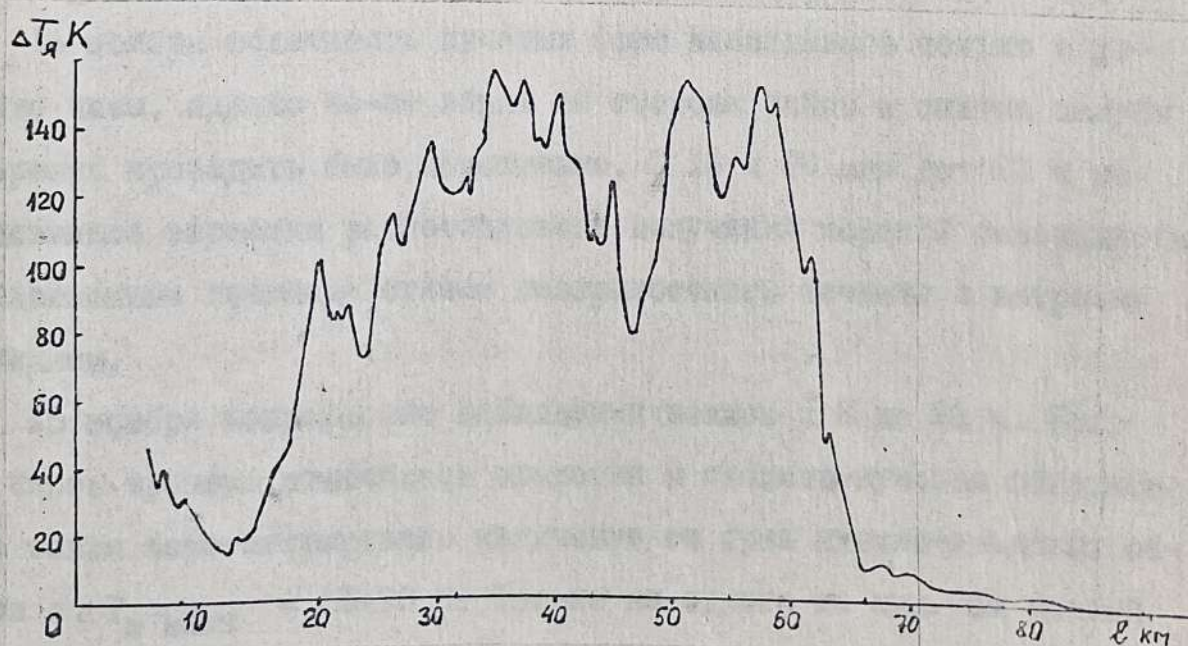


Рис. 13.13. Профиль радиояростной температуры, полученный при пересечении массива слоисто-дождевой облачности 13 ноября 1988 г.

симулах были заметно ниже, чем от облаков $Cu\ conq$, с⁸. Полагая $Q = 5 \text{ кг/м}^2$, а $\Delta h = 3 \text{ км}$, находим, что в зонах максимумов $I \approx 3-5 \text{ мм/ч}$. Если же $Q = 3 \text{ кг/м}^2$, то $I = 5-7 \text{ мм/ч}$. Мелкокапельный дождь выпадал и при $\Delta T_{\text{я}} \approx 100 \text{ К}$. При водозапасае $Q = 3 \text{ кг/м}^2$ этому соответствует $I \approx 2,5 \text{ мм/ч}$. При падении мелких капель цвет воды не менялся; пузырьки пены, наблюдавшиеся при ливневых осадках, не возникали. Скорость ветра менялась от ~ 10 до $\sim 13 \text{ м/с}$, а его направление (относительно курса судна) — от 110 до $\sim 140^\circ$. После 65 км значения $\Delta T_{\text{я}}$ резко снизились: регистрировалось излучение от слоисто-кучевой облачности.

Слоистые облака различной плотности преобладали большую часть дня и охватывали практически весь небосвод. Наблюдались также отдельные кучево-дождевые облака. Одно из них более часа находилось в пределах диаграммы направленности антенны, что было связано с близостью значений скорости и направления перемещения судна и облака. Профиль $\Delta T_{\text{я}}$ представлял собой два широких максимума, где $\Delta T_{\text{я}} \approx 195-215 \text{ К}$, разделенных зоной примерно такой же ширины, но где $\Delta T_{\text{я}} \approx 100-115 \text{ К}$.

14 ноября облачность кучевых форм наблюдалась только в утренние часы, однако из-за помех со стороны радиации и скатки палубы измерения проводить было невозможно. С 10 ч 30 мин до ~ 20 ч ис- следовались вариации радиотеплового излучения морской поверхности, обусловленные взаимодействием поверхностного течения с ветровым волнением.

15 ноября непрерывные наблюдения велись с 8 до 22 ч. Большую часть времени отмечалась слоистая и слоисто-кучевая облачность. Было также зарегистрировано излучение от трех кучево-дождевых облаков с $\Delta T_{\text{я макс}} = 55-90 \text{ К}$. Только из одного из них шел слабый дождь.

Сильные ливневые дожди шли над Панамой во время захода судна в порт Бальбоа (16 - 18 ноября). После захода при движении к полигону облаков было немного, обширные облачные массивы и интенсивные дожди не наблюдались. Водозапас облаков кучевых форм менялся от 0,05 до 4 кг/м². Несколько кучево-дождевых облаков встретилось при буксировке НИС "Профессор Гагаринский". В качестве примера на рис. 13.14 приведены результаты СВЧ-радиометрического зондирования 24 ноября (на ~ 10°50' с.ш., 102°5' з.д.) и 26 ноября (на 14°40' с.ш., 100°40' з.д.), когда судно со скоростью 5 узлов направлялось к Акапулько. На рис. 13.14, аа хорошо видны три зоны с высоким интегральным содержанием капельной влаги на луче зрения. Из облака выпадали редкие крупные капли. Скорость ветра под облачностью снизилась, поверхность воды выглядела выглаженной, рябь и короткие гравитационные волны отсутствовали.

На рис. 13.14.б первый подъем значений $\Delta T_{\text{я}}$ обусловлен *Cu med* с водозапасом $Q \leq 1$ кг/м². Из расположенной рядом более мощной облачности с двугорбым профилем $T_{\text{я}}$ выпадали слабые дожди ($I \leq 2$ мм/ч при $Q = 3$ кг/м²). Водозапас третьего кучевого облака составил ~ 2 - 2,5 кг/м². При пересечении этих облаков было отмечено небольшое увеличение скорости ветра и его поворот на ~ 60°-70°.

