МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ОСАДКИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
Институт океанологии им. П.П. Ширшова

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ОСАДКИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

2984

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
МОСКВА 1979

УДК 551.35

В сборнике приводятся новые материалы по комплексному исследованию гидротермально-осадочных образований (металлоносных осадков) юго-восточной части Тихого океана, полученные в 14-м рейсе научно-исследовательского судна "Дмитрий Менделеев" в 1975 г. Описаны закономерности распределения и состава металлоносных осадков, показана их связь с тектоническим строением дна и особенностями океанического магматизма. Установлена неоднородность состава металлоносных осадков, обусловленная изменением фациальных условий океанической среды. Количественно определено соотношение отдельных компонентов металлоносных осадков, поставляемых на океаническое дно из разных источников, рассмотрен механизм их седиментации и захоронения в донных осадках. Сделана попытка определить масштабы гидротермально-осадочного процесса в Тихом океане.

Ответственный редактор
академик *В.И. Смирнов*

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ОСАДКИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Утверждено к печати Институтом океанологии им. П.П. Ширшова

Редактор *К.М. Феодотьев*. Редактор издательства *И.М. Ерофеева*
Худож. редактор *И.Ю. Нестерова*. Техн. редактор *Л.А. Куликова*
ИБ № 7079

Подписано к печати 30.01.79. Т — 02634. Формат 70x108 1/16. Бумага офс. № 1
Усл.печ.л. 24,5+0,7 вкл. Уч.-изд.л. 28,4. Тираж 950 экз. Тип. зак. 934. Цена 3р. 90к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 94[а];
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

М $\frac{20803-064}{055\,(02)-79}$ 424-78

© Издательство "Наука", 1979 г.

Ю.А. БОГДАНОВ, В.И. СМИРНОВ

ЭКСПЕДИЦИЯ В РАЙОН ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОГО ПОДНЯТИЯ (14-Й РЕЙС НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА "ДМИТРИЙ МЕНДЕЛЕЕВ")

Около ста лет назад вблизи оси Восточно-Тихоокеанского поднятия были обнаружены донные осадки, отличающиеся от других известных океанических осадочных образований высокой концентрацией железа и необычно низким содержанием алюминия [Murray, Renard, 1891; Revelle, 1944]. Однако длительное время эти находки большого интереса у морских геологов не вызывали, что было связано, во-первых, с удаленностью районов их залегания и, во-вторых, с тем, что многие специалисты приписывали им локальный характер распространения.

После работ Н.С. Скорняковой [1964], К. Бострёма и М. Петерсона [Boström, Peterson, 1966] и Э. Бонатти [Bonatti, 1967; Bonatti, Joensun, 1966] отношение к этим уникальным океаническим образованиям резко изменилось. В последнее десятилетие было организовано несколько специальных экспедиций в район Восточно-Тихоокеанского поднятия. Еще больше возрос интерес к донным осадкам после работ по океаническому бурению, когда в многочисленных скважинах, пробуренных в пределах срединно-океанических хребтов, были встречены аналогичные образования в базальных горизонтах, покрывающих тела шаровых лав, а также после специальных исследований в Красном море, где также обнаружены подобные осадки во впадинах, заполненных горячими минеральными рассолами. Эти уникальные осадки получили в зарубежной литературе название металлоносных.

В советских экспедициях такие осадки в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия были встречены в 1958 г. Третьей антарктической экспедицией на дизельэлектроходе "Обь" и описаны впоследствии Н.С. Скорняковой [1964]. В 1972 г. в район Восточно-Тихоокеанского поднятия была организована специальная экспедиция под руководством А.П. Лисицына [Лисицын, Богданов, 1974], которая выполнила детальные геолого-геохимические и геофизические исследования в пределах депрессии Бауэра, на восточном склоне поднятия севернее о-ва Пасхи и в молодой Галапагосской рифтовой зоне. Результаты этих исследований опубликованы в специальном сборнике [Геолого-геофизические исследования..., 1976].

ЗАДАЧИ ЭКСПЕДИЦИИ

14-й рейс нис "Дмитрий Менделеев" был продолжением детальных работ по исследованию металлоносных осадков, начатых Институтом океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР в 1972 г. Основной задачей экспедиции было выяснение закономерностей распределения, состава металлоносных осадков, их связи с тектоническим строением дна и особенностями океанического магматизма, поиски возможных источников рудного вещества металлоносных осадков, выяснение условий, при которых эти уникальные образования могут формироваться.

Важно было определить, может ли "нормальный" пелагический осадочный процесс, обеспечивающий накопление на океаническом дне привносимого с континентов осадочного материала, при определенных условиях океанической среды привести к формированию металлоносных осадков. В противном случае необходимо было определить в этих уникальных образованиях количество и состав материала, поставляемого при "нормальном" пелагическом осадочном процессе, и дополнительного вещества, а также соотношение их в металлоносных осадках.

Важное место в рейсе отводилось получению в разнообразных тектонических зонах (срединно-океанический хребет, трансформные разломы, асейсмичные хребты, острова) коренных пород для выяснения особенностей магматических и метамор-

фических процессов, характера гидротермальной деятельности, роли эндогенных источников в океаническом рудогенезе вообще и в образовании металлоносных осадков в частности, и исследование связи эндогенного рудопроявления с тектоническим строением океанического дна.

Для решения поставленных перед рейсом задач потребовалось привлечение к участию в экспедиции специалистов не только из Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР и его отделений, но и из других институтов и организаций Академии наук и различных ведомств (Институт географии, Геологический институт, Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, Институт физики Земли, Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Дальневосточный государственный университет, Тихоокеанский океанографический институт, Акустический институт, Всесоюзный научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии и др.). В составе экспедиции на разных этапах участвовали также иностранные ученые из ГДР, США, Коста-Рики и Перу.

МАРШРУТ ЭКСПЕДИЦИИ И ХАРАКТЕР ВЫПОЛНЕННЫХ РАБОТ

Маршрут рейса, а также положение станций показаны на рисунке.

На первом этапе экспедиции было выполнено пересечение Южной котловины океана, получены колонки пелагических осадков в различных фациальных зонах. Эти работы были включены в программу рейса потому, что, во-первых, информация о геологическом строении данного района очень фрагментарна и любой дополнительный материал представляет большую ценность, во-вторых, сведения о составе глубоководных его осадков, формирующихся в той же природно-климатической зоне, что и металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана, важны для выяснения причин образования аномального состава металлоносных осадков.

Основные работы рейса были выполнены в области Восточно-Тихоокеанского поднятия (станции 987—1015), где широким распространением пользуются металлоносные осадки. Изучались состав и распределение донных отложений, характер переходов от металлоносных осадков к "нормальным" пелагическим, фациальные типы металлоносных осадков и связь областей их распространения с конкретными структурными элементами океанического дна. Для выяснения возможных эндогенных источников рудного вещества этих осадков исследовались магматические и метаморфические процессы и гидротермальная деятельность.

Специальные полигонные работы были выполнены в пределах поперечной к Восточно-Тихоокеанскому поднятию структуре — хребта Сала-и-Гомес. Район был выбран с целью исключить влияние эндогенного вещества срединного хребта, что объясняется тем, что в последнее время многие исследователи склонны считать формацию металлоносных осадков не только формацией срединного хребта, а связывают ее с океаническим базальтовым вулканизмом независимо от его структурной принадлежности. Полученные материалы подтверждают эту точку зрения. Среди магматических пород на борт подняты образцы, интенсивно переработанные гидротермальными растворами и представляющие большую ценность для определения возможных источников рудного вещества металлоносных осадков.

Следующий этап исследований включал широтный геологический разрез через Перуанскую котловину по 20° с.ш. Задачи этого этапа включали выяснение характера перехода металлоносных осадков к "нормальным" пелагическим, роль магматизма и гидротермальной деятельности древнего Южного Галапагосского поднятия в формировании этих уникальных образований. Попутные работы были проведены также на хребте Наска, во многом представляющем загадку для морских геологов. При проведенных ранее драгировках с его склонов были подняты обломки пород, сходных с гранитами и аляскитами структур, являющихся продолжением хребта на материке. Геологическое строение и металлогения структуры на материке достаточно хорошо изучены. Ее заложение произошло, по-видимому, в докембрии.

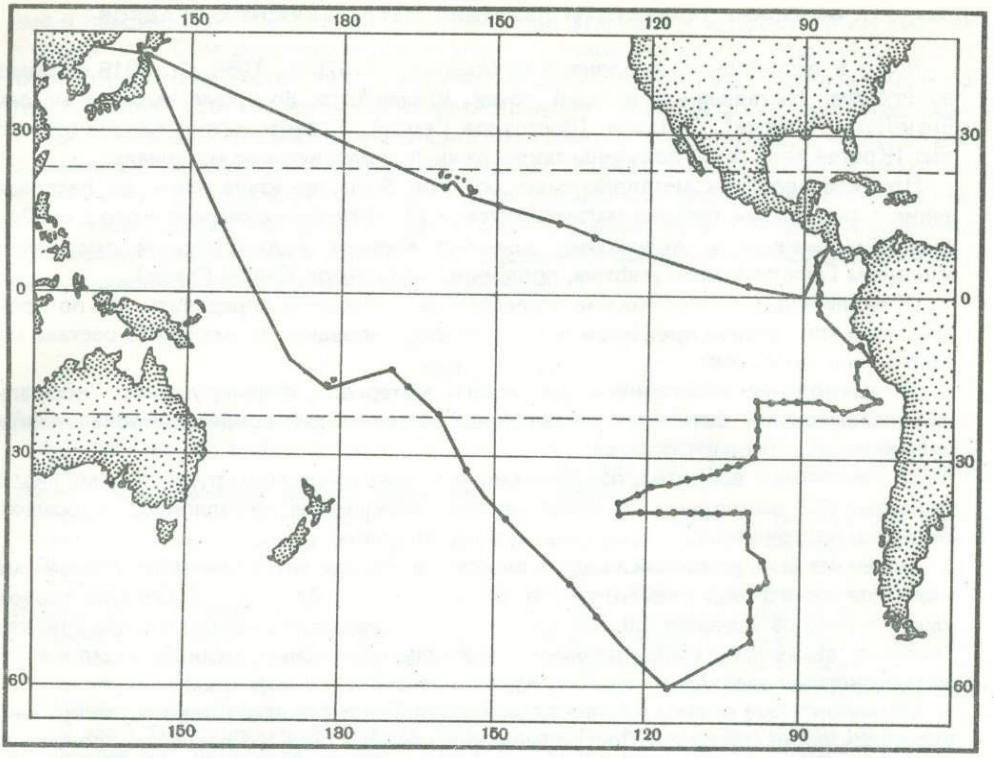


Схема маршрута и станций 14-го рейса научно-исследовательского судна "Дмитрий Менделеев"
Номера станций см. на рис. 1 в ст. А.В. Живаго в настоящем сборнике

Далее были выполнены работы на Перуанском шельфе (станции 1033—1040), являющиеся продолжением исследований, начатых в предыдущих геологических рейсах Института океанологии.

На последнем этапе основные исследования были связаны с молодой Галапагосской рифтовой системой. Здесь в пределах ее западной части (впадины Хесса) в 8-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" наряду с очень важной информацией, касающейся тектоники, магматизма, литологии и геохимии, были получены материалы о гидротермально-осадочном рудогенезе. Была обнаружена не только интенсивная гидротермальная переработка обнажающихся здесь вулканогенных пород, но встречены заведомо четвертичные осадки, испытавшие постседиментационную цементацию и литификацию, с прожилками, сложенными гидротермальными минералами, со следами явного замещения фораминифер рудными минералами (пирротин) и магнезиальными силикатами [Лисицын и др., 1976]. В связи с основной задачей рейса мы надеялись получить в этом районе дополнительные материалы об источнике рудного вещества металлоносных осадков. Работы включали получение колонок осадков, проб магматических пород. Значительное время было выделено для сбора придонной воды для исследований химического состава воды и взвеси. По-видимому, нам удалось в данном районе получить непосредственные свидетельства выхода рудоносных гидротермальных растворов в придонную воду [см. статью В.В. Гордеева и др. в наст. сб.]. При драгировании дна, а также при высадках на о-вах Кокос и Галапагосских удалось собрать представительную информацию об особенностях магматизма этого уникального района Мирового океана.

В течение рейса получены материалы, имеющие принципиальное значение для решения вопросов тектоники, магматизма, литологии, геохимии. Результаты их обработки будут в будущем опубликованы в виде отдельных работ. Данный же сборник включает только информацию, имеющую непосредственное отношение к решению основной задачи рейса — исследованию металлоносных осадков.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ

Всего в районе было выполнено 86 станций – с 979 по 1059. Ст. 1016 являлась полигоном, составленным из семи точек. Кроме того, во время высадок на о-ва Вити-Леву (Фиджи), Тутуила (Восточное Самоа), Галапагосские (Эквадор), Кокос (Коста-Рика) были получены также важные геологические материалы.

При исследовании металлоносных осадков была показана связь их распределения с активными тектоно-магматическими структурами океанического дна (Восточно-Тихоокеанским поднятием, древним Южным Галапагосским поднятием, молодым Галапагосским рифтом, поперечным разломом Сала-и-Гомес).

Комплексные геологические исследования позволили определить, что по крайней мере три группы процессов влияли на формирование аномального состава металлоносных осадков:

1) накопление экзогенного осадочного материала, формирующего "нормальный пелагический фон" – его состав определяется общей природной зональностью океанического седиментогенеза;

2) накопление вещества, поставляемого в придонные воды рудоносными гидротермальными растворами – с ними связано обогащение металлоносных осадков железом, марганцем, свинцом, цинком и молибденом;

3) захват из придонной воды и перевод в осадок эндогенным осадочным материалом целого ряда элементов (Ni, Co, Cu, Zn, TR, Ba и др.). Последний процесс имеет огромное значение для концентрирования малых элементов в связи с исключительно высокими сорбционными свойствами основных рудных компонентов металлоносных осадков (окисей и гидроокисей железа и марганца).

Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана имеют вулканогенно-осадочное происхождение. Поступление эндогенного рудного вещества происходит из придонных вод, в которых разгружаются рудоносные гидротермы. В пределах геохимического барьера между базальтовым слоем и придонной водой происходит преобразование форм миграции элементов, формирование окисей и гидроокисей железа и марганца. Образование металлоносных осадков юго-восточной части Тихого океана как результат просачивания рудоносных гидротерм через уже сформированные осадки и взаимодействия с ними, обнаруженное в некоторых районах океана, нами исключается.

Сделана попытка показать, в каких реальных условиях океанической среды возможно формирование металлоносных осадков, как меняется их состав в зависимости от них.

Для выяснения возможных эндогенных источников важные результаты имеют исследования магматических пород и их вторичных преобразований (автометаморфизм, низкотемпературная гидротермальная деятельность, подводное выветривание). При этом получена информация о породах, по-видимому, всего второго слоя океанической коры. Во впадине Хесса обнаружены крупнокристаллические оливиновые габбро-нориты, характеризующиеся скоростями звука 6420 м/сек (т.е., возможно, принадлежащие третьему геофизическому слою океанической коры). Показано, что гидротермальные флюиды, участвующие в поставке в придонные воды рудных компонентов, гетерогенны. Часть металлов выносится гидротермальными растворами, формирующимися из мантийного вещества. Другая часть связана с выщелачиванием металлов из магматических пород гидротермальными растворами, образующимися при нагревании просачивающихся на большие глубины в земную кору по разломам морских вод. Сделана попытка качественно оценить вклад этих двух процессов мобилизации рудного вещества, а также показать масштабы его поставки в металлоносные осадки.

В пределах исследованного района выделены литологические типы металлоносных осадков, каждый из которых характерен для определенных структурно-тектонических зон океанического дна.

Существенным вопросом в настоящее время является выяснение соотношения металлоносных и рудных осадков. Из всех перечисленных литологических типов рудными осадками можно считать только бескарбонатные разности, распространен-

ные в пределах глубоководных котловин, прилегающих к вулканическим хребтам и поднятиям. Они формируются в непосредственной близости от эндогенных источников рудного вещества, но на глубинах, бо́льших критической глубины карбонатонакопления. Вторым условием их формирования является отсутствие переотложения осадочного материала с прилегающих приподнятых участков океанического дна. Возможные площади распространения рудных осадков зависят также от интенсивности выноса рудных компонентов с гидротермальными растворами. К сожалению, в настоящее время размеры площадей рудных осадков не могут быть подсчитаны, но несомненным является то, что в исследованном районе они присутствуют в объемах, представляющих промышленный интерес.

ЛИТЕРАТУРА

Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976.

Лисицын А.П., Богданов Ю.А. Геологическая экспедиция в восточную часть тропической зоны Тихого океана (8-й рейс нис "Дмитрий Менделеев"). — Океанология, 1974, **14**, вып. 2.

Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Мурдмаа И.О., Серова В.В., Зверинская И.Б., Лебедев И.А., Лукашин В.Н., Гордеев В.В. Металлоносные осадки и их генезис. — В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976.

Скорнякова Н.С. Рассеянное железо и марганец в осадках Тихого океана. — Литол. и полезн. ископ., 1964, № 5.