С 27 ноября по 25 декабря судно находилось в зоне субтропических антициклонов. Для этой зоны характерна малооблачная погода, а также кучевая облачность небольшого вертикального развития с малым водозапасом. По маршруту судна встречались также обширные поля облачности слоистых форм (10 декабря). Значительно реже судно пересекало области развитой конвекции с кучевой и кучево-дождевой облачностью (12 и 14 декабря).

Сложная картина распределения в атмосфере капельной влаги

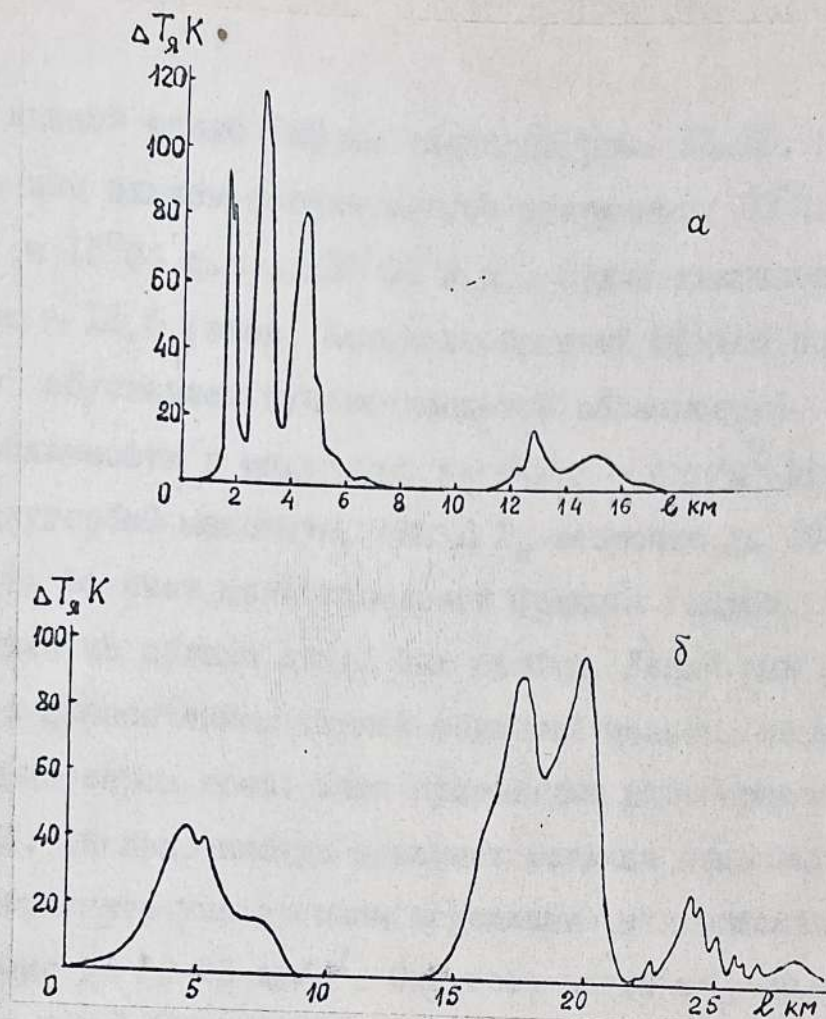


Рис. 13.14. Профили радиояростной температуры, полученные при измерениях облачности кучевых форм: а) 24 ноября и б) 26 ноября 1988 г.

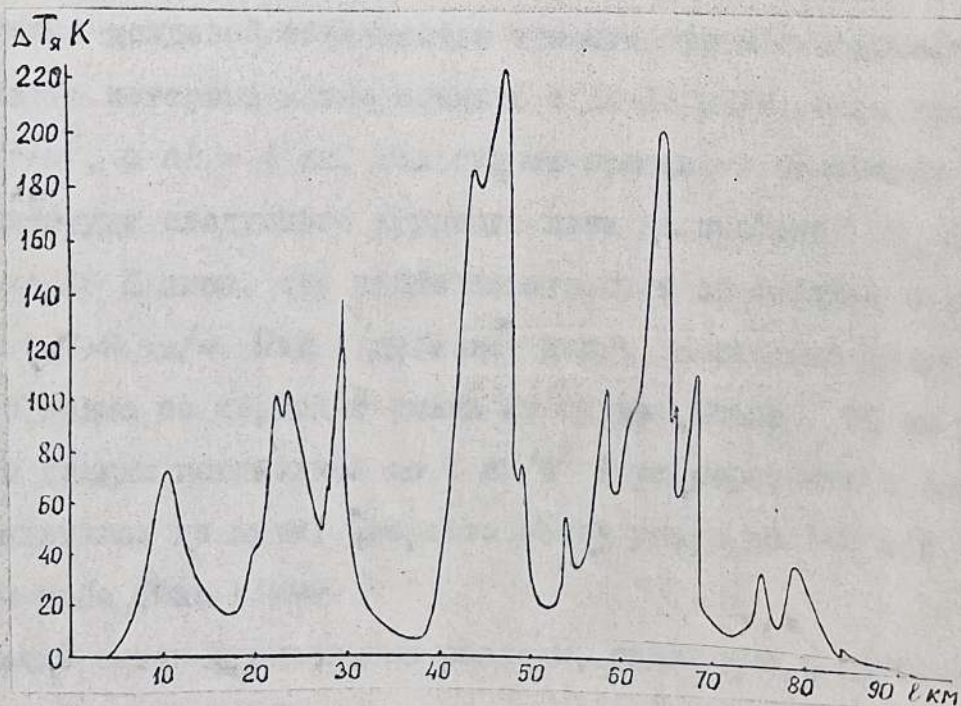


Рис. 13.15. Вариации радиояростной температуры при пересечении массива кучево-дождевой облачности 12 декабря 1988 г.

на разрезе длиной около 100 км видна на рис. 13.15. Начальной и конечной точкам записи соответствует координаты $15^{\circ}43'$ с.ш., $138^{\circ}15'$ з.д. и $15^{\circ}04'$ с.ш., $138^{\circ}00'$ з.д.. Судно двигалось курсом 162° со скоростью $\sim 12,5$ узлов. Колоколообразный подъем радиояркости около 10 км обусловлен кучево-дождевой облачностью, без осадков. Водозапас облачности в максимуме составил $\sim 4 \text{ кг/м}^2$ при $t_{\text{обл}} = 10^{\circ}\text{C}$. Следующий двугорбый максимум, где $\Delta T_{\text{я}}$ возросло до 100 К, тоже можно отнести за счет мелкокапельной фракции гидрометеоров, так как выпадавший из облака дождь был слабым. Узкий пик перед 30 км был связан с пересечением темной облачной полосы, выделявшейся на общем темно-сером фоне. Хотя приращение радиояркости достигло здесь ~ 140 К, сколько-нибудь заметных осадков отмечено не было. Это можно объяснить увеличением содержания мелкокапельной влаги на луче зрения до $20\text{--}23 \text{ кг/м}^2$. Скорость ветра на участке до 30 км составляла $5,5\text{--}8 \text{ м/с}$, направление ветра изменялось на $80\text{--}100^{\circ}$.

После 30 км водозапас облачности резко снизился, скорость ветра уменьшилась до $\sim 3 \text{ м/с}$. Мощный пик $T_{\text{я}}$ между 40 и 50 км был вызван кучево-дождевой облачностью темного цвета с полосами дождя, интенсивность которого можно оценить в $12\text{--}14 \text{ мм/ч}$, если принять $Q = 5 \text{ кг/м}^2$, а $\Delta h = 4 \text{ км}$. Над судном временами отмечался слабый дождь. Амплитуда следующего крупного пика на профиле $\Delta T_{\text{я}}$ была примерно на 20 К ниже, что свидетельствовало об осадках с интенсивностью $\sim 7\text{--}9 \text{ мм/ч}$. Над судном шел дождь. Несколько дождевых ячеек было видно за кормой и слева от судна. После 70 км значения Q еще дважды повышались до 2 кг/м^2 (при пересчете в зенит), а затем снизились до нуля. Скорость ветра упала до $1\text{--}2 \text{ м/с}$. После $\sim 90 \text{ км}$ небо было ясным.

В зимний сезон фронтальные разделы, связанные с глубокими циклонами умеренных широт, прослеживается и в субтропической зоне.

Такой фронт 15-17 декабря медленно смещался с запада на восток к Гавайским островам. С этим фронтом были связаны протяженные поля облачности, ярко выраженная грозовая активность, осадки. Фрагмент записи радиояркостной температуры с 18 до 24 ч 17 декабря приведен на рис. 13.16. До ~ 20ч 30 мин судно перемещалось со скоростью ~ 12 узлов в направлении 300° , а затем сбавило ход и в 20ч 35 мин легло в дрейф в точке $16^\circ 47' \text{ с. ш.}, 149^\circ 11' \text{ з. д.}$ Наиболее насыщенные влагой облака и интенсивные осадки располагались у восточного края облачного массива. Здесь радиояркостная температура увеличилась более, чем на 250 К, что при $Q = 5 \text{ кг/м}^2$ и $\Delta h = 5 \text{ км}$ дает интенсивность дождя ~ 14-16 мм/ч. На экране РЛС $\lambda = 3 \text{ см}$ в 19 ч 25 мин на расстоянии ~ 2,3-4,5 мили от судна была видна яркая область неправильной формы, вытянутая примерно параллельно курсу судна. Еще одна яркая область меньшей протяженности находилась ближе к судну. Скорее всего именно эти две области и дали основной вклад в рост $T_{\text{я}}$. Две яркие зоны, свидетельствующие о сильном рассеянии (сильных осадках), были также замечены слева от судна и позади него. Все эти зоны лежали на расстояниях $\ell \leq 8$ миль. Впереди справа при $\ell > 8$ миль на экране РЛС были видны светлые по тону области с размытыми очертаниями. Уменьшение яркости изображения означало снижение здесь крупнокапельной фракции гидрометеоров, дающей основной вклад в рассеяние радиолокационных сигналов. При приближении к границе мощной облачности скорость ветра сначала упала с ~ 5 до ~ 2 м/с, затем за несколько минут увеличилась до ~ 18 м/с и снова понизилась до ~ 3 м/с. В дальнейшем до ~ 20 ч значения V лежали в пределах ~ 5-8 м/с.

Во время дрейфа вариации яркостной температуры были значительны, наблюдались осадки небольшой интенсивности, иногда в виде мороси. После 23 ч 30 мин осадков не было. Скорость ветра посте-

ленно возрастала от 2-3 до $\sim 8-10$ м/с (рис. 13.16).

Измерения продолжались до 11 ч 20 мин 18 декабря. Амплитуда вариаций $\Delta T_{\text{я}}$ (вариации водозапаса) становилась все меньше, менялись и формы облаков, появлялись обширные пространства полупрозрачной облачности с водозапасом $Q < 0,05$ кг/м².

Второй облачный массив протяженностью более 180 км судно пересекло 19 декабря (рис. 13.17) Границу массива отмечала облачная полоса темного тона со слабыми осадками. Приращения радиояркости быстро превысили 40 К ($Q = 2$ кг/м²). Как и 18 декабря самая мощная облачность и связанные с ней сильные дожди были приурочены к восточной части массива. Точке 30 км соответствуют координаты $10^{\circ}45'$ с.ш., $153^{\circ}8'$ э.д. Судно двигалось курсом 299° со скоростью 12,5 узлов. Нижняя граница облачности с осадками была неровной и находилась на высоте 100-200 м от поверхности воды. В зоне осадков значения $\Delta T_{\text{я}}$ резко возросли до 250-255 К. При $Q = 5$ кг/м² и $\Delta h = 4-5$ км интенсивность дождя можно оценить в 16-20 мм/ч (см. рис. 13.2) Прохождение области с дождем сопровождалось резким уменьшением видимости, усилением ветра, изменением цвета воды вследствие появления на поверхности цепочек из пузырьков пены. Это продолжалось около 40 мин, после чего интенсивность осадков заметно снизилась, размер капель дождя стал меньше, что отразилось и на значениях $\Delta T_{\text{я}}$. Полагая, что пределы изменения Q и Δh остались прежними, можем найти, что $\Delta T_{\text{я}} = 160$ соответствует $I = 3-6$ мм/ч. После ~ 95 км водозапас облаков плавно снижался, слабые дожди отмечались вплоть до 120 км. На 140 км $Q = 1,5$ кг/м², на 170 км - $0,2-0,3$ кг/м².