Bonatti E. Mechanism of deep-sea volcanism in the South Pacific. — In: Researches in Geochimistry./Ed. P.H. Abelson. N.Y.: Wiley, 1967, v. 2.

Bonatti E., Joensun O. Deep-sea iron deposits from South Pacific. — Science, 1966, **4**, N 154.

Boström K., Peterson M.N.A. Precipitates for hydrothermal exhalations on the East Pacific Rise. — Econ. Geol., 1966, **61**, N 7.

Murrey I., Renard A.F. Deep-Sea deposits. Report of the scientific results of the H.M.S., Challenger, 1873—1876. Her Majesty's Govt. Print. Off., 1891.

Revelle R. Marine botton samples collected in the Pacific ocean by the Carnegie on its sevenh cruise. — Carnegie Inst. Washington, 1944, Publ. 556, pt 1.

А.В. ЖИВАГО

МОРФОСТРУКТУРА ДНА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Программа морфоструктурных исследований в 14-м рейсе научно-исследовательского судна "Дмитрий Менделеев" была составлена в соответствии с общей задачей экспедиции — комплексное геолого-геохимическое и геофизическое изучение восточной части Тихого океана.

Предшествующие работы советских и зарубежных экспедиций в отдельных районах этой части океана, в частности на Восточно-Тихоокеанском поднятии и в смежных частях океанических котловин, где продолжаются трансформные разломы, показали широкое распространение здесь гидротерм, взаимодействие которых с элементами, содержащимися в морской воде, обусловило образование особого типа донных отложений с повышенным содержанием рудных компонентов. Изучение вещественного состава и генезиса этих уникальных во многих отношениях осадков составило главную цель рейса, и в соответствии с ней строились программы всех разделов работ экспедиции.

Морфоструктурный анализ, которому посвящена настоящая статья, был, в частности, необходим для выявления районов максимальной концентрации рудных минералов, приуроченных к определенным структурным элементам дна. При этом главным оставался геоморфологический метод, который в сочетании с данными сейсмопрофилирования и проявлений теплового потока позволил не только установить или уточнить направленность главнейших линеаментов, но дать также пространственную оценку развития донных морфоструктур.

Еще в 8-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев", который проводился по аналогичной программе, с помощью морфоструктурного анализа удалось установить приуроченность мест повышенной концентрации рудных компонентов в осадках к трансформным разломам, расчленяющим Восточно-Тихоокеанское поднятие на ряд блоков, испытавших горизонтальные перемещения на многие сотни миль. На линиях этих разломов выявлены максимальные значения теплового потока, причем такие уникальные для Мирового океана их значения, как 7,2 и 9,3 мккал/см^2/сек, относились не к гребню Восточно-Тихоокеанского поднятия, а к юго-восточному флангу и Перуанской котловине (впадине Бауэр), где молодые трансформные разломы этого поднятия пересекаются под тупым углом с разломами Южного Галапагосского поднятия Менарда — древнего аналога Восточно-Тихоокеанского поднятия. Развитие последнего поднятия как срединного хребта с раскрывающимся рифтом прекратилось 9 млн. лет назад (магнитная аномалия 5, миоцен), однако рассекающие его разломы продолжают свою активность, обусловливая в местах пересечений с разломами Восточно-Тихоокеанского поднятия заметное усиление теплового потока и повышенную рудоносность донных осадков.

Исследования 1972 г. показали, что по морфоструктурным элементам в пределах плиты Наска обнаруживается закономерное увеличение возраста по мере приближения к материку Южной Америки. Экспедицией 8-го рейса подтверждено наличие на 89° з.д. древнего, так называемого Восточного хребта, своеобразного рудимента Восточно-Тихоокеанского поднятия, смещавшегося к востоку в процессе спрединга и движения плит.

В более северных районах с помощью морфоструктурного анализа выявлена бифуркация срединной долины в пределах рифтовой зоны Галапагосского поднятия, имеющего форму клина с вершиной, направленной к западу, в сторону Восточно-Тихоокеанского поднятия. Последнее к северу от экватора теряет свою выраженность, превращаясь вначале в очень пологий вал, а далее сливается с холмистой поверхностью плато Альбатрос. В рифтовой депрессии Галапагосского подподнятия, образованной активным современным спредингом, также обнаружены повышенные концентрации рудных минералов.

Работы на судне "Дмитрий Менделеев" в 1975 г. охватили, по сравнению с 8-м рейсом, более обширные пространства восточной и юго-восточной окраин Тихого океана. Соответственно, они были призваны уточнить контуры и по-возможности осветить генезис большого числа структурных элементов. Разрезы 14-го рейса общей длиной свыше 20 тыс. миль пересекли литосферные плиты Пасифик, Антарктическую, Чилийскую, Наска и Кокос с разделяющими их молодыми мобильными зонами Восточно-Тихоокеанского, Чилийского и Галапагосского поднятий, а также более древний хребет Сала-и-Гомес, связанный в своем происхождении с зоной разлома о-ва Пасхи. Наконец, рекогносцировочному изучению подверглись асейсмичные хребты Наска, Карнеги и Кокос с заключенной между двумя последними Панамской котловиной, относимой некоторыми исследователями к категории так называемых малых плит.

Изученность восточной окраины Тихого океана остается до сего времени недостаточной, хотя в последние годы благодаря обнаружению металлоносных осадков эта область привлекла к себе внимание многих исследователей—геологов, геофизиков и геохимиков [Anderson, Sclater, 1972; Bonatti, 1968; Chase, 1968; "Glomar Challenger"..., 1976; Heezen e.a., 1972; Herron, 1971, 1972a; Hey e.a., 1972; Holden, Dietz, 1972; Klitgard, Mudie, 1974; Krause, 1966; Larson, 1971; Menard, 1961; Menard e.a., 1964; Morgan, 1968; Northrop e.a., 1970; Pitman e.a., 1968; Rea, 1975; Rea, Malfait, 1974; Sclater e.a., 1971; Stover, 1973; Van Andel e.a., 1971; Woollard, 1972]. В работах этих авторов освещены различные стороны седиментогенеза, глубинного строения океанической земной коры, тектоники, геоморфологии, характеристики физических полей и палеогеографии, причем все они показывают исключительную сложность морфоструктуры данной части плиты Пасифик. По существу, еще не решен вопрос о возможности отнесения ряда крупных подводных элементов к определенным генетическим категориям дна, не установлены возрастные соотношения между ними, а в некоторых районах даже не изучен подводный рельеф, т.е. неясны контуры основных структурных элементов.

Батиметрические карты, даже новейшие, сравнительно крупных масштабов, например карта Скриппсовского океанографического института, создают видимость подробного изображения дна, передавая в действительности лишь общий характер рельефа [Mammerickx e.a., 1970—1974]. Некоторые карты снабжены ремарками, предлагающими потребителю воздерживаться от использования их в навигационных целях. Отсутствие объективных данных о рельефе повлияло на качество и некоторых специальных морских карт. Так, на Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли 1969 г. контуры структурных элементов проведены нередко вкрест изобатам. На некоторых морфоструктурных схемах и картах расчлененности дна (схемы Г.В. Агаповой, Л.Я. Будановой, Н.Л. Зенкевича, Н.Г. Лариной, Л.К. Затонского, Г.Б. Удинцева) Перуанская котловина отнесена к типу крупнохолмистого — мелкохолмистого дна, хотя амплитуда рельефа здесь достигает 3 км. Работы на судне "Дмитрий Менделеев" лишь частично восполняют указанные пробелы.

АНАЛИЗ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ И ОПИСАНИЕ МОРФОСТРУКТУР

Основными материалами для анализа подводных морфоструктур послужили данные эхолотного промера, обработанные на судовой ЭВМ с введением поправок на скорость звука в воде по таблицам Меттьюза. Использовались также записи аномального магнитного поля и некоторые данные измерений мощности современных осадков, полученные с помощью сейсмопрофилографа на геологических полигонах.

Эхолотная съемка в 14-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" началась 20 февраля 1975 г. по выходе из порта Паго-Паго (Восточное Самоа) и продолжалась 60 суток. Она закончилась 4 мая у западного подножия Восточно-Тихоокеанского поднятия в точке 6°00′ с.ш.; 113°30′ з.д. (рис. 1, вкл). Кроме того, в Центральной котловине

проводился экспериментальный промер и делались пробные геологические станции, составившие первый этап работы экспедиции.

Приводимые ниже материалы о морфоструктуре дна южной, юго-восточной и восточной окраин Тихого океана даны в последовательности их получения по ходу судна, начиная приблизительно от центра Южной котловины. Для большей части юго-восточной окраины полученные данные относятся к категории рекогносцировочных, поскольку до сего времени здесь не работали советские научно-исследовательские суда, а иностранные экспедиции лишь недавно начали изучение этой акватории, отличающейся весьма неблагоприятной обстановкой для проведения морских работ. Более подробно изучена восточная приэкваториальная полоса, где в ряде районов исследования 14-го рейса "Дмитрий Менделеев" были направлены на уточнение материалов 8-го рейса того же судна. В настоящем рейсе практически впервые были обследованы хребты Карнеги и Кокос с заключенной между ними Панамской котловиной.

Южная котловина

На втором этапе экспедиции судно пересекло с северо-запада на юго-восток Южную котловину, расположенную почти целиком в пределах плиты Пасифик.

От горного хребта, служащего основанием для группы о-вов Самоа, подводный склон спускается к большим глубинам под углом около 1°, постепенно становясь более пологим и образуя небольшую вогнутость у своего основания. Можно предполагать, что нижняя часть склона представляет собой "эпрон" вулканического поднятия, лишь слабо прикрытый турбидитами. Все три крупных острова, входящих в эту группу, — Уполу, Саваии и Тутуила — представляют собой вулканические образования, венчающие массивный подводный хребет, входящий в горную систему субширотного простирания, к этому же типу относится о-в Уоллис на западе. Оливиновые базальты, составляющие основную массу пород этой системы, образовались в конце неогена. Последние извержения происходили в начале нашего столетия.

Далее к юго-востоку от основания подводного хребта Самоа дно, расчлененное на крупные глыбы с амплитудой рельефа до 1000 м, продолжает постепенно опускаться к центру Южной котловины, неся на своей поверхности отдельные вулканические горы. Постепенно, однако, расчленение становится менее резким, и к югу от 30° ю.ш. поверхность дна может быть уже отнесена к типу холмистой равнины, простирающейся на глубине около 5500 м. Размеры отдельных глыб здесь не превышают 100 м.

В центральной части Южной котловины структура дна и средняя глубина почти не изменяются. Заметно лишь некоторое увеличение глыб (до 300—400 м) и, соответственно, бо́льшая ширина оснований холмов. Общая поверхность дна испытывает легкий наклон к западу в сторону желобов Тонга и Кермадек, не нарушаемый сколько-нибудь значительными поднятиями. На картах этой части котловины обозначены многочисленные подводные горы; некоторые из них подступают к поверхности океана в виде мелководных банок и рифов. В районе рифа Мария Тереза (37°00′ ю.ш.; 151°15′ з.д.) нис "Дмитрий Менделеев" выполнен специальный поисковый промер, не давший, к сожалению, положительных результатов. На месте рифа на глубинах 5500—5600 м простиралась холмистая равнина, а в 1 миле южнее обнаружена даже впадина с дном, опущенным до 5800 м. Система спутниковой навигации, применяемая на судне "Дмитрий "Менделеев", обеспечивает высокую точность определений мест судна в море, и отсутствие рифа в указанных координатах безусловно достоверно. Можно допустить, что первичные определения, сделанные еще в 1843 г., оказались ошибочными и риф Мария Тереза следует сопоставлять с районом дна, расположенным в 50 милях к северо-востоку, где на навигационных картах по донесению 1926 г. отмечены буруны.

Далее по ходу разреза дно Южной котловины продолжает очень постепенно понижаться, сохраняя, однако, облик поверхности, образованной глыбами неправильной формы. Между 40 и 41° ю.ш. уровень дна проходит на глубине в сред-

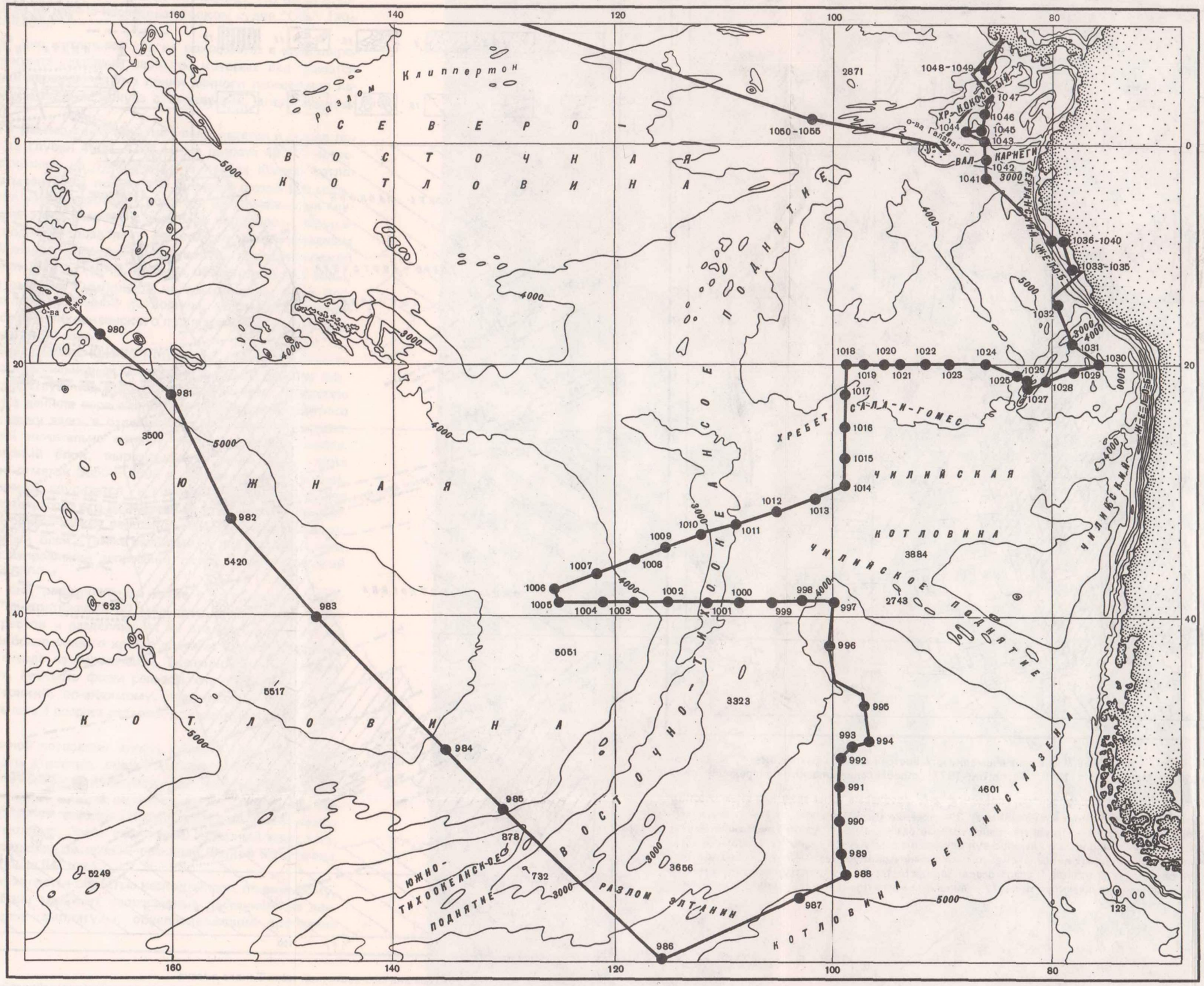


Рис 1. Карта маршрута 14-го рейса научно-исследовательского судна "Дмитрий Менделеев" с точками геологических станций