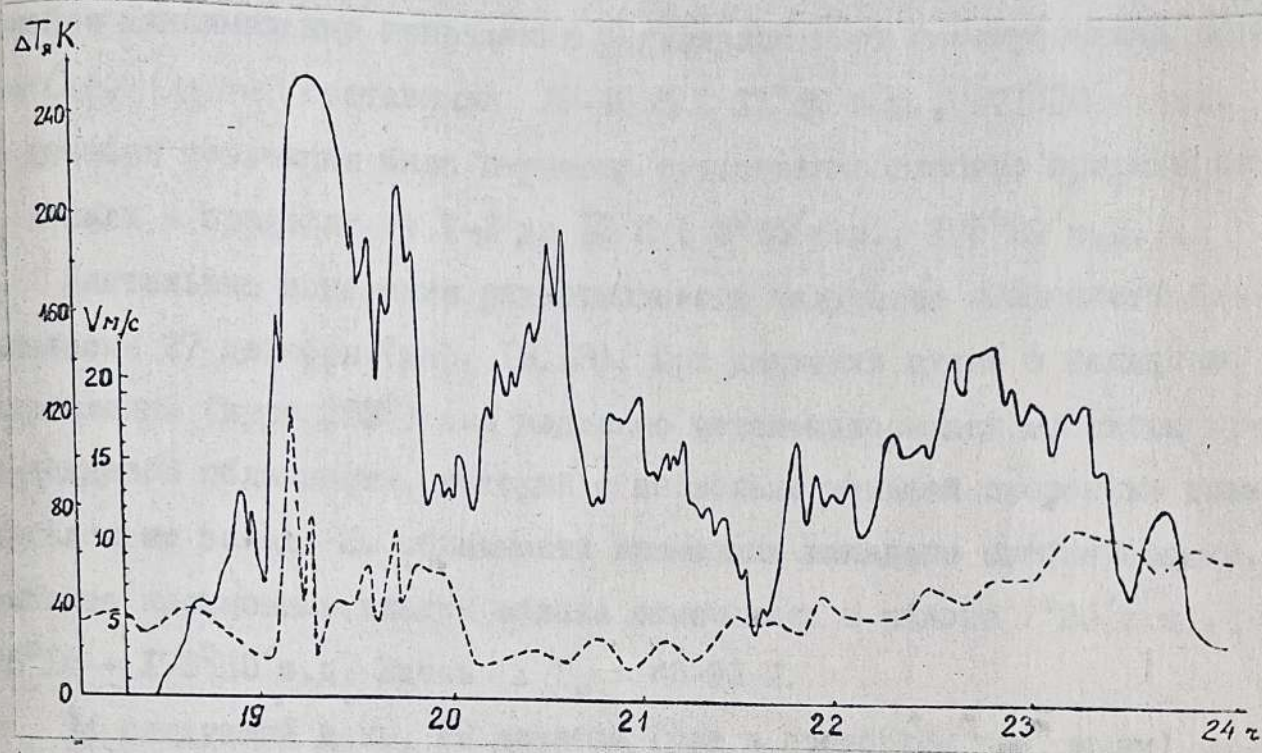


Рис. 13.16. Вариации радиояростной температуры и скорости приводного ветра по измерениям во фронтальной облачной полосе 17 декабря 1988 г.

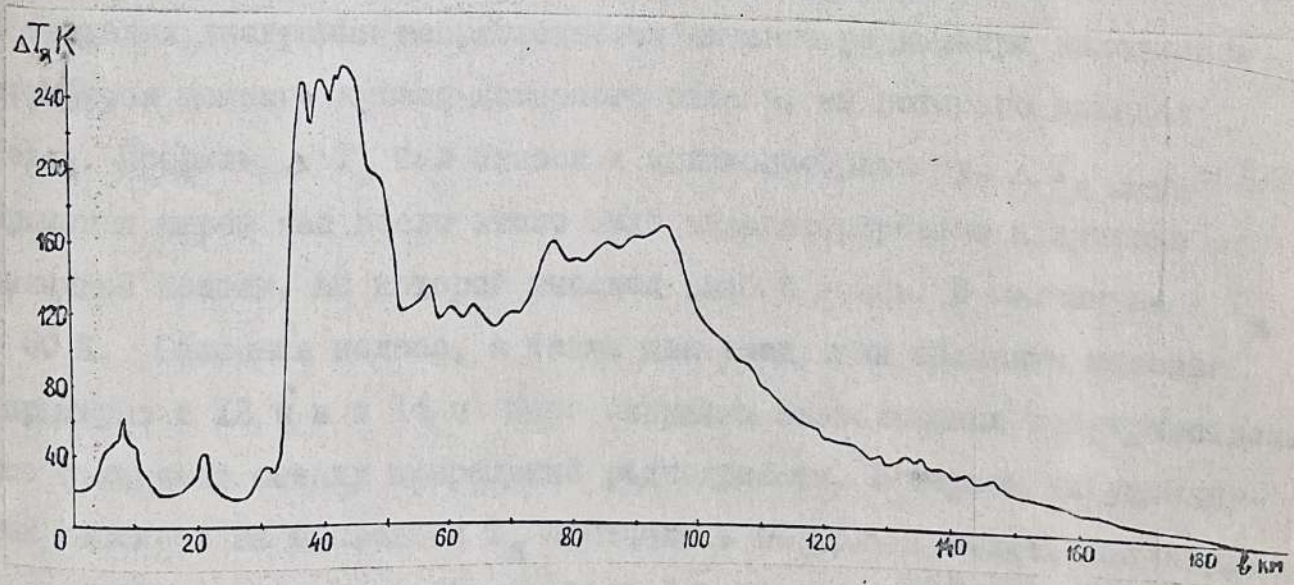


Рис. 13.17. Профиль радиояростной температуры при пересечении облачного массива 27 декабря 1988 г.

С 25 декабря судно находилось в зоне, где обычно располагается ВЗК, и измерения конвективной облачности были продолжены. Вечером 25 декабря максимальные приращения радиояркости от изолированных облаков Cu , $Cu med$ составляли 10–40 К ($11^{\circ}40'$ с.ш., $171^{\circ}30'$ з.д.). 26 декабря конвекция была выражена существенно слабее: приращения $T_{я}$ лежали в пределах от 2–3 до 13 К ($8^{\circ}15'$ с.ш., $175^{\circ}29'$ з.д.).

Длительные измерения радиотеплового излучения облачности были выполнены 27 декабря (рис. 13.18). При движении судна в западном направлении (курс 283°) оно медленно перемещалось под массивом кучево-дождевой облачности, который с несколько меньшей скоростью также двигался на запад. Из облачности временами выпадали слабые осадки. Наиболее насыщенные влагой облака отмечались в районе $7^{\circ}20'$ с.ш., $178^{\circ}10' - 178^{\circ}30'$ з.д. Здесь $\Delta T_{я} = 40-90$ К.

На следующий день, 29 декабря (уже в восточном полушарии) измерения начались в 7 ч 25 мин и продолжались до 2 ч 10 мин 30 декабря. За это время судно пересекло несколько крупных облачных массивов, из которых выпадали осадки. С 7 ч 40 мин на протяжении одного часа в пределах диаграммы направленности антенны радиометра находилась периферия мощного кучево-дождевого облака, из которого выпадал дождь. Профиль $\Delta T_{я}$ был близок к колоколообразному, $\Delta T_{я \text{ макс}} \approx 100$ К. Примерно через час после этого было зарегистрировано излучение от облачной полосы, из которой выпадал слабый дождь. В максимуме $\Delta T_{я} \approx 50$ К. Облачная полоса, а также два следующих облачных массива (примерно в 12 ч и в 14 ч) были окружены безоблачными пространствами, что облегчало оценку приращений радиояркости. В первом из упомянутых массивов на профиле $\Delta T_{я}$ отмечалось несколько пиков; амплитуда наибольшего из них составила ~ 50 К ($Q \approx 2,5-3$ кг/м² в направлении зенита). В пределах второго массива наблюдались зоны как с резкими пространственными градиентами $T_{я}$, отмечавшие положение интенсивных

дождей, так и с плавными, свидетельствовавшими о слабых осадках или об их отсутствии. В зоне с дождями $T_{я \text{ макс}} = 170 \text{ К}$, что при $\Delta h = 5 \text{ км}$ и $Q = 3-5 \text{ кг/м}^2$ дает $I = 4-6 \text{ мм/ч}$. В зоне сплавными изменениями радиояркости $T_{я \text{ макс}} = 85 \text{ К}$, что эквивалентно $Q = 5 \text{ кг/м}^2$ при $t_{\text{обл}} = 10^\circ\text{С}$.

После 16 ч, когда судно находилось на $8^\circ 31' \text{ с.ш.}$, $176^\circ 15' \text{ в.д.}$, просветы в поле облачности исчезли. До 20 ч 50 мин пространственные градиенты радиояркости были невелики, а значения $T_{я}$ не превышали 30-35 К. В последующие несколько часов судно пересекло массив мощной кучево-дождевой облачности с несколькими зонами осадков (рис. 13.19). Так как облачность и судно двигались в одном направлении (курс судна 283°), изменения $T_{я}$ носили довольно плавный характер. Интенсивность дождя в первой зоне, где $T_{я} = 200 \text{ К}$, при $\Delta h = 5 \text{ км}$ составила 7-9 мм/ч. Осадки с такой интенсивностью давали на экране РЛС $\lambda = 10 \text{ см}$ слабую засветку с размытыми краями. Последующие вариации $T_{я}$ в значительной степени могли быть обусловлены изменчивостью содержания мелкокапельной фракции гидрометеоров на луче зрения. По визуальным наблюдениям над судном после 35 км отмечались слабые осадки, состоящие из мелких капель.

Днем 30 декабря изредка регистрировалось излучение отдельных кучевых облаков с водозапасом $I \text{ кг/м}^2$. С 31 декабря 1988 г. по 19 января 1989 г. преобладала малооблачная погода. Радиотепловое излучение облаков было зафиксировано только в отдельные промежутки времени 4, 6, 11, 12 и 15 января.

Продолжительные измерения пространственно-временной изменчивости водозапаса облаков были осуществлены 20-22 января. При подходе к острову Тайвань судно 20 января пересекло холодный фронт, что сопровождалось усилением ветра до 16-18 м/с и выпадением осадков в виде мороси. Приращения радиояркости были невелики и не превышали в

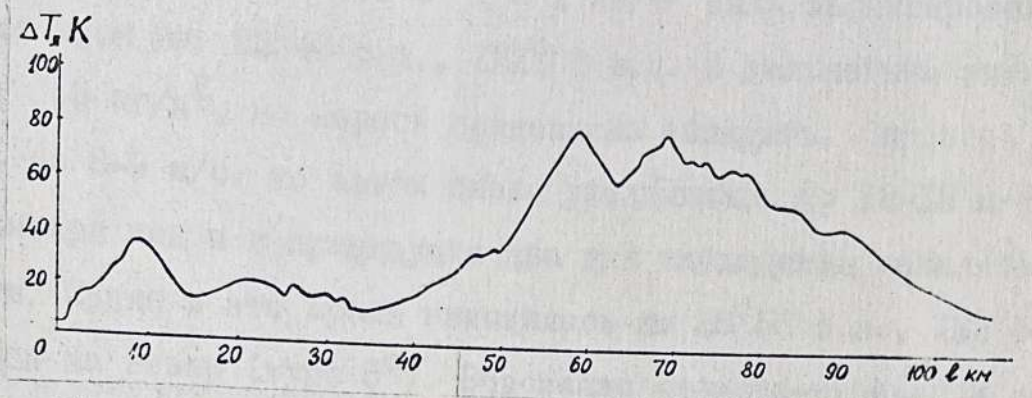


Рис. 13.18. Профиль радиояростной температуры при пересечении облачного массива 27 декабря 1988 г.

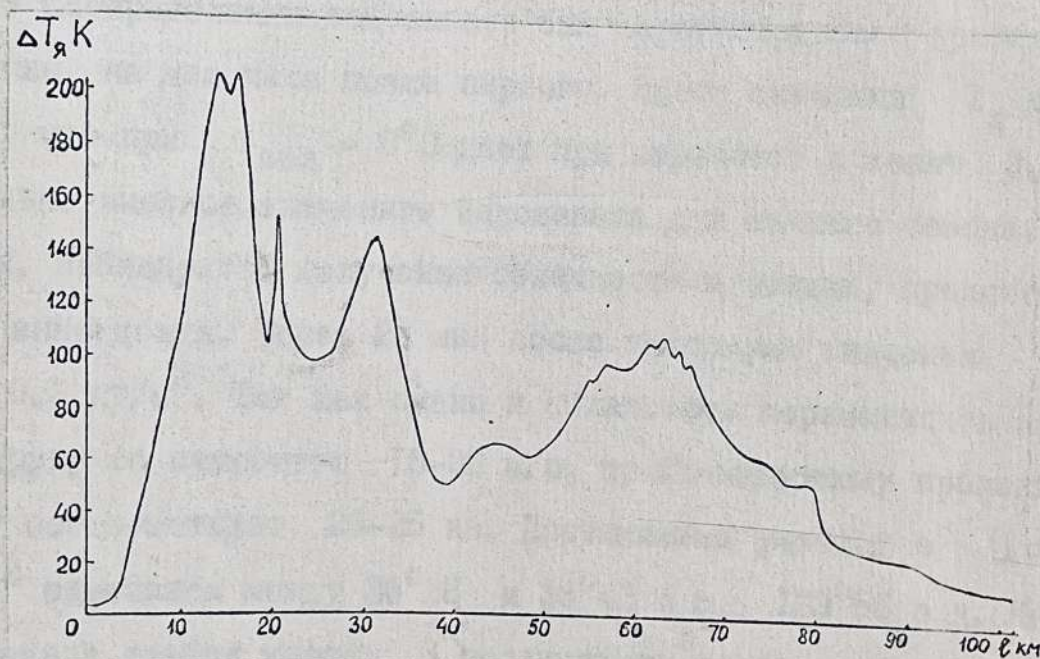


Рис. 13.19. Профиль радиояростной температуры при пересечении массива кучево-дождевой облачности в центральной части Тихого океана 29 декабря 1988 г.