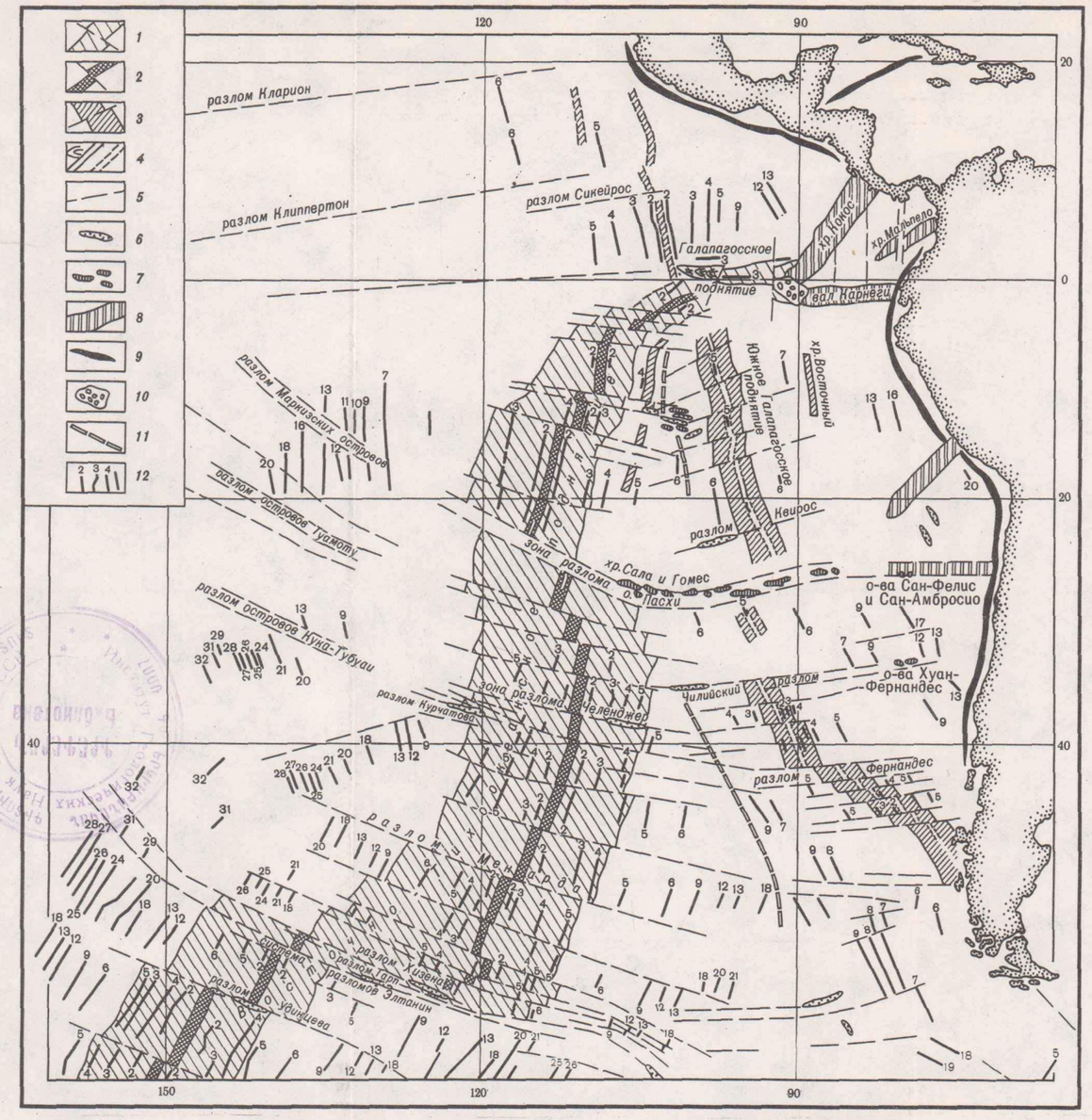


Рис. 2. Основные элементы морфоструктуры и линейные магнитные аномалии юго-восточной части Тихого океана, по Е. Херрон, П. Молнару, Б. Тушоку [Herron, 1972; Molnar e.a., 1975; Tucholke, 1977], с добавлениями данных экспедиции 14-го рейса нис "Дмитрий Менделеев"

1 — срединно-океанические хребты с активными проявлениями спрединга; *2* — гребневые зоны срединно-океанических хребтов, осложненные проявлениями разрывной тектоники и вулканизма; *3* — древние (погруженные) срединно-океанические хребты и их реликты; *4* — рифтовые долины; *5* — крупные трансформные разломы; *6* — узкие глубокие впадины (ущелья) в зонах трансформных разломов; *7* — глыбовые и глыбово-вулканические хребты; *8* — валы и глыбовые хребты на окраине океана, лежащие на продолжении зон крупных линейных нарушений океанической коры; *9* — глубоководные океанические желоба; *10* — архипелаги вулканических островов (Галапагосская платформа); *11* — структурная граница между современными и древними поднятиями срединно-океанического типа; *12* — линейные магнитные аномалии и их обозначения

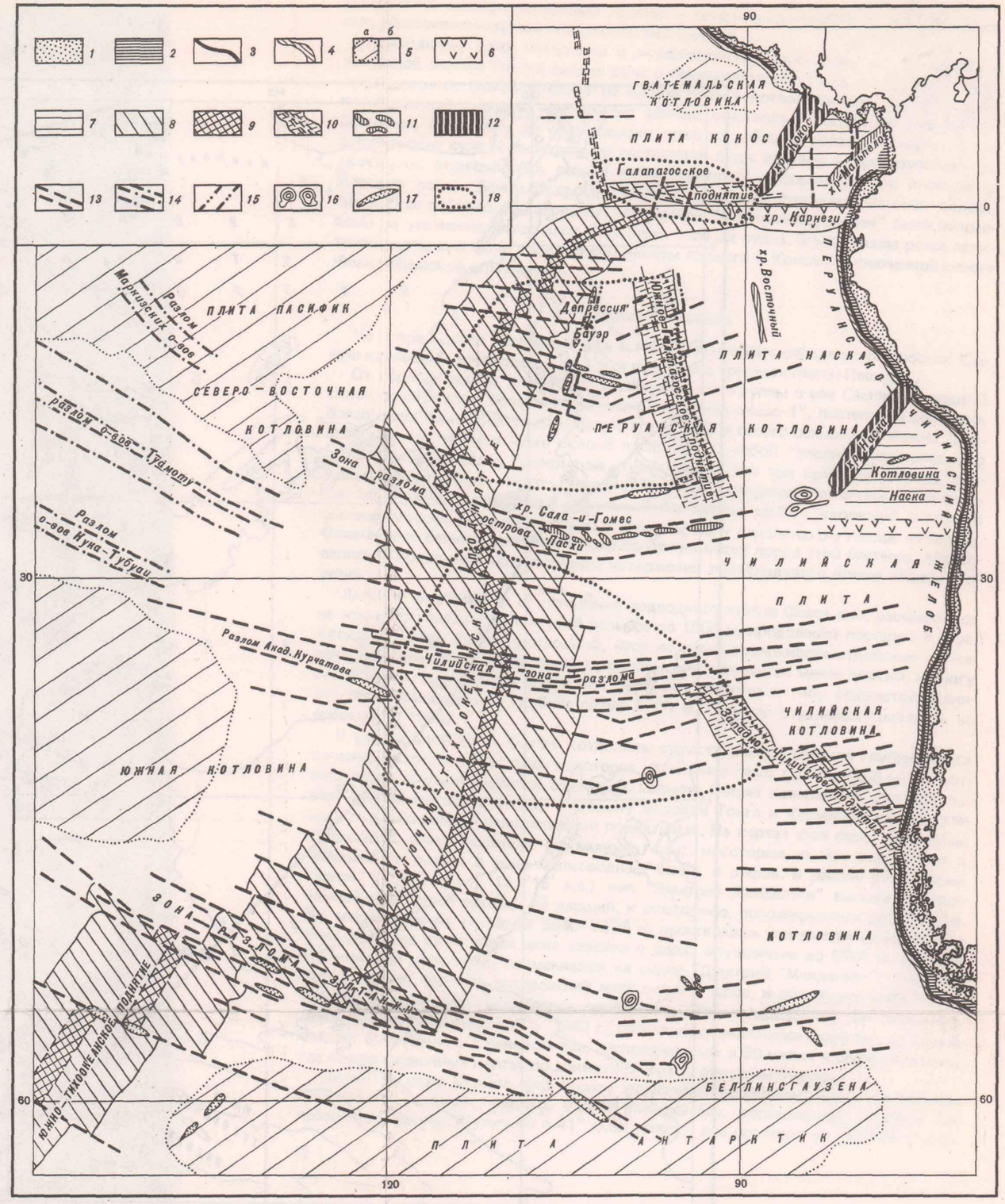


Рис. 7. Морфоструктура дна юго-восточной части Тихого океана

1 — континентальный шельф (область подводного продолжения кайнозойской складчатой системы Анд); *2* — континентальный склон (в пределах зоны андийских структур с чертами перехода в кору океанического типа); *3–18* — ложе океана: *3* — современные глубокие линейные погружения ложа (прогибы и сбросовые опускания океанических желобов), *4* — краевые валы океанических желобов, *5* — котловины в областях океанических плит с повышенными (*а*) и малыми (*б*) мощностями покрова, с преобладанием глыбового рельефа, *6* — валы и поднятия в окраинной части ложа, лежащие на продолжении зон крупных нарушений океанической коры, *7* — котловины в области кайнозойских и современных геосинклинальных систем, обрамленные подводными хребтами, *8* — мезозойско-кайнозойские горные системы срединно-океанического типа (срединные океанические хребты и валы), *9* — гребневые зоны срединно-океанических хребтов (валов), осложненные проявлениями разрывной тектоники и вулканизма, *10* — гребневые зоны древних (погруженных) срединно-океанических хребтов (валов), *11* — глыбовые и глыбово-вулканические хребты, *12* — мезозойско-кайнозойские глыбово-вулканические хребты в окраинной части ложа, *13* — крупные (трансформные) разломы, *14* — островные вулканические линеаменты, *15* — краевые прогибы, *16* — крупные вулканы и вулканические массивы, *17* — узкие глубокие впадины в зонах трансформных разломов, *18* — районы повышенной концентрации рудных компонентов в донных отложениях

нем 5600 м. Размеры глыб колеблются по высоте от 200 до 500 м. Между ними иногда возвышаются небольшие узкие вулканические конусы. Вулканизм вообще характерен для центральной и особенно южной частей котловины, что было отмечено еще при работах в этих водах на научно-исследовательском судне "Обь" [Живаго, 1961].

Между параллелями 42 и 45° дно котловины слегка приподнято в виде широкого вала. Его поверхность покрыта глыбами, вершины которых поднимаются до глубины 5100 м. Монотонный характер дна на линии данного пересечения нарушают лишь два широких вулканических конуса с вершинами, достигающими отметок 4300 и 4600 м.

Разлом Менарда. Далее к югу размер глыб заметно увеличивается и общая поверхность дна приподнимается до глубин 4500—4700 м. На широте 46°30′ встречен разлом субширотного простирания, не отмеченный на картах Южной котловины. Зона нарушений коры охватывает здесь полосу дна шириной около 120 миль, представляя сложное чередование узких хребтов и впадин с максимальными глубинами до 5600 м. Сопоставление этого разлома с системой поперечных нарушений Восточно-Тихоокеанского поднятия позволяет считать его северо-западным продолжением зоны разлома Менарда, впервые отмеченной на батиметрической карте Института Скриппса издания 1973 г. Таким образом, общая длина этой зоны, протянувшейся от абиссальной равнины Гумбольдта на северо-запад, через Восточо-Тихоокеанское поднятие вплоть до Южной котловины, оказывается равной 1800 милям. Гребневая зона Восточно-Тихоокеанского поднятия смещена по этому разлому к востоку приблизительно на 90 миль.

Структурный облик разлома в пределах Южной котловины позволяет отнести его к первому типу разломов по классификации Менарда, в котором один из блоков, приподнятый взбросом, господствует над вторым, расположенным по другую сторону продольной депрессии. На данном пересечении это превышение невелико и составляет около 800 м, поскольку здесь в отдалении от Восточно-Тихоокеанского поднятия размах нарушений значительно меньше, чем в гребневой полосе. Господствующим является северный блок, выраженный в виде двух узких хребтов, достигающих вершинами отметок 3550 и 3600 м. Склон северного блока, обращенный к центральной депрессии, спускается к глубинам 5520—5660 м под углом около 4°. В нижней части депрессии его осложняет выступ с отметкой вершины 4600 м. Амплитуда глубин океана между вершиной северного блока и дном депрессии составляет 2110 м. Южный блок, также разбитый на два массива, имеет более крутой (4°) северный (в направлении депрессии) склон и более пологий (2°) южный, достигающий глубин 5500 м.

Полоса сильно расчлененного дна, расположенная далее к югу, также входит в зону разлома Менарда. Здесь на протяжении 50 миль дно представляет собой чередование узких небольших хребтов и разделяющих их впадин с крутыми, до 8°, склонами. Острая вершина наиболее южного хребта достигает отметки 4220 м. Общая ширина зоны разлома Менарда на пересечении, сделанном нис "Дмитрий Менделеев", составляет 140 миль. Резкость форм рельефа, отсутствие в понижениях выположенных участков, тонкий, по-видимому, прерывистый покров отложений, позволяют предположить юный возраст разлома, движения в котором продолжаются и в настоящее время.

На крайнем южном участке Южной котловины вплоть до зоны разлома Элтанин снова простирается дно глыбового строения, общий уровень которого плавно повышается в южном направлении, сохраняя амплитуду расчленения, близкую к описанной для центральной части котловины. На параллели 54° ю.ш. отметки вершин глыб приближаются к 3500 м, причем заметно увеличивается расстояние между глыбами, которые к тому же становятся более широкими. Северный край зоны разлома Элтанин, служащий одновременной южной границей Южной котловины, проходит на данном пересечении вблизи 54° ю.ш.

В целом Южная котловина представляется областью неспокойного, по-видимому, весьма молодого рельефа. Его облик отражает непрерывные тектонические движения преимущественно небольшой амплитуды, обусловливающие дробление

на глыбы в основном "второго слоя" коры. Исключение составляют зоны разломов, где в этих движениях, помимо значительных вертикальных смещений, большее значение приобретает горизонтальная составляющая, особенно в восточной части котловины, расположенной ближе к гребню Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Продолжающиеся вулканические процессы в сочетании с тектоникой еще более осложняют морфологическую картину дна, создавая самостоятельные формы как вдоль линий разломов, так и на крупных площадях. Осадочный покров, представленный красными глинами, фораминиферовым и диатомовым илами, имеет сравнительно небольшую мощность и лишь в незначительной степени смягчает контрасты рельефа, созданного тектоникой и вулканизмом. В центре котловины мощность глубоководных красных глин близка к 50 м. Диатомовые осадки на южной окраине, вблизи разлома Элтанин, превосходят эти мощности приблизительно в 2 раза.

Земная кора в пределах Южной котловины может быть отнесена по своему строению к классическому океаническому типу. Мощность ее, по данным Р.М. Деменицкой [1962], достигает 5–6 км. Здесь представлены все три слоя, причем базальтовый несколько утолщен. Как и другие части плиты Пасифик, Южная котловина в сейсмическом отношении довольно спокойна. На всем протяжении разреза не встречено признаков, свидетельствующих о присутствии сейсмических очагов.

Зона разлома Элтанин

Грандиозное нарушение земной коры — трансформный разлом Элтанин — пересекает срединно-океанический хребет приблизительно по 55° ю.ш. Отрезок этого хребта, протягивающийся к юго-западу, носит название Южно-Тихоокеанского поднятия. На северо-восток от разлома простирается Восточно-Тихоокеанское поднятие, которое затем изменяет направление на близкое к меридиональному.

Разлом Элтанин представляет очень широкую, около 250 миль, зону нарушений коры, по существу систему разломов, включающую в качестве главного нарушения разлом Хизена с сопутствующим ему соседним разломом Тарп. Кроме того, к этой же системе относится небольшой безымянный разлом, протягивающийся в 130 милях к северу от разлома Хизена. Все разломы строго параллельны друг другу и образуют полосу, вытянутую с северо-запада на юго-восток на длину около 3000 миль. Начинаясь в районе Новозеландского плато, зона нарушений протягивается до котловины Беллинсгаузена, где продолжением главного разлома Хизена служат вытянутые в линию подводные горы. Поскольку длина разломов неодинакова (разлом Хизена, например, в 2 раза больше других) и вдоль каждого из них проявляется правостороннее смещение блоков коры, создается впечатление эшелонной структуры зоны в целом, что особенно ясно видно между меридианами 115 и 145° з.д.

Разрез нис "Дмитрий Менделеев" на подходах к зоне разлома Элтанин проходил от ст. 985 по азимуту 140°. Здесь же на станции в координатах 52°15′ ю.ш., 130°06′ з.д. был пересечен безымянный разлом наиболее северный из входящих в эту зону. На батиметрической карте Скриппсовского института он обозначен узкими выступами изоб 2100 и 2200 фатомов (3843 и 4026 м соответственно), окаймляющих сопутствующие этому разлому хребты. Промеры с судна "Дмитрий Менделеев" не выявили заметного усиления контраста глубин в месте разлома. Впадина с разбитым на глыбы дном, зарегистрированная непосредственно перед станцией, опущена до глубины 4480 м, а возвышающийся к югу от станции трехвершинный широкий выступ дна имеет минимальную глубину 3780 м. Амплитуда 700 м лишь немного превышает размах рельефа, наблюдавшийся севернее, за пределами зоны разлома. Вместе с тем вступление в зону разлома Элтанин знаменуется заметным изменением характера расчленения.

Сразу же за безымянным разломом усиливается частота чередования узких гребней и впадин, которые настолько тесно прижаты друг к другу, что в профиле напоминают пилу с мелкими зубьями. Уменьшается и амплитуда рельефа, составляя в среднем 250 м. Склоны отдельных гребней и наиболее крупных впадин,

наклоненные под углом 12—15°, как правило, сильно иззубрены, что позволяет выделить подчиненную генерацию расчленения с амплитудой 50—70 м. Создается впечатление очень сложного мелкого дробления дна, вызванного тектоническими напряжениями, специфичными для периферических областей зон разломов. Вероятно, они являются рефлекторными по отношению к главным нарушениям в самих разломах.