максимумах 15–25 К (водозапас в направлении зенита 0,8–1,3 кг/м²). За фронтальным разделом скорость ветра продолжала оставаться высокой, значения водозапаса несколько снизились, изредка отмечалась слабая морось. 21 января облачность с $Q = 1$ кг/м² была зафиксирована только в утренние часы на 23°40 с.ш., 122°00 в.д. В дальнейшем значения были ниже 0,5 кг/м², но морось продолжала выпадать. Скорость ветра снизилась до 8–9 м/с, но затем снова увеличилась до 12–13 м/с.

22 января как и в предыдущие два дня наблюдения начались в 7 ч 20 мин. Судно в это время находилось на 28°55 с.ш., 122°58 в.д. и двигалось на север (курс 5°). Водозапас слоисто-кучевой и слоисто-дождевой облачности постепенно возрастал от 0,2–0,5 до 1,5–2 кг/м² с одновременным увеличением скорости ветра с 7–8 до 11–12 м/с. Второй пик в распределении водозапаса был зарегистрирован примерно в 11 ч 40 мин, на два часа позже первого. Здесь значения $T_{\text{я}}$ возросли до 80 К, что при $t_{\text{обл}} = 0^{\circ}\text{C}$ дает при пересчете в зенит 3,5 кг/м². Это довольно высокое значение водозапаса для зимнего сезона. По всей видимости, наблюдалось излучение облачности в стадии, предшествовавшей выпадению дождя. Через 20 мин после максимума значения снизились до 0,2 кг/м². Так как судно и облачность перемещались навстречу друг другу со скоростью 18–20 м/с, то 20-минутному временному интервалу соответствует 20–25 км. Протяженный участок с $Q = 0,6$ – $0,8$ кг/м² отмечался между 30°28 и 30°43 с.ш., 123°55 в.д. Из облачности выпадала слабая морось. В последующие несколько часов до прекращения измерений в 18 ч, когда судно стало на якорь в реке Янцзы, значения водозапаса снизились до 0,1–0,3 кг/м².

13.4. Заключение

Г. С помощью СВЧ радиометрических измерений на длине волны $\lambda = 2,3$ см изучены пространственно-временные вариации водозапаса различных видов облачности преимущественно над тропическими и суб-

247

тропическими районами Тихого океана. Водозапас слоистой облачности (St, Sc) составляет $0,1-0,2 \text{ кг/м}^2$ и меньше, а кучевой (Cu, Cu med, Ac) меняется в пределах $0,1-1,0 \text{ кг/м}^2$. Значительная часть облаков маловодна (например, кучевые облака хорошей погоды в зоне пассатов): их водозапас не превышает $0,05-0,1 \text{ кг/м}^2$.

2. Водозапас кучево-дождевой и мощной кучевой облачности достигает $5-8 \text{ кг/м}^2$ и больше. Размеры дождевых ячеек с интенсивностью дождя $5-20 \text{ мм/час}$ составляют $1-2 \text{ км}$, реже $5-8 \text{ км}$. (При изучении структуры мощной облачности и осадков использовались также наблюдения с помощью судовой навигационной РЛС "Океан"). Прохождение дождевых ячеек в ряде случаев сопровождается резким (на $5-10 \text{ м/с}$) усилением скорости ветра и изменением его направления.

3. Водозапас фронтальной облачности и интенсивность выпадающих из нее осадков меняется в широких пределах, что зависит от активности фронта, его географического положения и сезона. Осадки в виде мороси выпадают и из облаков с $Q < 0,3-0,5 \text{ кг/м}^2$.

4. Результаты судовых измерений характеристик гидрометеоров и приводного ветра в различных погодных системах представляют интерес не только для изучения физики облаков и процессов взаимодействия атмосферы и океана, но и для интерпретации данных спутникового СВЧ радиометрического ~~зондирования~~ и радиолокационного зондирования.

Общие выводы и рекомендации

Как видно из вышеизложенного, основной объём комплексных исследований в 13-м рейсе НИС "Академик А.Виноградов" был выполнен в зонах трансформных разломов в северной, центральной и восточной части Тихого океана. Один участок работ был расположен в осевой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Довольно большой комплекс геолого-геофизических, петрофизических и аналитических работ позволил осветить многие аспекты структуры, вещественного состава, условий происхождения и эволюции 2-го и 1-го слоя земной коры в разных районах Тихого океана.

Собранный материал ещё предстоит обобщить совместно с результатами зарубежных и советских исследований, выполненных ранее, но уже сейчас можно сделать некоторые, хотя бы предварительные выводы.

Полигон 1а. Проведение здесь гравиметрические и магнитометрические площадные наблюдения позволили установить основные тектонические особенности сочленения Гавайского и Императорского хребтов. По данным указанных методов в морфоструктурном разрыве между указанными хребтами, проходит зона юго-западного продолжения одного из крупнейших трансформных разломов северной Пацифики-Мендосино. На отработанной площади он выражен в виде достаточно широкой, но отчётливой линейной зоны гравитационных и магнитных экстремумов (преимущественно минимумов). Геоморфологически этот линейный элемент контролируется уступами либо седловинами в рельефе дна. Пересекая по диагонали всю отработанную площадь, на юго-западе он выходит за пределы полигона. Далее в этом же направлении указанный разлом закартирован геофизическими работами ИМГиГ ДВО АН СССР в 21-м рейсе НИС "Морской геофизик" и в 23-м рейсе НИС "Пегас" в 1982 г. (Сваричевский, Андреев, 1988). Вообще в разное время различными авторами (*Hayes et al., 1970; Hilde et al., 1976; Larson et al., 1972; Hammerickx, 1983*)

высказывалось мнение о продолжении разлома Мендосино в пределы Северо-Западной котловины Тихого океана. Можно полагать, что в описываемом рейсе получены достаточно объективные данные, подтверждающие такую точку зрения. Помимо указанного на исследованной площади закартирован еще целый ряд предполагаемых тектонических разломов, среди которых преобладают субширотные и северо-западные.

Геологическим драгированием подводных гор, расположенных по разные стороны от вышеописанного тектонического барьера между Гавайским и Императорским хребтами, с помощью всех имевшихся на борту видов анализа поднятых образцов, выделено три участка, характеризующихся различными формационно-петрохимическими параметрами: южное окончание Императорского хребта (горы Милуоки), г. Дженкинс (массив, не входящий в цепь Гавайского хребта) и г. Колахан (северо-западное окончание Гавайского хребта).