С приближением к разлому Хизена поверхность дна начинает постепенно повышаться. Появляются крупные глыбы неправильной треугольной формы с широкими массивными основаниями и вторично расчлененными склонами. В 35 милях от главной тектонической щели над этой расчлененной поверхностью, лежащей в среднем на глубине 3550 м, поднимается высокий хребет или вулканический массив в виде широкого конуса, достигающий своей вершиной отметки 1640 м. Ширина основания этого массива около 20 миль. По его склонам крутизной около 15° на глубинах 1920, 2480 и 3050 м прослеживаются небольшие остроугольные уступы. Сразу за массивом на протяжении 12 миль встречено пространство сильно расчлененного, но в общем горизонтального дна, которым начинается крутой, около 15°, свал в главное ущелье, приводящий в точке 55°11′ ю.ш., 125°47′ з.д. к глубинам 5470—5640 м. Так же крут и противоположный склон ущелья, поднимающийся до глубин 700—710 м, минимальных из зарегистрированных во всей полосе нарушений.

Ширина ущелья между изобатами 5500 м всего 2 мили. Книзу это расстояние уменьшается до нескольких кабельтовых. Отсутствуют какие-либо признаки выравнивания дна скопившимися осадками. На уровне 5470 м на северном склоне отмечена ступень шириной не более 2 миль. Выше ступени раскрытие ущелья совершается постепенно, и между изобатами 4000 м ширина его едва достигает 7,5 мили. Южный склон на протяжении всех 4940 м по вертикали выдержан в однообразном наклоне и абсолютно прямолинеен. Аналогичная по очертаниям "стена" встречена и на втором пересечении разлома, сделанном нис "Дмитрий Менделеев" в 4 милях к юго-востоку от первого. К сожалению, переход на очередной промерный галс пришелся почти на ось ущелья, что нарушает правильное представление о его ширине, которая по всем признакам должна быть аналогична первому пересечению. Здесь, однако, выявлена еще большая глубина ущелья — 5810 м, что на 5080 м превышает отметку хребта, ограничивающего ущелье с юго-западной стороны (730 м), и создает уникальный для всех трансформных разломов Тихого океана перепад глубин на расстоянии всего в 10 миль.

Этот окаймляющий ущелье хребет, по-видимому, строго параллелен оси разлома. Его вершина на всех трех пересечениях, сделанных судном "Дмитрий Менделеев", выглядит на эхограммах как очень узкий гребень, отстоящий от поверхности океана на 700—730 м, со склонами, падающими под углом от 6 до 8°. Более полог склон, обращенный к юго-западу, т.е. в сторону от ущелья, где к тому же отмечается несколько уступов.

Дно ущелья вдоль оси нарушения имеет разную глубину. На карте Института Скриппса в координатах 55°15′ ю.ш., 125°45′ з.д. указана глубина 2868 фатомов (5248 м) — максимальная для всей системы нарушений Элтанин. Встреченная нис "Дмитрий Менделеев" в точке 55°12′ ю.ш., 125°37′5 з.д. глубина 5810 м превосходит глубину, отмеченную на карте Института Скриппса на 562 м. Эта точка находится в 5,5 милях к юго-западу от указанной отметки, и вся область глубин более 5000 м, по данным промеров с судна "Дмитрий Менделеев", несколько смещена по сравнению с картой Института Скриппса к северу. К сожалению, 8-балльный шторм воспрепятствовал проведению драгировок в местах наибольших контрастов глубин в пределах разлома. Можно лишь предполагать, что базальты обнажаются здесь как в "стенах" ущелья, так и на его узком дне, будучи лишь в отдельных местах прикрыты осадками. По той же причине промерные работы на полигоне ограничились двумя галсами, что дает возможность лишь приблизительно судить о контурах области максимальных (более 5500 м) глубин в пределах ущелья. Эта область на меридиане 125°48′ з.д. имеет ширину 2 мили, которая, увеличиваясь к юго-востоку, на меридиане 125°38′ з.д. достигает прибли-

зительно 4 миль. Далее к юго-востоку область снова сужается и выклинивается на меридиане 125°30′ з.д. Распространение области максимальных глубин на северо-восток может быть определено лишь приблизительно по продолжению направлений оборванных изобат. Вероятно, область заканчивается на меридиане 126°06′ з.д. и, таким образом, ее общая длина оказывается равной 22 милям.

Следующий к юго-западу разлом Мари Тарп, входящий в систему Элтанин, расположен в 30—35 милях от разлома Хизена. К сожалению, он пересечен промерным галсом не вкрест простирания, а под некоторым углом к направлению оси (причем также в условиях штормовой погоды), что затрудняет морфологический анализ и позволяет расценивать структурные выводы как самые общие. Можно считать, что этот разлом отделен от предыдущего полосой мелкорасчлененного глыбового дна, простирающегося в общем горизонтально, с некоторым подъемом (до отметки 3300 м) вблизи разлома Тарп. На меридиане 123°15′ з.д. эта поверхность резким уступом, крутизной 6°, обрывается к дну ущелья, расположенному на глубине 4880 м. На карте Скриппсовского института здесь показаны глубины 2200—2400 фатомов (4026—4392 м), обозначающие склон невысокого хребта с очень широким основанием. Далее следует несколько широких поднятий с относительными превышениями около 500 м и иззубренными вершинами неправильной формы, по-видимому, изображенные так благодаря косому пересечению впадины. Можно предполагать, что на дне ее протягивается несколько узких гряд, разделенных такими же узкими понижениями. Противоположный склон впадины выявить промером не удалось, однако ясно, что по своей форме эта впадина далека от ущелья разлома Хизена: она значительно шире и осложнена вторичными формами рельефа.

Вторично система разломов Элтанин была исследована на отрезке от южной угловой ст. 986 (60°00′ ю.ш., 116°00′ з.д.) до ст. 987 (56°42′ ю.ш., 103°30′ з.д.). Первым в точке 58°45′ ю.ш., 111°33′ з.д. был пересечен разлом Тарп, который здесь выражен в рельефе в виде крутого (около 15°) уступа, обрамляющего с севера один из "заливов" абиссальной равнины Беллинсгаузена. Он поднимается от почти плоской поверхности, лежащей на глубине 5270 м, до отметки 4420 м, т.е. имеет относительную высоту 850 м. Далее к северо-востоку разрез пересекает узкую ложбину с отметкой дна 5150 м, за которой следует еще несколько небольших хребтов и понижений, гораздо более массивных, с широкими основаниями. Северо-восточную границу разлома выявить не удалось, поскольку изменение рельефа в сторону уменьшения общей расчлененности протекает весьма постепенно. Возможно, что только первые два остроугольных хребта с заключенным между ними ущельем отмечают собой линию разлома.

Еще более неопределенно выглядит на данном разрезе разлом Хизена. Его положение приблизительно намечается в координатах 57°53′ ю.ш., 108°04′ з.д., где обнаружены два небольших хребта с относительной высотой около 500 м и заключенная между ними долина, дно которой расположено на глубине 4750 м. На общем фоне мелкорасчлененного дна даже такие небольшие амплитуды, как 500 м, создают впечатление значительных нарушений.

Судя по карте Скриппсовского института, расчлененность в зонах обоих разломов заметно усиливается к юго-востоку, где эти зоны включают впадины глубиной свыше 5500 м и боковые хребты относительной высотой до 1000 м. Так или иначе, размеры тектонических деформаций на данном юго-восточном крыле системы Элтанин значительно уступают наблюдавшимся западнее и возникает сомнение в возможности протягивания всей системы вплоть до восточной окраины котловины Беллинсгаузена, как это делается в ряде работ [Herron, 1971; Stover, 1973]. Разрез, проведенный на судне "Дмитрий Менделеев" через район с центром 58°00′ ю.ш., 109°00′ з.д., где на карте Скриппсовского института обозначены амплитуды рельефа до 1100 м (разлом Хизена), обнаружил здесь расчленение, не превышающее по вертикали 550 м, и слабую выраженность форм, позволяющих лишь условно отнести данный участок дна к структуре разлома.

Полоса дна шириной 180 миль, отделяющая разлом Тарп от разлома Удинцева, изучена лишь частично, поскольку промерные галсы не поднимались выше

60° ю.ш. Южная угловая станция расположена в 90 милях к северу от этого разлома и, кроме того, на данном меридиане (116° з.д.) разлом, судя по карте Скриппсовского института, теряет свою выраженность.

Пространство дна между обоими разломами в структурном отношении не одинаково. Здесь намечаются два уровня, граница между которыми проходит приблизительно по меридиану 116° з.д. Более высокий уровень, проходящий в среднем на глубине 4500 м южнее разлома Тарп, характеризуется очень резким расчленением, выражающимся в частом чередовании узких хребтов с вершинами, достигающими отметок 3980 м, и щелевидных впадин с дном, опущенным до 5150 м. Этот гористый рельеф сменяется на меридиане 58°30′ з.д. рельефом глыб с относительной высотой до 300 м, который по мере приближения к равнине Беллинсгаузена постепенно переходит на более низкие уровни.

К востоку от меридиана 116° з.д. характер рельефа существенно иной и общая поверхность дна лежит на более низком уровне (в среднем 5100 м). Здесь уже начинает сказываться переход к абиссальной равнине Беллинсгаузена, "заливы" которой как бы внедряются в понижения между крупными глыбами. Поэтому в профиле дна прослеживается чередование почти плоских участков шириной в несколько десятков миль, лежащих на глубинах 5230—5270 м, и разделяющих их возвышенностей стабильной высоты — до 500 м, обычно с острыми, иногда вторично расчлененными вершинами. Возможно, что часть этих поднятий представляет собой вулканы.

В 1974 г., южнее разреза, проведенного на судне "Дмитрий Менделеев", с судна "Гломар Челленджер" выполнили бурение дна, позволившее составить первое представление о строении дна северной окраины равнины Беллинсгаузена (плита Антарктик) ["Glomar Challenger"..., 1976]. Осадочная толща мощностью 701 м, слагающая дно равнины, состоит в основном из коричневых глин, отложившихся в интервале времени от маастрихта до плиоцена. Верхние 240 м представлены серым диатомовым илом. Меловые и третичные толщи уплотнены до аргиллита, т.е. глубоко консолидированы. Кроме того, начиная с позднего миоцена здесь имел место значительный привнос материала суспензионных потоков — турбидитов, связанный, по-видимому, с мощным циркумполярным течением южных широт. В низах кернов оказались базальты, пройденные на глубину около 30 м. Возможно, однако, что здесь буровая скважина вошла в силлы, а не в основной слой коры.

Анализ топографических материалов и распределение линейных аномалий на юге Тихого океана показывают, что движения по трансформным разломам выражаются здесь в последовательном правостороннем смещении каждого из блоков коры, заключенных между соседними нарушениями. Размеры горизонтальных смещений удается определить путем сопоставления положений гребневых зон смежных блоков. Расположение разрезов, проведенных судном нис "Дмитрий Менделеев" на юге Тихого океана, было таким, что эти зоны не оказались пересеченными. Положение их удается установить лишь по батиметрическим картам и материалам эхолотной съемки 3-го антарктического рейса дизельэлектрохода "Обь" 1958 г. [Живаго, 1961]. Направление всех разломов почти одинаковое: с северо-запада на юго-восток, под уголом 110—120° к меридиану.

Северо-восточное окончание Южно-Тихоокеанского поднятия к югу от разлома Удинцева испытывает трехкратный последовательный сдвиг по четырем безымянным разломам, причем в трех случаях смещение осевого блока происходит на длину 40—60 миль и лишь вдоль одного разлома (на 61°30′ ю.ш.) гребневая полоса между меридианами 155 и 160° з.д. сдвинута на 180 миль. На такое же расстояние смещен вправо блок коры между разломами Удинцева и Тарп, причем в разломе Удинцева, в противоположность другим разломам, отмечается большой размах вертикальных движений, обусловивших, например, на меридиане 144° з.д., контрасты рельефа до 2250 м.

Разлом Тарп, как отмечалось выше, не обладает четкими чертами самостоятельного трансформного нарушения. Расположенный в непосредственной близости от разлома Хизена, он может рассматриваться в качестве сателлитной структуры

последнего, тем более что в разделяющем оба разлома узком пространстве коры не удается проследить направление смещенного гребня Южно-Тихоокеанского поднятия. Выраженность разлома в рельефе дна, возможно, увеличивается на западном фланге поднятия, где он несколько отходит от разлома Хизена.

Главный правосторонний сдвиг участка океанической коры произошел вдоль разлома Хизена — основной линии нарушений системы Элтанин. Гребень Восточно-Тихоокеанского поднятия смещен здесь относительно гребня Южно-Тихоокеанского поднятия на 500 миль. Нарушения произошли не только в пределах осевого блока, но захватили также и фланги поднятия. Вдоль разлома наблюдаются большие амплитуды рельефа, сложное чередование узких впадин и хребтов, возникших в результате дифференциальных движений, различного характера деформаций на участках сжатия и расширения коры в полосе контакта движущихся блоков. Характер морфологии наиболее северного безымянного разлома, входящего в систему Элтанин, указывает на слабый темп вертикальных движений и сдвиговых перемещений коры. "Отскок" гребневой зоны вдоль линии этого разлома составляет около 55 миль. Максимальная амплитуда глубин для всего разлома не превышает 500 м.

В целом полоса нарушений земной коры в системе разломов Элтанин достигает в длину 3500 миль при ширине в среднем 250 миль. Естественно, что размеры дислокаций не всюду одинаковы. В центральной части, в месте пересечения гребневой зоны срединного хребта (где разлом отделяет Южно-Тихоокеанское поднятие от Восточно-Тихоокеанского), они, по-видимому, максимальные, причем здесь главное значение приобретает вертикальная составляющая движений. Пространство дна океана, подвергшееся нарушениям в пределах системы Элтанин, четко оконтуривается по структурным признакам, выраженным в батиметрии, и по площади приближается к 875 тыс. кв. миль (около 3 млн. км^2). Несомненно, это одно из крупнейших нарушений земной коры под Мировым океаном.

Для системы разломов Элтанин характерна еще одна черта, отличающая ее от разломов с менее значительным горизонтальным смещением блоков коры: линии контактов смежных блоков здесь не прямолинейны, а выражены в виде пологих дуг, искривленных по-разному на отдельных участках. Так, западнее 115° з.д. эти дуги обращены выпуклостями на юго-запад, тогда как к востоку от этого меридиана они прямолинейны и даже слегка выгнуты к северо-востоку. Соответственно по-разному ориентированы и гребневые зоны смежных участков обоих поднятий, разделяемых линейными нарушениями Элтанин. Северо-восточное окончание Южно-Тихоокеанского поднятия вблизи разлома Тарп направлено под углом 50° к меридиану, тогда как наиболее южный сегмент Восточно-Тихоокеанского поднятия ориентирован относительно меридиана под углом всего 20°, причем еще далее к северо-востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия еще более приближается к меридиану, составляя с ним угол всего в 10—12°.

Указанные особенности служат, вероятно, отражением ротационных движений крупных блоков коры в пределах северной окраины плиты Антарктик. Возможно, они свидетельствуют и об изменении полюса вращения плит Антарктик и Пасифик в Северном Ледовитом океане, когда на месте современной Чилийской котловины еще располагалась древняя Фаралонская плита. Тогда, 35 млн. лет тому назад, этот полюс находился в точке с координатами 79° с.ш., 111° в.д. В настоящее время, как считает К.Ле Пишон [Le Pichon, 1968], он переместился в южное полушарие и находится в точке с координатами 70° ю.ш., 118° в.д., что представляется маловероятным, если учесть очертания в плане и общую ориентацию разломов, рассекающих в Тихом океане срединные поднятия. Так или иначе, весь северный выступ плиты Артарктик смещен вдоль системы разломов Элтанин на восток приблизительно на 500 миль, а все более северные разломы с меньшей амплитудой сдвига, рассекающие Восточно-Тихоокеанское поднятие между 40 и 54° ю.ш., образуют, по-видимому, вторичную генерацию нарушений, связанных с этим основным сдвигом.

Северо-восточный отрезок Южно-Тихоокеанского поднятия. Южно-Тихоокеанское поднятие в том месте, где оно обрезается системой разломов Элтанин, иссле-

довалось в 1958 г. во время 3-го рейса дизельэлектрохода "Обь" в Антарктику [Живаго, 1961]. Ширина гребневой зоны этого валообразного поднятия имеет здесь около 200 миль, а структуры в целом, от северо-западного фланга до юго-восточного, — 1100 миль. Контуры обоих флангов выявляются по заметным переходам от слегка волнистой или мелкоглыбовой поверхности смежных котловин, простирающейся на глубине свыше 4000 м, к дну, расчлененному на более крупные глыбы, размером от 200 до 500 м. Одновременно начинается слабый подъем поверхности дна в сторону гребня. Высшая точка поднятия на данном пересечении находится в широте 56°20′ ю. и долготе 139°53′ з. Морфологически эта группа глыб неправильной формы, достигающих своими вершинами отметок глубин океана 2600—2650 м. По характеру расчленения полоса гребня отличается от флангов лишь несколько бо́льшими размерами глыб. Никаких признаков срединной рифтовой долины не обнаружено. По данным экспедиции на судне "Элтанин", на западном фланге в широте 54° ю. и долготе 140° з. находится крупная гора правильной конической формы с острой вершиной, расположенной на глубине всего 300 м. На картах магнитных аномалий в этом месте обозначен короткий разлом, расположенный кулисно относительно системы нарушений Элтанин (Herron, 1971]. "Обь" прошла в 58 милях к западу от этой горы, зафиксировав глубины около 3100 м. Экспедиция на судне "Элтанин" также отметила разлом, рассекающий Южно-Тихоокеанское поднятие в 250 милях к юго-западу от системы разломов Элтанин, не обусловивший, однако, латерального смещения гребневой полосы. Дизельэлектроход "Обь" пересек линию этого разло́ма в широте 56°30′ ю. и долготе 139°30′ з., но не обнаружил здесь каких-либо признаков, свидетельствующих о нарушениях этого типа. Разлом же Удинцева, который протягивается в 60 милях южнее, четко выявляется по расположению очагов землетрясений [Stover, 1973]. Мощность осадочного покрова в полосе гребня Южно-Тихоокеанского поднятия колеблется от нескольких метров до 100 м. Она несколько увеличивается на флангах, не превышая все же 150 м.

2984

Юго-западный участок Восточно-Тихоокеанского поднятия. Участок Восточно-Тихоокеанского поднятия, примыкающий к системе разломов Элтанин, исследован на судне "Дмитрий Менделеев" только вблизи самой полосы нарушений, где был сделан эхолотный полигон. В 1958 г. "Обь" прошла меридиональным разрезом по 109° з.д., т.е. приблизительно вдоль восточного подножия Восточно-Тихоокеанского поднятия, граница которого выявляется по четкому переходу от совершенно ровного глубоководного дна котловины Беллинсгаузена к расчлененному, разбитому на мелкие глыбы флангу поднятия.

Значительно больший материал был получен при пересечении, сделанном на судне "Элтанин" в 40 милях к северо-востоку от Безымянного разлома — наиболее северного из нарушений системы Элтанин. По этим данным ширина всего поднятия приближается к 1000 миль; ширина только гребневой зоны — около 180 миль. На западном фланге граница поднятия выявляется с трудом, исключительно по началу постепенного уменьшения глубины океана от 4500 м, т.е. от дна Южной котловины, на восток, по направлению к гребню. Дно этой котловины, расчлененное на крупные глыбы (до 500 м), переходит в слабо наклоненную, также расчлененную поверхность фланга, и такой характер рельефа сохраняется на протяжении около 300 миль. Общий наклон западного фланга не превышает 0,2°.

С переходом в гребневую зону на глубинах около 3000 м наклон возрастает до 1° и глубина океана на протяжении около 100 миль уменьшается до 2500 м. Несколько изменяется характер расчленения склона: глыбы более остроугольны и в общем несколько меньшего размера (в среднем около 300 м). Основное, что отличает гребневую зону от флангов, — это наличие вулканических конусов с острыми вершинами, господствующими над общей поверхностью дна. На западном фланге, в месте перехода в более крутой склон, высится крупный вулканический массив с шириной основания около 30 миль и двумя вершинами, отстоящими от поверхности океана на 2100 м. Симметрично по отношению к этому массиву на восточном фланге возвышается узкий вулканический конус с отметкой вершины 2000 м. Его относительная высота около 1000 м. Пространст-

во гребня между этими двумя возвышенностями напоминает в профиле тупоугольный треугольник с вершиной, соответствующей оси Восточно-Тихоокеанского поднятия. Эта вершина в противоположность обычным глыбам на флангах представляет собой монолитный массив со слабо расчлененными склонами. Вершина его располагается на глубине 2200 м.

Анализ линейных магнитных аномалий и движения плит к северу и югу от зоны разломов Элтанин. В конце 60-х годов исследовательское судно "Элтанин" выполнило 18 рейсов в южной части Тихого океана, во время которых проводилось эхолотирование, геологические работы и изучение аномального магнитного поля. Магнитные материалы, обработанные В. Питманом и Е. Херрон, позволили выявить ряды линейных магнитных аномалий и таким образом подойти к определению возраста отдельных участков океанической коры по обе стороны от оси срединного поднятия [Pitman e.a., 1968; Herron, 1971]. Позднее эта работа была продолжена П. Мольнаром с сотрудниками и В. Тучоком [Molnar e.a., 1975; Tucholke, 1977]. Следует отметить, что еще ранее по топографическим признакам установлено ступенчатое смещение в стороны гребней Восточно-Тихоокеанского и Южно-Тихоокеанского поднятий (Менард, 1966; Deep-Freeze..., 1965, 1966), что нашло отражение на картах конца 60-х годов. Однако линейные магнитные аномалии, изображенные на схемах Питмана и Херрон, показывают во многих случаях ошибочность прежнего толкования направлений разломов, в частности главного нарушения системы Элтанин, получившего позже название разломов Хизена. Современное простирание всей системы разломов Элтанин отличается от того, которое имело место 20—10 млн. лет тому назад, хотя признаки этого простирания еще выявляются по косвенным данным. Причиной является, вероятно, изменение положения полюса вращения плиты Пасифик. Материалы, полученные при плавании на судах "Обь" и "Дмитрий Менделеев", позволяют уточнить контуры топографических элементов в полосе нарушений и создают возможность более подробной структурной интерпретации района в целом (рис. 2, вкл.).

Как Южно-Тихоокеанское, так и Восточно-Тихоокеанское поднятия расположены на границе двух крупнейших литосферных плит Пасифик и Антарктик. Система разломов Элтанин, по которой северное поднятие сдвинуто вправо, проявляется, как уже отмечалось, не только в пределах самих поднятий, но и прослеживается на большие расстояния на пространстве обеих плит. Отодвигание коры в стороны от осей поднятий началось, по-видимому, в меловое время (аномалия 32), однако в дальнейшем процесс спрединга развивался в сочетании с начавшимся смещением к востоку всего огромного блока литосферы севернее зоны разлома Элтанин. Следует отметить, что несколько необычное сближение линейных магнитных аномалий послужило причиной разногласий в определении возраста наиболее отдаленных от срединных поднятий участков коры. Так, Д. Хейртцлер с соавторами определяют возраст аномалии 32 в 47 млн. лет, что делает эту аномалию почти в 2 раза более молодой по сравнению с общепринятой датировкой [Heirtzler e.a., 1968]. В более поздних публикациях мы, однако, не находим подтверждений этому взгляду. Возможно, что на первых этапах образования нарушений сдвиговые явления происходили за счет появления новых более коротких разломов (Мари Тарп и Безымянный), заложившихся кулисообразно благодаря ротационному характеру движений северного блока.

Важно отметить также, что с переходом через зону нарушений от Южно-Тихоокеанского поднятия к Восточно-Тихоокеанскому линейные магнитные аномалии меняют свое направление от северо-восточного (45°) на северо-северо-восточное (в среднем 20°), что также свидетельствует в пользу ротационного характера движений южной окраины плиты Пасифик. Кроме того, к северу от разлома, в котловине Беллинсгаузена, начиная от аномалий 13 и 12 (38 и 35 млн. лет, олигоцен) замечается постепенное приближение более молодых аномалий к меридиональному простиранию. Так, например, аномалии 3 и 2 вблизи гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия ориентированы уже под углом всего 10° к меридиану.

Аномалия 32, наиболее древняя из известных магнитных аномалий на юго-востоке Тихого океана (78 млн. лет, верхний мел), протягивается параллельно греб-

ню Южно-Тихоокеанского поднятия на расстоянии 1040 миль. Вычисленная по этим данным средняя годовая скорость перемещения к востоку вещества коры в процессе спрединга морского дна равна приблизительно 2,4 см. Аналогичные расчеты, сделанные нами для других, более молодых аномалий, показывают постепенное увеличение средних скоростей для соответствующих более коротких и близких к современности периодов. Так, пользуясь датировкой аномалии 12 (35 млн. лет, первая половина олигоцена), протягивающейся от гребня Южно-Тихоокеанского поднятия на расстояние 540 миль, получаем среднюю скорость смещения коры уже 2,9 см/год. На всем этом пространстве дно разбито на глыбы разных размеров, среди которых высятся узкие конусы вулканов. Подножие Восточно-Тихоокеанского поднятия прослеживается приблизительно на половине этого расстояния, там, где полого спускающийся склон переходит в горизонтальное дно, сохраняющее, однако, прежний характер расчленения. Если принять, что и на противоположном фланге поднятия перемещение масс совершалось в том же темпе (магнитные данные по этому флангу отсутствуют), то раскрытие рифта на оси срединного поднятия в течение этого периода совершалось со средней скоростью 5,8 см/год.

Наконец, расположение магнитной аномалии 4 (7 млн. лет, граница миоцена и плиоцена) относительно оси Южно-Тихоокеанского поднятия позволяет установить полутемп спрединга в период неотектонического этапа развития Земли. На правом фланге, южнее разлома Удинцова, эта линейная аномалия протягивается на расстоянии 140 миль от оси поднятия. Скорость перемещения вещества коры получается равной 3,7 см/год, что на 0,8 см превышает среднюю скорость, приведенную в предыдущем расчете для аномалии 12. Таким образом, в процессе формирования океанической земной коры на юго-востоке Тихого океана скорость "раскрытия" коры вдоль оси поднятия и соответственно полутемп спрединга непрерывно изменялись, в общем постепенно нарастая, что неизбежно должно было вызывать явления растяжения и сжатия ранее образованных участков коры по сторонам поднятия. Этим в основном объясняется сложный глыбовый характер дна на флангах поднятия и в смежных котловинах с различными формами дробления пород и последующими преобразованиями, связанными с проявлениями вулканизма.

К северу от системы разломов Элтанин срединно-океаническое поднятие (южный отрезок Восточно-Тихоокеанского поднятия), сохраняя в общем тот же морфологический облик, что и Южно-Тихоокеанское, приобретает, однако, большую выраженность гребневой зоны, которая на профилях выглядит в виде тупоугольного треугольника. Глубины океана на оси поднятия близко подступают к поверхности океана, особенно к северу от безымянного разлома, где отметки глубин приближаются к 2 км. Соответственно несколько увеличивается наклон флангов, хотя общая ширина поднятия по-прежнему остается близкой к 600 милям.

Линейные магнитные аномалии в противоположность Южно-Тихоокеанскому поднятию образуют более последовательный ряд на западном фланге Восточно-Тихоокеанского поднятия, где на расстоянии 780 миль от гребня прослеживается аномалия 25 (63 млн. лет, первая половина палеоцена). Полутемп спрединга за этот период составляет в среднем соответственно 2,3 см/год. На восточном фланге эта аномалия отсутствует и самой древней аномалией оказывается аномалия 13 (38 млн. лет, граница эоцена и олигоцена).

В расположении всех аномалий относительно гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия на этом самом южном его отрезке, т.е. непосредственно к северу от Безымянного разлома, наблюдается известная закономерность: на восточном фланге они более приближены к оси поднятия, что свидетельствует о меньшем темпе отодвигания коры в стороны от срединного поднятия. Аномалия 5, например (9 млн. лет, начало плиоцена), протягивается вдоль западного фланга на расстоянии 280 миль. Отодвигание коры за прошедший период времени здесь происходило со скоростью 5,1 см/год. Та же по возрасту аномалия на восточном фланге отстоит от гребня на расстояние 216 миль; соответственно и скорость смещения здесь составляет всего 4,4 см/год. В рельефе дна это проявляется в образовании

более мелких и сложных форм дробления коры, возникновении большого числа острых вулканических конусов, в сложном нагромождении глыб, образующих лишь иногда гряды, параллельные гребню поднятия, наконец — в сравнительно меньшем количестве узких щелевидных депрессий, вообще характерных для обоих флангов Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Отмеченная асимметрия (как магнитная, так и морфологическая) флангов самого южного отрезка Восточно-Тихоокеанского поднятия объясняется, возможно, влиянием другого, аналогичного в структурном отношении, поднятия — Западно-Чилийского, расположенного к востоку Восточно-Тихоокеанского, у берегов Южной Америки, вероятно, более древнего и также испытавшего огромные структурные преобразования в процессе спрединга морского дна. Встречей движущихся друг к другу флангов обоих поднятий наверное можно объяснить как сближенность линейных магнитных аномалий (моложе эоцена) к востоку от гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия, так и полное отсутствие более древних аномалий (старше аномалии 13) на всей полосе дна между поднятиями. Образование глыбового рельефа связывается, таким образом, с явлениями интенсивного сжатия и дробления вещества коры, активизирующими, в свою очередь, излияния вулканических масс.

Гигантский правосторонний сдвиг северного блока коры по разлому Элтанин, начавшийся, по-видимому, еще в мелу (аномалия 32), существенно нарушил плавное развитие спрединга, разобщив единое в прошлом срединное поднятие и вызвав новые тектонические деформации в широкой полосе дна. В дальнейшем развитие спрединга шло по обычному для трансформных разломов пути, проявляясь по-разному на отдельных отрезках полосы нарушений Элтанин. На центральном отрезке, ограниченном разошедшимися гребнями Южно- и Восточно-Тихоокеанского поднятий, движения в процессе продолжающегося раскрытия оказались встречными, т.е. восточный фланг Южно-Тихоокеанского поднятия двигался к востоку, а западный фланг Восточно-Тихоокеанского поднятия — к западу. На контакте структур вследствие этого возникли новые напряжения и в настоящее время именно на этом центральном отрезке наблюдается наиболее сильное расчленение дна с созданием исключительно контрастного рельефа хребтов и узких впадин с отвесными стенами, зарегистрированных на эхограммах судна "Дмитрий Менделеев" (рис. 3). На дальних же флангах обоих поднятий (к западу от гребня Южно-Тихоокеанского поднятия и к востоку от гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия) направления движения коровых плит в общем совпадают, хотя и совершаются с неодинаковой скоростью, поскольку здесь контактируют разные по возрасту участки коры, и кроме того, более древние участки, как было показано выше, в большей мере испытывают явления сжатия. Рельеф полосы нарушений на этих окраинных участках более сглажен и общая выраженность разломов на дне по мере удаления от полосы гребней поднятий постепенно становится менее четкой. Выше уже было отмечено, что, начинаясь к юго-востоку от Новой Зеландии, зона разломов Элтанин достигает максимального развития между 120 и 140° з.д. (где и сейчас тектоническая активность очень велика), а затем практически теряется в котловине Беллинсгаузена к востоку от 100° з.д. Можно предполагать, что общий правосторонний сдвиг по трансформному разлому в настоящее время прекратился или выражен в слабой форме. Юный же облик центрального участка поддерживается продолжающимся спредингом обоих поднятий, который, если судить по расположению аномалии 2 (1,9 млн.лет, плейстоцен), совершается в полутемпе раздвижения — до 6,5 см/год.

Современная тектоническая активность центрального отрезка полосы нарушений Элтанин подтверждается расположением эпицентров землетрясений на юге Тихого океана. На карте М. Баразанги и Д. Дормана все эпицентры показаны приуроченными к основным зонам разломов [Barazangi, Dorman, 1969]. В частности, в системе Элтанин они сосредоточены исключительно в пределах отрезка, ограниченного разошедшимися гребнями Южно-и Восточно-Тихоокеанского поднятий. По данным К. Стовера, рассмотревшего сейсмические проявления на юго-западе Тихого океана за период с 1961 по 1972 г., все три кулисно расположенных разлома, входящих в

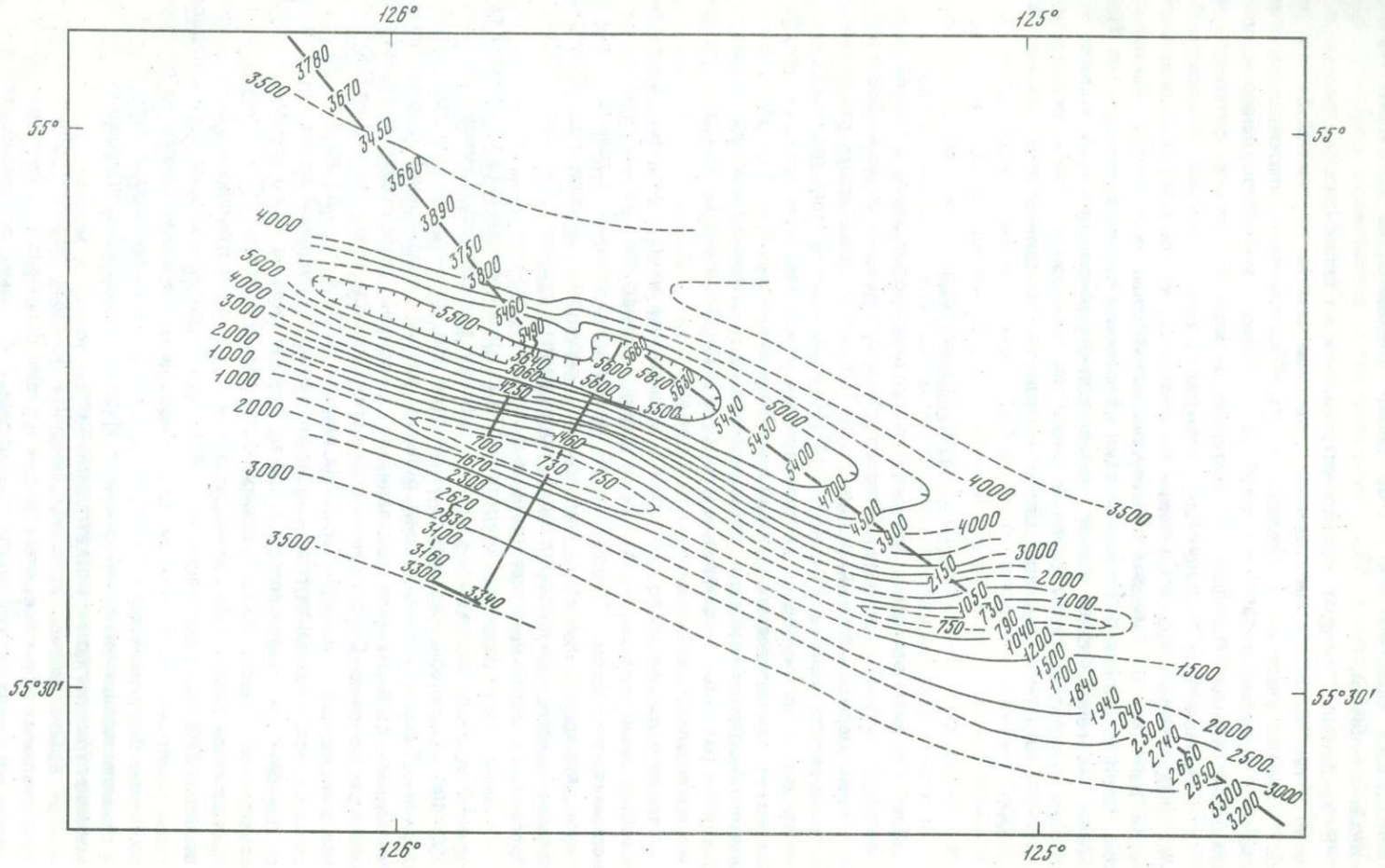


Рис. 3. Батиметрическая схема разлома Хизена, входящего в систему нарушений Элтанин

систему Элтанин, четко выявляются по расположению эпицентров [Stover, 1973]. Лишь несколько точек падает на гребни поднятий. На карте Стовера максимальная концентрация сейсмических очагов также приходится на центральный участок полосы нарушений.