Магматический комплекс гор Милуоки представлен титановыми толеитами (гавайский тип) и субщелочными дифференцированными базальтами, образовавшимися в спокойной тектонической обстановке в условиях двустадийного петрогенезиса с образованием на разной глубине промежуточных магматических очагов. Гора Дженкинс сложена субщелочными дифференцированными, с высокой степенью вторичных изменений базальтами, не связанными с толеитовой магмой. Горный массив Колахан сложен редким бимодальным анкарамит-трахитовым комплексом, возникшим за счёт ликвационного расщепления магмы гавайитового состава в условиях специфического флюидного режима.

На основании полученных данных сделан вывод о том, что Гавайский и Императорский хребты представляют собой независимые тектономагматические системы, формировавшиеся с определенным разрывом во времени. Горы Дженкинс и Колахан, расположенные в зоне вышеописанного тектонического разлома, несут в себе вещественные компоненты, присущие и поднятию Хесса. Это позволяет предполагать, что указанное поднятие в своё время занимало большую площадь, однако затем подверглось тектономагматической переработке в зоне западной оконечности разлома Мендосино, что и нашло отражение в петрохимическом составе изученных нами вулканических образований. Отбором проб нелигитифицированных четвертичных отложений установлено следующее. В пределах гор Милуоки среди скальных пород присутствуют карбонатные осадки, возраст которых определён плейстоценовым. Гора Дженкинс оказалась практически лишенной осадков. У её подножия встречены красные глины.

В глубоководной части полигона, между г. г. Дженкинс и Колахан вскрыты пелагические кремнисто-глинистые пелитовые илы с возрастом не более 700 тыс. лет. Гора Колахан не опробовалась.

Полулигитифицированные осадочные породы, поднятые на полигоне драгированием, по своему составу обычны для Тихого океана. Как и в других его районах, здесь преобладают вулканические ассоциации-местная

(подводные вулканы) и островодужная, пемзовая. Местная ассоциация преобладает на горах, островодужная в котловинах.

Из всего комплекса коренных пород, поднятых на полигоне драгированием, наиболее магнитными оказались базальты г.г. Канму, Юриоку, Дякоуджи (горы Милуоки) и анкарамиты г. Колахан. По палеомагнитным определениям разные образцы анкарамитов имеют различный возраст.

Полигон I. В приосевой зоне, а также непосредственно в осевом трое ВТІ драгированием получен представительный материал коренных пород-базальтов и их стёкол. Кроме того, на западном борту хребта, в непосредственной близости от его оси подняты долериты и долеритобазальты. Среди базальтов выделены их разновидности, характерные для апикальной части активного срединного хребта: пиллоу-лавы, "канатные" и плитчатые лавы. Все породы несут признаки свежих магматических продуктов. По составу все породы близки между собой и относятся к известному типу примитивных толеитов срединно-океанических хребтов, близких к первичным мантийным выплавкам, почти не претерпевшим дифференциации. На этом фоне отмечаются некоторые различия в составе базальтов, в зависимости от их положения относительно оси ВТІ. Так, базальты, поднятые, непосредственно из осевой зоны являются наиболее высокомагнезиальными, низкокалиевыми и низкотитанистыми. По мере удаления от оси к востоку и западу в базальтах наблюдается некоторое снижение содержания магния, увеличение содержания железа, титана, щелочей, циркония и общей железистости пород.

В результате изучения нелигифицированных осадков установлено почти полное их отсутствие в осевой зоне ВТІ, коренные породы часто покрыты сажистым налётом. Установлены илистые осадки, располагающиеся между глыбами базальтов и на плоских участках, их мощность 10-20 см. Состав илов гидротермально-осадочный, они являются металлоносными. В виде сплошного чехла указанные осадки залегают на периферии осевой зоны, начиная с глубин, превышающих 2700 м. Почти повсеместно они являются окисленными. Основная часть осадка представлена кремнисто-железистым гелем.

Отмечена асимметрия в составе илов по разные стороны от оси ВТІ: на западном склоне содержание рудных компонент ниже, чем на восточном. Это связывается с существованием стационарного восточного течения придонных вод, транспортирующих продукты гидротермальной деятельности осевой зоны преимущественно на восток. Наиболее яркая особенность химического состава осадков-высокое содержание в них железа и марганца. Все изученные осадки отличаются аномально высокими

85
отношениями марганца и железа к титану, что является признаком значительного влияния на них гидротермальных процессов.

Возраст описанных осадков определен как верхнеплейстоцен-голоценовый.

Подводное фотографирование, выполненное в осевой зоне ВТП, предоставило визуальные характеристики условий залегания коренных пород и осадков, а также фрагменты действующих гидротермальных источников ("черных курильщиков").

По результатам гидрогеохимических работ над осевой зоной ВТП выделена комплексная аномалия растворенных форм рудных металлов и элементов-спутников. Они образуют над гидротермами крайне сложную в генетическом отношении смесь, в пределах которой содержание марганца, железа, цинка, меди, никеля, хрома превышает обычные концентрации в 3-5 раз, а содержание кобальта и молибдена понижено в 2-3 раза относительно нормального фона. В распределении концентраций химических элементов ярко выражена пространственная зональность. Зафиксирована термальная аномалия, значительно превышающая по своим размерам поперечник осевого трога, со сложным внутренним распределением температур. Установлена асимметрия в распределении вод с различной гамма-активностью относительно оси ВТП. Осевой зоне соответствует пониженный радиоактивный фон. Отмечается асимметрия относительно осевой зоны и в распределении концентраций рудных элементов: наиболее высокие концентрации также смещаются от оси в западном направлении.

По данным лабораторных определений драгированные магматические породы имеют обычные для молодых, неизмененных базальтоидов значения магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности. Зафиксирована асимметрия в пространственном размещении пород с различной намагниченностью: наиболее магнитные разности располагаются западнее оси ВТП.

Как видно, изученная часть ВТП по многим параметрам является асимметричной, что безусловно связано с общей асимметрией геодинамических процессов и сложившейся структуры Тихоокеанского региона.