В заключение следует кратко остановиться на связи системы разломов Элтанин с так называемыми горячими участками мантии под корой Тихого океана. "Горячие участки" в пределах плиты Пасифик проявляются вдоль окружностей с полюсом у 67° ю.ш. и 107° в.д., близким по расположению к полюсу вращения плиты Пасифик относительно плиты Антарктик, установленному К.Ле Пишоном [Le Pichon, 1968]. Нетрудно видеть, что зона разломов Элтанин следует вдоль одной из таких окружностей, что подтверждается и магнитными данными В. Питмана с сотрудниками [Pitman e. a., 1968]. Таким образом, система разломов Элтанин — один из наиболее крупных линеаментов Тихого океана — с генетической точки зрения должна рассматриваться в связи с нагретыми участками, хотя развитие этого линеамента как типичного грандиозного по масштабу трансформного нарушения продолжается в течение более 70 млн. лет.

Котловина Беллинсгаузена

Севернее зоны разломов Элтанин путь судна проходил вдоль западной окраины северного "залива" котловины Беллинсгаузена, где между станциями 988 и 997 был выполнен меридиональный разрез по 99°20′ з.д. с некоторым отклонением к востоку между параллелями 49° и 44° 15′ ю.ш. Задачей этого разреза было проследить характер изменения состава донных отложений в зависимости от общего изменения климатических условий при уменьшении широты. В структурном отношении предстояло выяснить, продолжаются ли в котловине Беллинсгаузена трансформные разломы, рассекающие южный отрезок Восточно-Тихоокеанского поднятия, и насколько они выражены в рельефе дна.

Строение данной части котловины, называемой иногда равниной Гумбольдта, известно лишь в общих чертах. Здесь развита нормальная океаническая кора мощностью около 6 км. "Второй" слой представлен преимущественно вулканическими породами, которые подверглись сложному дроблению, особенно в западной части, где прошел разрез, проведенный судном "Дмитрий Менделеев". Здесь же находятся наиболее крупные вулканические горы.

В южной части разреза на широте 55°30′ ю. дно простирается в среднем на глубине 4500 м, представляя собой крупноглыбовую поверхность с амплитудой рельефа 200—400 м. Это так называемое холмистое дно, характерное для всей восточной окраины Тихого океана. Холмы большей частью неправильной формы, иногда с широкими, до 8—10 миль, основаниями и склонами, слабо подверженными вторичному расчленению. Отдельные вулканические конусы возвышаются на 800—1000 м над этой неровной поверхностью. На широте 55°31,4′ ю. и долготе 99°14,7′ з. над дном высится подводная гора — симаунт с острой двуглавой вершиной, отстоящей от поверхности океана всего на 700 м. Ровные склоны этого огромного вулкана спускаются к окружающей поверхности дна под углом 10°. Симаунт окружен просадочным рвом глубиной около 350 м. С западной стороны дно рва опущено до отметки 4700 м, с восточной — до 4380 м. Относительная высота этой подводной горы приближается к 4000 м. Она расположена на линии одного из поперечных разломов Восточно-Тихоокеанского поднятия, протягивающихся далеко на восток в пределы котловины Беллинсгаузена. Изобаты на карте Скриппсовского института хорошо отражают положение этого разлома.

При драгировках с вершины симаунта (ст. 988) подняты обломки мертвых колониальных кораллов, что говорит о резко отличных от современных климатических условиях первой половины неогена, к которым, по предварительным определениям, относятся поднятые кораллы.

К северу от симаунта на дне котловины Беллинсгаузена сохраняется крупноглыбовый характер расчленения на протяжении около 500 миль, приблизительно до

широты 45°. Сглаженность форм объясняется значительными мощностями и большой скоростью накопления (3,5 мм в тысячу лет) развитых здесь диатомовых и кокколитовых осадков. Карбонатные отложения прослеживаются вдоль всего разреза, становясь существенно металлоносными (5,8% железа; 7,6% марганца) начиная со ст. 993 (48°34,7′ ю.ш.). На данном отрезке выявляются два нарушения, совпадающие по простиранию с разломами, пересекающими Восточно-Тихоокеанское поднятие. Одно из них (на 52° ю.ш.) — с узким дном, опущенным до глубины океана 5150 м, — находится на продолжении разлома Менарда. Относительная глубина вреза ущелья около 900 м. Его склоны, не осложненные вторичными формами, имеют крутизну 2°. Второе нарушение — в районе ст. 993 (широта 48°34,7′ ю) — по своей структуре еще более напоминает типичные разломы океанического дна. Здесь расположен высокий (относительное превышение около 1 км) хребет с острой вершиной, по сторонам которого дно опущено до 4510 м, что на 300 м больше общего уровня дна в данном районе. Непосредственно к северу высится узкий вулкан относительной высотой около 1000 м с крутыми (до 8°) склонами, за которым на протяжении 20 миль протягивается горизонтальная поверхность из мелких (менее 100 м) глыб, лежащая на глубине 4500 м. Это нарушение сопоставляется со следующим к северу после разлома Менарда трансформным разломом Восточно-Тихоокеанского поднятия. Оно маркирует также хорошо видимый на эхограммах переход от крупноглыбового дна к мелкоглыбовому, простирающемуся далее на север вдоль западного края котловины Беллинсгаузена приблизительно до 44°30′ ю.ш. Одновременно на профиле начинает вырисовываться пологий подъем общей поверхности дна, что объясняется приближением разреза к восточному склону Восточно-Тихоокеанского поднятия. Возможно, что на широте 44°11′ ю. разрез пересек еще один разлом, продолжающийся от восточного фланга Восточно-Тихоокеанского поднятия на восток. В рельефе он выразился в виде поднятия с вершиной, лежащей на глубине океана 3510 м, и окаймляющего его понижения дна с отметкой 4800 м.

На продолжении разлома далее к востоку, в 70 милях от линии разреза, располагается высочайший вулкан всей северной части котловины Беллинсгаузена — симаунт с вершиной, расположенной всего в 578 м от поверхности океана. Относительная высота этой горы 3450 м. По-видимому, данный разлом протягивается и далее к востоку на многие сотни миль, о чем говорят аналогично ориентированные узкие и длинные ложбины, глубиной свыше 4500 м, прослеживаемые на батиметрических картах. Возможно, что это нарушение переходит на восток в крупный разлом Фернандес, рассекающий Чилийское поднятие.

На последнем, наиболее северном, отрезке меридионального разреза рельеф дна становится еще более сложным. Появляются массивные возвышения относительной высоты около 500 м с широкими основаниями и пологими склонами, часто осложненными ступенями и острыми выступами. Разрез здесь по существу уже выходит за пределы котловины Беллинсгаузена и характеризует район, где сходятся фланги двух поднятий срединного типа: Восточно-Тихоокеанского и Западно-Чилийского. Севернее ст. 996 на широте 41°05′ ю. встречен высокий вулкан с крутыми, около 15°, склонами относительной высотой 2250 м. На южном склоне вулкана на глубине 3440 м прослеживается ступень, выше которой склон становится более пологим, заканчиваясь на глубине 2550 м острой вершиной. С юга к этому вулкану примыкает еще один вулканический массив конической формы с отметкой вершины 3800 м.

В осадочном покрове северной окраины котловины Беллинсгаузена заметно преобладают глинистые карбонатные илы, преимущественно кокколитовые, с постепенно возрастающим к северу содержанием железа и марганца. Максимальных значений в осадке эти элементы, по данным А.А. Мигдисова и Ю.П. Гирина [см. статью А.А. Мигдисова и др. в наст. сб.], достигают на крайнем севере разреза, где на ст. 997 содержание железа равно 17%, а марганца — 5% в пересчете на абиогенный остаток.

Сопоставляя содержание металлических компонентов с районами тектонических нарушений, выявленных на разрезе, следует отметить, что такая связь может

быть установлена лишь в общих чертах, поскольку ни одна из станций меридионального разреза, где брались колонки донных отложений, не совпадает с линиями разломов. Увеличение содержания железа и марганца в северном направлении объясняется прежде всего приближением разреза к флангу Восточно-Тихоокеанского поднятия — структуре более подверженной тектоническим нарушением, чем котловине Беллинсгаузена и характеризующейся повышенным тепловым потоком и активным проявлением гидротерм. Существенное влияние оказывает также Западно-Чилийское поднятие с его многочисленными линейными нарушениями, ориентированными с северо-востока на юго-запад, которые, пересекаясь с разломами Восточно-Тихоокеанского поднятия, обусловливают на севере котловины Беллинсгаузена образование сложных комплексов дробления коры с соответствующим усилением вулканического и гидротермального процессов.

Структурная граница между Восточно-Тихоокеанским и Западно-Чилийским поднятиями, устанавливаемая по магнитным и сейсмическим данным, проходит в южных широтах приблизительно по 90° з.д. Севернее параллели 45° ю.ш. она по мере сближения поднятий отклоняется к западу, прерываясь на широте 36° ю. Чилийской зоной разлома. В южной части разреза, между симаунтом "700" и ст. 995 (45°55′ ю.ш.), в отдалении от восточного фланга Восточно-Тихоокеанского поднятия земная кора достаточно древняя. Протягивающиеся здесь аномалии 12 и 13 свидетельствуют о возрасте 35 млн.лет (начало олигоцена) и 38 млн.лет (граница эоцена и олигоцена соответственно). Влияние Западно-Чилийского поднятия здесь не проявляется.

На севере, напротив, ряд станций располагается невдалеке от структурной границы Восточно-Тихоокеанского и Западно-Чилийского поднятий, и, как уже указывалось, в осадочных породах из колонок этих станций (996 и 997) отмечены высокие концентрации железа и марганца. Характерно, что скорости осадконакопления здесь небольшие — около 1 мм/1000 лет.

Возраст земной коры в полосе контакта обеих структур может быть определен путем осреднения данных по магнитной аномалии 6 на восточном фланге Восточно-Тихоокеанского поднятия (20 млн.лет, первая половина миоцена) и аномалии 9 на западном фланге Западно-Чилийского поднятия (30 млн. лет, середина олигоцена). Получаемое в результате осреднения значение возраста 25 млн. лет должно быть немного уменьшено, поскольку граница проходит ближе к аномалии 6. Можно считать, что океаническая земная кора в районе станций 996 и 997 образовалась 22 млн. лет тому назад, т.е. в начале миоцена.

Восточно-Тихоокеанское поднятие

Восточно-Тихоокеанское поднятие представляет собой морфоструктуру, относящуюся к срединно-океаническим хребтам, но обладающую рядом особенностей, отличающих ее от сооружений подобного типа в других океанах. Здесь отсутствует срединная рифтовая долина и обрамляющие ее хребты. Поверхность поднятия исключительно сильно раздроблена. Сейсмические скорости на границе верхней мантии аномально низки, около 7,5 км/сек, и слои коры обладают незначительной мощностью.

Верхний осадочный слой на Восточно-Тихоокеанском поднятии исключительно тонок, а на гребне поднятия в ряде мест вообще отсутствует. "Второй слой", представленный в основном вулканическими породами, имеет мощность около 1 км, основной базальтовый слой — 3,6–3,7 км, что более чем на 1 км меньше средней мощности этого слоя за пределами поднятия. Менард в одной из своих работ назвал Восточно-Тихоокеанское поднятие мегаантиклинальным воздыманием океанической коры, в котором слои уменьшаются в мощности по мере приближения к гребню [Menard, 1961].

Изучение Восточно-Тихоокеанского поднятия в 14-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" проводилось по двум разрезам, каждый из которых полностью пересек

структуру от одного фланга до другого. Оба они прошли в средней части поднятия, между параллелями 39 и 30° ю.ш. При этом судно на расстоянии 80 миль прошло в меридиональном направлении вдоль западного подножия Восточно-Тихоокеанского поднятия, причем был пересечен разлом Агассиц.

Первое пересечение Восточно-Тихоокеанского поднятия. На первом разрезе, проведенном строго по параллели 39° ю.ш. между меридианами 100 и 125° з.д., Восточно-Тихоокеанское поднятие предстает в виде широкого вала с очень пологими склонами, расчлененными на мелкие глыбы. Основание вала с трудом угадывается по переходу от склона к горизонтальному дну, причем характер расчленения остается прежним. Общая ширина поднятия на этом пересечении (между станциями 997 и 1000) равна 1000—1020 милям, что приблизительно отвечает измерениям, выполненным другими судами на смежных участках. Фланги наклонены под углом 0,1—0,2°. С приближением к гребню уклоны увеличиваются до 0,3—0,4°. Наблюдается некоторая асимметрия поперечного профиля всего сооружения. Западный склон короткий и более крутой; восточный — более растянут и соответственно более полог. Основание у обоих флангов прослеживается на глубинах океана 4300—4450 м. Вершина поднятия расположена на 2640—2650 м (отметки вершин наиболее крупных глыб). Относительная высота поднятия около 1350 м.

От ст. 997, крайней восточной точки данного разреза, дно на протяжении первых 80 миль почти незаметно поднимается от глубины 4300 до глубины 3700 м. Глыбы вначале среднего размера (до 250 м относительной высоты) с широкими основаниями и пологими склонами (крутизной до 2°) постепенно уменьшаются по высоте, становясь более островершинными и как бы прижатыми друг к другу. Их относительная высота уменьшается до 150 м, и в профиле они приобретают форму треугольников, напоминая в массе режущий край пилы. Такой характер расчленения дно сохраняет и западнее ст. 998, после которой оно выполаживается и остается горизонтальным вплоть до ст. 999 на протяжении около 140 миль. Вблизи последней станции облик дна существенно меняется. Резко увеличивается амплитуда рельефа (до 750 м), склоны отдельных глыб становятся круче (до 8°), некоторые глыбы объединяются в массивы с широкими, до 20 миль, основаниями. От ст. 999 дно снова постепенно поднимается на запад, сохраняя вплоть до гребня наклон 0,2 — 0,3°. Дробление базальтов выражается здесь в создании поверхности из хаотически разбросанных глыб, преимущественно мелких, высотой 100—200 м, неправильной формы, обычно с заостренными вершинами.

В районе ст. 1000 встречаются участки слабо наклоненного дна, на которых размеры глыб уменьшаются до 50 м, отражая меньшие амплитуды разрывных нарушений.

Гребневая зона Восточно-Тихоокеанского поднятия (по обе стороны от ст. 1001) снова выделяется своим более крупным расчленением и наличием вулканических конусов, господствующих над общей поверхностью дна. Одна из таких вулканических гор к востоку от ст. 1001 достигает своей вершиной отметки 2260 м — высшей точки Восточно-Тихоокеанского поднятия на данном пересечении. Ширина гребневой зоны около 160 миль. Выше уже отмечалось, что средние наклоны дна здесь увеличиваются до 0,4°. Кроме того, характерной чертой рельефа является то, что стороны глыб испытывают вторичное расчленение, они мелко иззубрены от основания до вершины и почти лишены осадочного покрова. Зона гребня представляется более молодой по сравнению со склонами, и структурный тип рельефа здесь выражен в полной мере.

Западный склон Восточно-Тихоокеанского поднятия, изученный на протяжении 320 миль (между станциями 1001 и 1003), морфологически сходен с восточным, хотя в общем он более короток. Здесь участок наибольшего расчленения, с амплитудой до 500 м, располагается ближе к гребню на меридиане 113°20′ з.д. и вершины глыб более острые. Вблизи основания склона, в районе ст. 1004, снова резко возрастает амплитуда расчленения, достигая местами 750 м. К западу от ст. 1004 над дном возвышается двуглавый вулкан относительной высоты около 800 м со склонами, падающими под углом 8—9°. Ширина основания этого вулкана около

20 миль. Отсюда далее на запад дно сохраняет характер глыб, хотя в общем простирается горизонтально. В 40 милях к востоку от ст. 1005 на ленте эхолота зафиксирован еще один вулкан относительной высоты 1500 м с крутыми (до 5°) склонами и острой вершиной, достигающей отметки 3250 м. На западном склоне вулкана на глубине 3650 м прослеживается неширокая ступень.

Далее на запад, вплоть до конца разреза, дно слегка приподнимается в сторону невысокого хребта, окаймляющего разлом Агассиц. Здесь оно разбито на глыбы среднего размера, среди которых иногда возвышаются очень узкие вулканические конусы, не превышающие по высоте 300 м. Этот последний участок представляет собой по существу уже дно Южной котловины с несколько увеличенными по сравнению с Восточно-Тихоокеанским поднятием мощностями донных отложений.

Разлом Агассиц. На коротком меридиональном галсе между станциями 1005 и 1006 нис "Дмитрий Менделеев" прошел вдоль западного подножия Восточно-Тихоокеанского поднятия, зафиксировав на ленте эхолота нарушение дна, отмеченное на карте Скриппсовского института под названием разлома Агассиц. Это нарушение повторяет в миниатюре классические формы зон разломов, т.е. здесь протягивается ущелье с дном, опущенным до 5000 м, которые обрамляют небольшие хребты; один из них очень узок и имеет заостренную вершину и крутые склоны. Отметка вершины хребта 3850 м. Таким образом, амплитуда рельефа по плоскости разлома составляет 1150 м. С северной стороны ущелье окаймляет более широкий и менее высокий хребет с пологими склонами. На карте Скриппсовского иститута разлом показан направленным с юго-востока на северо-запад, что не подтверждается топографическими данными и не согласуется с направлением других разломов, рассекающих западный склон Восточно-Тихоокеанского поднятия. Представляется более правильным связать описанное нарушение с крутым понижением дна (до 5100 м), отмеченным на разрезе американского судна "Ошеанографер", который прошел непосредственно к северу от ст. 1004 на первом пересечении судна "Дмитрий Менделеев" по 39° ю.ш. В этом случае ориентация разлома (с северо-запада на юго-восток) окажется согласованной с другими линейными нарушениями средней части поднятия.

Второе пересечение Восточно-Тихоокеанского поднятия. От ст. 1006 разрез, проведенный судном "Дмитрий Менделеев", проходил в северо-восточном направлении до ст. 1014, связывая западный и восточный фланги Восточно-Тихоокеанского поднятия между меридианами 122°23′ з.д. и 99°01′ з.д. В отличие от предыдущего, данное пересечение отразило значительно более сложную картину дна, поскольку здесь протягивается несколько трансформных разломов, изменивших его первичный облик. Явственнее выражена и асимметрия поперечного профиля: восточный склон более растянут и по сравнению с западным его основание располагается на меньших глубинах. На западе переход дна Южной котловины в склон Восточно-Тихоокеанского поднятия намечается на глубине океана 4500 м, тогда как восточный склон переходит в относительно горизонтальное дно уже на глубинах 3650—3700 м. Полоса гребня значительно приподнята над склонами, составляя по ширине приблизительно 150 миль. Отдельные глыбы достигают своими вершинами отметок 2000—2200 м. Общая ширина поднятия на данном пересечении приближается к 1100 милям.

От ст. 1006 по линии разреза простирается глыбовое дно с амплитудой расчленения до 500 м, почти незаметно поднимающееся на северо-восток. Глыбы преимущественно неправильных очертаний, причем они обычно сгруппированы в крупные массивы с широкими основаниями и разделены узкими понижениями. Своей формой глыбы отражают несколько генераций дробления пород; вторичные формы, по-видимому, возникли недавно. В 50 милях от ст. 1006 со дна поднимается вулканический конус с относительной высотой 1000 м и крутыми, до 10°, склонами. За ним общий наклон дна достигает 1° и одновременно склоны отдельных глыб становятся более крутыми. Внезапно склон меняет свое направление на противоположное, спускаясь к дну одной из глубоких депрессий зоны разлома.

Чилийская зона разлома

Гигантское нарушение земной коры, второе после зоны разлома Элтанин, чилийская зона разлома, рассекает Восточно-Тихоокеанское поднятие приблизительно по параллели 34—35° ю.ш. Разрез, проведенный на судне "Дмитрий Менделеев", пересек эту зону под углом к простиранию лишь в пределах западного фланга Восточно-Тихоокеанского поднятия, где контрасты рельефа не столь велики.

Как и в зоне Элтанин, мы сталкиваемся здесь практически с системой разломов, расположенных кулисообразно. Кроме того, в полосе гребня, вероятно, сочленяются линейные нарушения юго-восточного направления, приходящие со стороны древнего поднятия Дарвина, с нарушениями юго-западного простирания, характерными для Западно-Чилийского поднятия. Таким образом, на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия встречаются три системы нарушений, разнонаправленных и неодинаковых по возрасту, и этим, по-видимому, объясняется структурная сложность этого поднятия на данном пересечении, отличающая его от других разрезов.

Нарушения, встреченные между станциями 1006 и 1008, вероятно, связаны как с Восточно-Тихоокеанским поднятием, так и с поднятием Дарвина. 19 марта 1975 г. в точке с координатами 37°05′ ю.ш., 123°28′ з.д. с нис "Дмитрий Менделеев" обнаружено ущелье, дно которого лежит на отметке 6500 (рис. 4). Его ширина в этом месте всего 1 миля, а между изобатами 5500 м — 8 миль. Южный склон, более короткий, спускается под углом в среднем 3°, северный же, представляющий склон обрамляющего хребта, имеет крутизну 10°. Вершина этого хребта расположена на глубине океана 1840 м; следовательно, амплитуда рельефа — 4660 м. Такой перепад глубин совершается на протяжении всего нескольких миль и может быть сравним только с размахом нарушений в системе Элтанин. Направление ущелья и хребта примерно восток-юго-восточное, поскольку такой же комплекс форм встречен в разрезе Восточно-Тихоокеанского поднятия, сделанном судном "Ошеанографер". По его данным, хребет отстоит от поверхности океана на 1900 м, а склоны ущелья спускаются до глубины 4800 м. Создается впечатление, что далее к востоку-юго-востоку этой самый южный разлом Чилийской системы (или системы Челленджер) простирается с некоторым кулисным отклонением, поскольку на продолжающей его линии в месте пересечения с первым разломом, установленным промерами нис "Дмитрий Менделеев", такие контрасты глубин не отмечаются[1].

К северо-востоку от ст. 1007 второй разрез под острым углом к простиранию пересек пространство западного фланга Восточно-Тихоокеанского поднятия, где среди многочисленных глыб встречено пять крупных вулканических конусов с вершинами, расположенными на отметках 2900—3350 м. На ст. 1008 разрез прошел над огромной подводной горой, вершина которой отделена от поверхности океана слоем воды толщиной всего 600 м. Этот симаунт, сложенный базальтами, отмечает положение второго разлома Чилийской системы, располагающегося кулисообразно по отношению к первому и простирающегося значительно далее на восток. На профиле симаунт выглядит в виде правильного конуса со слегка вогнутыми склонами, падающими под углом в среднем 8°. Его широкое (50 миль) основание располагается на глубине океана 4000 м. Относительная высота вулканического сооружения составляет, таким образом, 3400 м. Это один из самых крупных симаунтов, встреченных на востоке Тихого океана.

Один из разрезов через Восточно-Тихоокеанское поднятие, проведенных на судне "Ошеанографер", приблизительно совпал с направлением данного разлома Чилийской системы. Из анализа рельефа на этом разрезе следует, что еще два симаунта меньшей высоты располагаются вдоль той же линии нарушений. Далее к востоку, как видно на карте Скриппсовского института, разломы Чилийской системы приобретают широтное простирание, а к востоку от меридиана 90° з.д.— восток-юго-восточное. Появляются новые линии нарушений, располагающиеся в

---

[1] При работах экспедиции 24-го рейса нис "Академик Курчатов" в 1977 г. в данном районе Тихого океана при участии автора настоящей статьи вновь подтвержден разлом, отмеченный в 14-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев", крупнейший разлом земной коры, получивший название "Разлом Академика Курчатова".

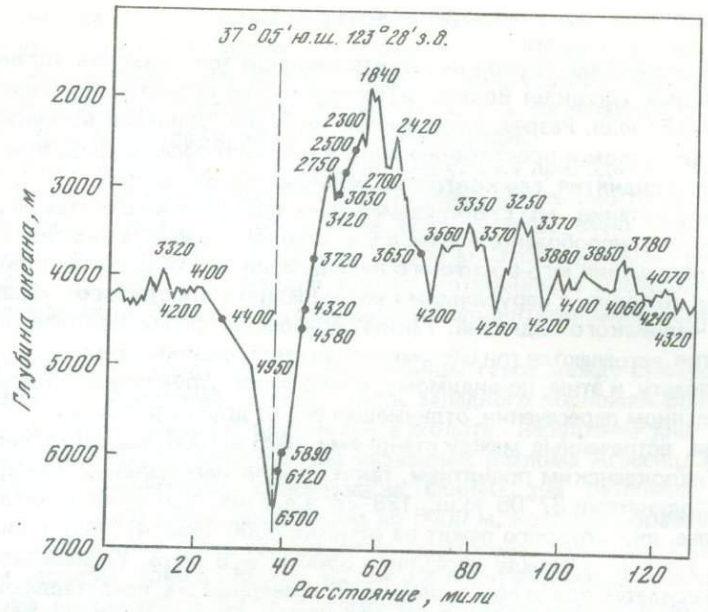


Рис. 4. Поперечный профиль разлома на западном фланге Восточно-Тихоокеанского поднятия (по данным 14-го рейса нис "Дмитрий Менделеев"), названного "Разломом Академика Курчатова"

эшелонном порядке. Совершенно необычным для срединно-океанических хребтов является пересечение Западно-Чилийского поднятия разломами, ориентированными не перпендикулярно его оси, а под углом 50°, что, возможно, говорит о том, что эти разломы предопределены движениями Восточно-Тихоокеанского поднятия, безусловно более молодыми, чем разломы Западно-Чилийского поднятия, которые к тому же не так четко выражены в рельефе. Еще далее к востоку разломы Чилийской системы прослеживаются по отдельным подводным горам и впадинам на северо-востоке Чилийской котловины. В целом вся система протягивается на длину около 3300 миль от района о-вов Туамоту до берегов Южной Америки.

Горизонтальные смещения блоков коры вдоль всех разломов Чилийской системы значительно меньшие по сравнению с разломами системы Элтанин. В пределах гребневой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия они не превышают 40 миль, причем наблюдаются как правосторонние, так и левосторонние сдвиги. На Западно-Чилийском поднятии кора смещена на 1100 миль, причем сдвиги здесь только левосторонние. Остается неясным, почему трансформные нарушения, возникшие благодаря напряжениям в Восточно-Тихоокеанском поднятии, дали значительно большие по масштабу горизонтальные смещения блоков коры на древнем Западно-Чилийском поднятии, отстоящем от первого более чем на 500 миль.

Возвращаясь ко второму разрезу через Восточно-Тихоокеанское поднятие, сделанному на судне "Дмитрий Менделеев", следует прежде всего указать на особый характер расчленения западного склона вне Чилийской зоны разлома, между станциями 1008 и 1010, т.е. от симаунта до гребня поднятия. Профили дна здесь напоминают гребенку, острые и узкие зубья которой имеют длину в среднем около 500 м. Их разделяют такие же узкие впадины с "острым" дном и почти не расчлененными склонами. Здесь нет того хаоса глыб, который наблюдался на предыдущем разрезе. Напротив, можно предполагать, что выступы и впадины представляют собой гребни и долины, одинаково ориентированные вдоль оси поднятия. Средний наклон западного фланга очень небольшой, около 0,1°, лишь с переходом в гребневую зону увеличивается до 1°. Переход этот выражен очень четко на меридиане 114° з.д. На оси поднятия (ст. 1010) отмечены минимальные глубины океана — 2220 м.

Морфоструктура восточного фланга на данном пересечении Восточно-Тихоокеанского поднятия значительно более сложная. От ст. 1010 до меридиана 109° з.д. (к востоку от ст. 1011) разрез, проведенный на судне "Дмитрий Менделеев", совпал с направлением безымянного трансформного разлома, пересекающего Восточно-Тихоокеанское поднятие по параллели 33° ю.ш. По этому разлому северный блок поднятия сдвинут влево на 100 миль. Рельеф в зоне нарушения представлен узкими островершинными хребтами высотой 800—1100 м, которые разделяют понижения, иногда обладающие плоским дном, лежащим на глубинах океана 3200—3300 м.

С приближением к ст. 1011 хребты становятся более массивными и высокими (до 1300 м), хотя общий уровень дна постепенно снижается в восточном направлении. Основная депрессия разлома с дном, опущенным до 4280 м, отмечена в в точке 33°01′ ю.ш., 109°30′ з.д. (ст. 1011). За ней на расстоянии 80 миль расположены еще четыре массивных хребта, на которых американскими геологами обнаружены выходы зеленокаменных пород, вследствие чего весь этот участок на востоке гребневой полосы Восточно-Тихоокеанского поднятия получил название "Гринстон Хиллз". Глыбы зеленокаменных пород подняты экспедицией на судне "Дмитрий Менделеев" при драгировании крутого (около 9°) западного склона ущелья в зоне разлома на ст. 1011.

Далее к востоку разрез отклоняется от зоны разлома и проходит по восточному склону поднятия, где отмечается обычный для Восточно-Тихоокеанского поднятия рельеф глыб неправильной формы, разделенных неширокими понижениями, дно которых по мере продвижения к востоку становится более плоским. Переход в горизонтальную поверхность дна Чилийской котловины выражен очень нечетко приблизительно в районе ст. 1013. При этом дно продолжает оставаться расчлененным, но несколько уменьшается размер глыб, которые редко превышают по высоте 200—250 м. Лишь в районе угловой ст. 1014 на ленте эхолота отмечены два вулкана высотой 560 и 670 м.

Анализ линейных магнитных аномалий и спрединг Восточно-Тихоокеанского поднятия

Структурное положение отрезка Восточно-Тихоокеанского поднятия между параллелями 31 и 39° ю.ш., изучавшегося в 14-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев", несколько отличается от других частей этого поднятия, где его с обеих сторон окаймляют литосферные плиты. Здесь, на востоке, это поднятие контактирует не с плитой, а с мобильной зоной Западно-Чилийского поднятия, аналогичного по своему строению Восточно-Тихоокеанскому, что находит отражение в расположении магнитных аномалий.

Из данных, проводимых Е. Херрон [Herron, 1972a], можно видеть, что к северу от 50° ю.ш. полоса дна с аномалиями от 2 до 5 на восточном фланге Восточно-Тихоокеанского поднятия оказывается шире, чем на западном, причем разница продолжает увеличиваться в северном направлении, по мере сближения с Западно-Чилийским поднятием и соответствующим ослаблением влияния выступа Антарктической плиты. Между 37 и 39° ю.ш., там где еще не сказываются дислокации, связанные с Чилийской зоной разлома, аномалия 2 (1,8 млн.лет, начало плейстоцена) отстоит от его оси на запад на 30 миль, а на востоке — на 60 миль, что дает значение полутемпа спрединга в четвертичное время соответственно 3,1 и 6,1 см/год.

При расчете по аномалии 5 (9 млн.лет, конец миоцена) разница в скоростях отодвигания коры остается по-прежнему большой — 5,2 к западу и 7,1 см/год к востоку от оси поднятия. Она заметно уменьшается при расчете по аномалии 6, где скорости за весь период отодвигания этой аномалии в стороны от гребня поднятия равны соответственно 3,3 и 3,6 см/год. Аномалия 6 на восточном фланге данного участка Восточно-Тихоокеанского поднятия самая древняя. Соответствующая ей полоса коры уже граничит с западным флангом Западно-Чилийского поднятия. Вероятно, поэтому аномалия 6 отодвинута от аномалии 5 всего на 130 миль, хотя их разделяет отрезок времени в 12 млн.лет.

В полосе трансформного разлома, в месте пересечения его разрезом, проведенном на судне "Дмитрий Менделеев" (ст. 1011–33°ю.ш., 109°30′ з.д.), положение аномалий устанавливается с трудом, а некоторые их номера вообще не выражены. По магнитным данным, полученным на американских судах "Конрад" и "Ошеанографер", на восточном фланге обнаружена только аномалия 3 (5 млн. лет, середина плиоцена) и лишь приблизительно можно определить, что она отстоит от смещенного влево северного участка гребневой полосы на 240 миль. Полутемп спрединга на этом сдвинутом влево участке оказывается равным 8,8 см/год. По данным Е. Херрон, смещение северного отрезка влево выражено очень слабо и полутемп спрединга за тот же период времени равен 4,8 см/год, что более отвечает скоростям, вычисленным нами для аномалий 2 и 5 к югу от Чилийской зоны разлома. Д. Хандшумахер (устное сообщение) считает, что возрастная интерпретация отрезка разреза через Восточно-Тихоокеанское поднятие между параллелями 31 и 36° ю.ш. по линейным аномалиям вообще невозможна из-за сильной раздробленности гребневой зоны и флангов поднятия новейшими тектоническими движениями.