Полигон 2. По результатам батиметрической и гравиметрической съемки получены данные о рельефе дна и геофизической характеристике зоны разлома Техуатепек (восточное продолжение разлома Киппертон), на участке его пересечения с осевой зоной ВТП. По морфологии гравитационных аномалий строение хребта здесь асимметрично. Гравитирующие структуры его восточного фланга имеют общее субмеридиональное простирание (параллельное оси хребта) и слабую морфологическую

выразительность. Западнее осевой зоны хребта развиты четко выраженные линейные структуры северо-восточного простирания, ориентированные под углом к указанной оси. Вся центральная часть полигона, располагающаяся между фрагментами разорванной оси хребта, представлена широтной линейной зоной минимумов, отражающей положение трансформного разлома Техуантепек. Указанная гравитационная характеристика свидетельствует, что данная тектоническая зона представляет собой не только трансформный сдвиг, но и достаточно широкий участок общей деструкции и разуплотнения коры. По результатам магнитной съемки также обнаружена асимметричность строения хребта: если на востоке просматриваются элементы субмеридионального простирания структур (см. гравитационное поле!), то на западе преобладает их субширотная ориентировка с элементами северо-восточного простирания. В целом же на участке доминирует линейная аномальная зона широтного направления, отражающая положение трансформного разлома Техуантепек. Примечательным является обнаружение на восточном фланге ВТП крупного изолированного массива ферробазальтов, что еще раз подчеркивает существенную неоднородность строения разных флангов срединного хребта, как это можно было бы ожидать из его спрединговой природы.

Драгированием в пределах данного полигона подняты преимущественно ферробазальты с повышенным содержанием щелочей, резко отличающиеся от толеитов, поднятых на полигоне I. Формирование этих пород происходило за счет дифференциации в малоглубинных камерах. Можно предполагать, что они являются дорифтовыми.

Сопоставление всех полученных данных показывает, что существуют значительные вариации петрографических и петрохимических характеристик магматических пород, поднятых на разных участках ВТП. Такие вариации могут быть вызваны многими причинами. Среди них безусловными являются латеральная неоднородность мантии, рассекаемой рифтогенной осью хребта, и разнообразие тектоно-магматических процессов, поставляющих к поверхности глубинное вещество.

Разлом Кларин. В гравитационном поле обнаружена существенная структурно-вещественная дифференциация зоны разлома вдоль его простирания. Его восточная часть (профили К1-К3) представляют собой довольно широкую зону "рассеянного" дробления коры без видимых вертикальных и горизонтальных перемещений. Центральная часть разлома (профили К4, К5) резко отличается от предыдущей, приобретая отчетливую форму сброса, в пределах которого северное крыло является опущенным. Характеристика западной оконечности разлома отличается

от всех предыдущих. Здесь теряются признаки крупных вертикальных перемещений коры по разные стороны от разлома, максимальное развитие приобретает осевой трог этой тектонической структуры. Почти на всем протяжении разлома указанному тропу соответствует местное понижение гравитационного поля, что находит объяснение как в поведении рельефа дна, так и в разуплотнении коры в зоне ее тектонического дробления и растяжения. Лишь на западной оконечности разлома зафиксирована необычная обратная связь поля с рельефом и структурой его осевой зоны: над трогом зафиксирован гравитационный максимум, который можно объяснить местным подъемом к поверхности дна мантийных (гипербазитовых) масс. Установлено также общее уплотнение коры и верхов мантии вдоль разлома в направлении с востока на запад при сохранении изостатического состояния региона на всем его протяжении.

В магнитном поле отдельные участки разлома проявляются очень неодинаково, что связывается с их различием как по структуре, так и по вещественно-возрастным характеристикам. Это, в свою очередь, свидетельствует о неоднородном строении подстилающей мантии и неоднократной активизации тектоно-магматических процессов, которые должны были происходить не только в осевой зоне ВТП, но и за ее пределами, т.е. внутри сформировавшейся плиты. Закономерным фоном указанной пестрой картины является постепенное понижение общего уровня аномального поля со стороны ВТП в область центральной части Тихоокеанской плиты, что можно увязывать как с общим погружением магнитоактивных источников (2-й слой), так и с некоторой потерей магнитных свойств под воздействием вторичных процессов, изменяющих со временем первоначальные свойства магматов.

Исследованием состава пород, поднятых в зоне разлома, обнаружен очень широкий спектр их химизма. С одной стороны установлена петрологическая общность широкой области от осевой зоны ВТП до 134° в.д. С другой - выявлена специфичность магматизма трансформных разломов, а именно существование в их недрах магматических камер с различными трендами дифференциации. Установлена различная степень вторичных (гидротермальных) изменений магматических пород с общим возрастанием этих процессов от рифтовой зоны ВТП к центральной части Тихого океана (как это предполагалось по геофизическим данным). На фоне общего повышения возраста осадочных отложений в западном направлении установлено мозаичное распределение разновозрастных отложений как вдоль простирания, так и по разные стороны от рассматриваемого разлома. Неоднородный состав, значительные вариации

754
мощности и даже полное выпадение из разреза отдельных горизонтов, являются свидетельством о блоковом строении околоразломного пространства с дифференцированными тектоническими и фациальными условиями развития отдельных участков изученного района. В частности, в центральном и западном секторах разлома на фоне общего проседания океанического дна обнаружены признаки больших вертикальных блоковых перемещений фундамента. По мнению некоторых авторов данного отчета (Б.И.Васильев) в доолигоценное время рассматриваемый район располагался выше уровня моря, а затем (до плейстоцена) представлял собой шельфовую область и лишь в недалеком прошлом он перенес быстрое общее опускание. На наш взгляд, эта крайняя точка зрения еще недостаточно обоснована поднятым материалом и требует дальнейшей проверки экспедиционными работами.

Установленная по литологическим, стратиграфическим и палеомагнитным данным возрастная и фациальная дифференциация осадков по разные стороны от разлома свидетельствует о выполнении им барьерной роли в истории развития района по крайней мере на отдельных участках и в определенные периоды времени.

В завершение необходимо отметить, что практически все виды выполненных исследований свидетельствуют о весьма сложной структурно-вещественной неоднородности коры, а возможно и мантии, в зоне разлома Клариян. Собственно разлом расчленяется по простиранию на ряд секторов, имевших дифференцированную геологическую историю по крайней мере в периоды ее отдельных эпизодов. Такое расчленение, разумеется, возможно было лишь при наличии системы поперечных тектонических разрывов плиты, которые еще не исследованы должным образом.

Отсюда возникает вывод, что сложившиеся представления, в соответствии с которыми Тихоокеанская литосфера является сплошной и жесткой пластиной, могут быть поставлены под сомнение. Это, как видно "распатывает" один из постулатов новой глобальной тектоники и поэтому требует дальнейшего тщательного изучения.

В целом, результаты экспедиции показали, что, несмотря на устоявшееся мнение о хорошей изученности восточной и центральной части Тихого океана, существует еще целый ряд геолого-геофизических проблем, решение которых может дать весьма существенный прирост знаний об этом регионе.