На разрезе по 39° ю.ш., проведенном на судне "Дмитрий Менделеев", где структура сооружения менее нарушена, возраст приблизительно может быть определен по линейным аномалиям 5, протягивающимся с обеих сторон вдоль основания поднятия. Таким образом, Восточно-Тихоокеанское поднятие представляется весьма молодым образованием, которое в современном виде возникло 9 млн. лет тому назад, т.е. в конце миоцена. Следует отметить также, что в колонках донных отложений, взятых с судна "Дмитрий Менделеев" на Восточно-Тихоокеанском поднятии, слоев древнее плиоцена встречено не было.

Чилийская плита и узел тройственного схождения плит на Восточно-Тихоокеанском поднятии между параллелями 31 и 36° ю.ш. Работами последних лет на судах "Элтанин", "Конрад" и "Ошеанографер" выявлена исключительная сложность строения участка Восточно-Тихоокеанского поднятия, заключенного между разрезами 14-го рейса судна "Дмитрий Менделеев", особенно севернее второго разреза. По-видимому, Чилийская зона разлома охватывает значительно более широкую полосу дна, чем предполагалось ранее. Морфологический облик поднятия здесь существенно иной. Возможно, что необычный для Восточно-Тихоокеанского поднятия рельеф очень крупных холмов и даже хребтов, разделяемых глубокими долинами (например, в Гринстон Хиллз), который мы связываем с краевой полосой безымянного разлома у ст. 1011, также следует отнести к Чилийской зоне нарушений. За это говорит и высокая сейсмическая активность всей полосы дна между параллелями 31 и 36° ю.ш., отмеченная К. Стовером [Stover, 1973]. По-видимому, мы сталкиваемся здесь с целой серией эшелонированных разломов, простирающихся с северо-запада на юго-восток.

Вместе с тем нерешенным остается вопрос о том, насколько далеко в пределах западного фланга Восточно-Тихоокеанского поднятия простираются главные разломы этой серии. Как указывалось выше, разлом, выявленный на ст. 1011, не прослеживается на ст. 1010, находящейся на гребне. Не является ли гребень тем местом, где кулисно сочетаются разломы, протягивающиеся от Западно-Чилийского поднятия, и линейные нарушения, подходящие с запада, со стороны поднятия Дарвина? Не исключено, наконец, что сам гребень Восточно-Тихоокеанского поднятия на данном участке мигрирует к западу со скоростью полутемпа спрединга, поскольку, как отмечают Е. Херрон и Д. Хейс [Herron, Heyes, 1969], нет убедительных данных о наличии зоны сжатия между активным Западно-Чилийским хребтом и восточным флангом Восточно-Тихоокеанского поднятия, а судя по проявлениям гидротерм, там даже преобладают растяжения.

То обстоятельство, что крупное линейное нарушение земной коры — Чилийская зона разлома — оказывается соединительным звеном между Западно-Чилийским и Восточно-Тихоокеанским поднятиями, позволяет нам рассматривать участок океанической платформы к северу от этой зоны в качестве самостоятельного тектонического элемента — Чилийской плиты. Границами ее на западе служит Восточно-Тихоокеанское поднятие, на севере — зона разлома о-ва Пасхи, на востоке — Перуанско-Чилийский желоб, а на юге — Западно-Чилийское поднятие и Чилийская

зона разлома, которые отделяют Чилийскую плиту от Антарктической. Таким образом, на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия, между параллелями 31 и 36° ю.ш., где к нему подходит Чилийская зона разлома, должен находиться узел тройственного схождения плит: Тихоокеанской, Антарктической и Чилийской, аналогичный тройственному узлу в северном полушарии вблизи Галапагосской рифтовой зоны.

Развитие морфоскульптуры и связь металлоносных осадков с тектоникой дна

Юго-восточная часть Тихого океана отличается малыми мощностями осадочного покрова. Восточно-Тихоокеанское поднятие занимает в этом отношении крайнее положение, поскольку в гребневой полосе осадки вообще отсутствуют, а на флангах их мощность нигде не превышает 100 м. Всюду наблюдается закономерное нарастание мощности по мере удаления от оси поднятия, что находит отражение в изменении контуров форм, смягчении контрастов, выполаживании понижений между отдельными глыбами.

Развитие морфоскульптуры идет преимущественно по линии облекания осадками первичных контуров, созданных тектоникой и вулканизмом, и лишь в отдельных местах, преимущественно на периферии поднятия, аккумулятивный процесс перешел в стадию заполнения и выравнивания депрессий. Такое распределение осадков и изменение их мощности хорошо согласуются с явлением спрединга, т.е. с раздвижением дна в стороны от оси поднятия. На вновь образованной коре в полосе гребня осадки еще почти не накопились, тогда как на флангах процесс аккумуляции, начавшийся давно и не прерывавшийся по мере отодвигания литосферной плиты к периферии, привел к образованию более значительных мощностей рыхлых накоплений.

На станциях обоих разрезов, пересекавших Восточно-Тихоокеанское поднятие в его средней части, были встречены почти исключительно карбонатные осадки (кокколитовый и фораминиферовый илы), пройденные трубками на флангах до глубин 4,3 м. Почти всюду это четвертичные отложения и лишь на ст. 1002 на горизонте 360 см и на ст. 999 на горизонте 75 см трубки вошли в слабо консолидированные кокколитовые осадки плиоцена. На всех станциях гребневой полосы (1001, 1010, 1011) колонки оказались очень короткими и содержали включения базальтов. На ст. 1010 подняты только обломки базальтов, поскольку рыхлые осадки здесь отсутствуют.

Следует проследить распределение донных отложений на Восточно-Тихоокеанском поднятии в связи с особенностями рельефа и тектоники, в частности, выяснить — существует ли приуроченность максимальных значений содержания рудного вещества к определенным структурным элементам.

По данным А.А. Мигдисова и Ю.П. Гирина (устное сообщение), максимальное содержание рудного вещества в осадках обнаружено в колонках станций 999 и 1012—35,4 и 39,1% (в пересчете на бескарбонатное вещество) соответственно. Обе эти станции приходятся на восточный склон Восточно-Тихоокеанского поднятия. На первом из разрезов (более южном) рельеф дна (у ст. 999) отличается от обычного для флангов этого поднятия несколько большей амплитудой расчленения. Глыбы имеют более широкие основания и размеры их приблизительно в 1,5 раза больше, чем в соседних районах. Кроме того, здесь зафиксирован крутой уступ, напоминающий небольшой разлом, с пересечением которого глубина океана меняется от 3250 до 4000 м. Таким образом, здесь намечается нарушение коры, заметно большее по масштабу, чем те, которые вызывают обычное для флангов Восточно-Тихоокеанского поднятия мелкое дробление коры.

Дно в районе ст. 1012 на втором (северном) разрезе через Восточно-Тихоокеанское поднятие также обладает некоторыми структурными особенностями. Именно здесь наблюдается переход от верхней части склона со структурой мелкого дробления пород к нижней, где размах вертикальных перемещений приблизительно в 2 раза больше. Рельеф мелких глыб, размером 100—200 м, сменяется здесь формами,

относительная высота которых достигает 500 м и более. На самой ст. 1012 поверхность дна резко опускается до отметки 3750 м, максимальной в данной части поднятия. По данным Я.Б. Смирнова (устное сообщение), на этой станции выявлено максимальное для Восточно-Тихоокеанского поднятия значение теплового потока— 3,03 мккал/см^2/сек.

Обе станции располагаются на одном меридиане на расстоянии 420 миль друг от друга и в 300 милях от гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия. Создается впечатление, что вдоль восточного фланга поднятия протягивается незначительное по размеру, но выдержанное по протяжению линейное нарушение коры, сохраняющее свою активность до настоящего времени, и именно с ним связаны как высокое значение теплового потока, так и гидротермальные проявления, обусловившие, в свою очередь, образование повышенных концентраций рудного вещества в донных отложениях.

На ст. 999 трубка принесла карбонатные осадки, которые ниже 75 см, судя по кокколитовым определениям, относятся по возрасту к плиоцену. Они содержат 30,3% железа и 5,0% марганца. Темные кокколитовые осадки в колонке ст. 1012 содержат 29,8% железа и 9,8% марганца. Обе станции располагаются на фланге между линейными аномалиями 4 и 5 (ближе к аномалии 4), показывающими, что возраст базальтов океанической коры здесь близок к 7—8 млн. лет (граница миоцена и плиоцена). Для аномалии 5, например, в более северных широтах еще ранее отмечался повышенный тепловой поток [Pitman e. a., 1968]. В данном случае активность гидротерм вдоль линии нарушения коры может быть обусловлена близостью структурной границы между центрами двух раздвигающихся поднятий: Восточно-Тихоокеанского и Западно-Чилийского.

Следующие по величине показатели содержания железа и марганца в донных отложениях—32,6 и 33,3%, (станции 1001 и 1000) приходятся на гребневую полосу Восточно-Тихоокеанского поднятия. Здесь они отвечают непосредственно зоне спрединга, в пределах которой происходит непрерывный процесс подъема продуктов глубинного вещества, т.е. базальтового расплава, полностью заполняющего рифтовую щель. Темные кокколитовые осадки в колонке ст. 1011 содержат 30,3% железа и 5,05% марганца. Такое повышенное даже по отношению к другим гребневым станциям содержание рудного вещества объясняется прохождением здесь разлома, по которому северный блок Восточно-Тихоокеанского поднятия смещен влево на расстояние около 100 миль. К тектоническим напряжениям в зоне спрединга здесь добавляются мощные дислокации сдвига, что, возможно, активизирует поступление из недр нагретых растворов.

К западу от полосы гребня содержание рудных компонентов в донных отложениях довольно быстро уменьшается, составляя на крайних станциях 1005 и 1006 соответственно 12,3 и 13,5%. Несколько увеличенный процент рудных элементов на ст. 1007 по сравнению с более восточной ст. 1008 (11,8 и 10,9%) обусловлен нарушением коры одним из разломов Чилийской системы.

На восток от оси поднятия и от максимумов, отмеченных на станциях 999 и 1012, уменьшение содержания рудного вещества идет медленнее и на крайних станциях обоих разрезов продолжает оставаться очень высоким. На ст. 997 железо и марганец в сумме дают 23,9%, на ст. 1014 — 31,0%. Можно предполагать, что и далее к востоку содержание рудных компонентов почти не уменьшается, поскольку там начинают проявляться разрывные нарушения, обусловленные спредингом Западно-Чилийского поднятия.

Подсчет среднего суммарного содержания железа и марганца в донных отложениях морфологически разных районов, отражающий значение структурного фактора в накоплении рудного вещества, представляет интерес. Он показывает, что на западном склоне Восточно-Тихоокеанского поднятия среднее содержание этих элементов по девяти станциям равно 17,6%, а на восточном по семи станциям— 32,9%. Разница, достигающая 15,3%, могла получиться еще большей, если бы число станций на склонах было одинаковым, однако и в таком виде подсчет отражает топографическую и структурную асимметрию всего сооружения, отмечаемую выше. Короткому и сравнительно крутому западному склону соответствует боль-

ший градиент падения содержания рудных компонентов, восточному — более пологому и растянутому в длину — меньший. Вероятно, чисто динамические причины обусловили эту разницу. Раздвижение флангов Восточно-Тихоокеанского поднятия в процессе спрединга происходило для разных флангов не в одинаковом темпе, поскольку движущимся блокам коры противодействовали разные в структурном отношении участки дна. На западе движущаяся кора встретила упор в виде монолитной литосферной плиты Пасифик, на востоке — западный фланг Западно-Чилийского поднятия, также имеющего структуру раздвижения, по-видимому, более древнюю, чем Восточно-Тихоокеанское поднятие, с несколько особой системой трансформных разломов, продолжение которых на запад обусловливает в сочетании с разломами указанного поднятия исключительно сложную картину нарушений дна.

Связывая происхождение металлоносных осадков с эндогенными процессами (выносы рудного вещества глубинными растворами) нетрудно видеть, что к востоку от гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия тектонические предпосылки для выходов гидротерм и обогащения осадков рудным веществом значительно более благоприятны. Этим и определяется широкое распространение на восточном фланге Восточно-Тихоокеанского поднятия донных отложений с высокими концентрациями железа, марганца и других металлов.

Чилийская котловина

После завершения работ на Восточно-Тихоокеанском поднятии нис "Дмитрий Менделеев" вышло в северо-западную часть Чилийской котловины, откуда на север (от ст. 1014) продолжен меридиональный разрез по 98°30′ — 99°00′ з.д., прерванный на ст. 997.

Пространство, занимаемое этой котловиной, может быть выделено в качестве самостоятельной небольшой плиты, северо-западный угол которой подходит к тройственному узлу схождения плит в районе о-ва Пасхи. По характеру глубинного строения Чилийская плита полностью отвечает океаническому типу коры, хотя суммарная мощность слоев здесь несколько выше обычной — около 9 км. Под тонким покровом осадков здесь залегает мощный (1,8 км) "второй" слой с сейсмической скоростью 4,4—5,2 км/сек, который подстилается основным базальтовым слоем с сейсмическими скоростями 6,5—7,0 км/сек. Мощность его около 7 км. На границе коры и верхней мантии скорости несколько повышены — 8,2—8,4 км/сек, что отмечается, например, и на севере плиты Наска.

Дно Чилийской котловины в районе ст. 1014 на подходах к зоне разлома о-ва Пасхи расположено в среднем на глубине 3600 м. По характеру рельефа оно отличается от склонов Восточно-Тихоокеанского поднятия глыбовым строением и большей их расчлененностью. Средний размер глыб здесь приближается к 500 м, максимальный — к 660 м. Преобладают формы с острыми вершинами и крутыми, до 6°, склонами. Вторичное расчленение на склонах глыб отсутствует. Пространства между ними заполнены осадками и выглядят в профиле как совершенно плоские участки (размеры от 2 до 8 миль), расположенные приблизительно на одном уровне — 3770—3800 м. Аналогичные небольшие ровные площадки отмечались также на разрезе, выполненном дизельэлектроходом "Обь" в 1958 г., который был проведен здесь приблизительно по параллели 29° ю.ш. Таким образом, по двум пересечениям диаметрально противоположного направления делается вывод об изометричности этих форм.

Описанный облик дна сохраняется и далее к северу на протяжении 260 миль вплоть до зоны разлома о-ва Пасхи. В трех местах его нарушают высокие вулканические горы. У ст. 1015 вулкан с широким (18 миль) основанием поднимается от глыбового дна на высоту 1340 м. В профиле он резко асимметричен. Северный склон имеет крутизну свыше 20°, южный — около 9°. Очень узкий и высокий вулканический конус с углублением на вершине, напоминающим кратер, поднимается от глубин 3800 м в 100 милях к северу от ст. 1015. Его вершина отстоит от поверхности океана на 1940 м. Относительная высота 1940 м. Ровные симметричные склоны спускаются под углом 15°. Вулкан окружен просадочным рвом с иде-

ально ровным дном шириной 5 миль. С северной стороны ров окаймляет небольшой выступ дна, за которым начинается постепенный спуск к южной депрессии зоны разлома о-ва Пасхи.

Структурный анализ всего исследованного пространства северо-восточной окраины Чилийской котловины показывает, что Западно-Чилийское поднятие сюда не продолжается, хотя, если судить по его простиранию, признаки нарушений, связанных со спредингом земной коры, здесь можно было ожидать. Вероятно, Западно-Чилийское поднятие резко обрезается разломом Челленджер и Чилийской зоной разлома на 36–37° ю.ш. и в котловине распространен исключительно крупноглыбовый рельеф.

Скульптурное преобразование первичного тектонического рельефа здесь находится в значительно более зрелой стадии. Процесс облекания осадками форм структурного рельефа развивается сейчас в совокупности с выравниванием пространств дна между глыбами, где скопились уже значительные, мощностью до 200 м, отложения. Это исключительно карбонатные осадки, пройденные трубками до плиоцена (по кокколитам мощность плейстоценовых накоплений определена в 170 см). Тепловой поток здесь низкий – 0,52 мккал/см^2/сек, однако содержание рудных компонентов остается достаточно высоким. На ст. 1014 содержание железа, по данным А.А. Мигдисова и Ю.П. Гирина, достигает 25%, марганца – 6%, а на ст. 1015 соответственно 15,7 и 4,4%. Обе станции приходятся на пространства, где тектонические нарушения превышают по масштабу обычные для глыбового дна. На ст. 1015, например, само наличие высокого вулкана с отвесным северным склоном говорит о крупном нарушении коры.

Магнитные данные по северо-восточной окраине Чилийской котловины (как и по хребту Сала-и-Гомес) на данном пересечении отсутствуют. Пользуясь сравнениями с участками котловины, примыкающими к Восточно-Тихоокеанскому поднятию в более южных районах, можно полагать, что коровый блок здесь соответствует по возрасту аномалии 6, т.е. был образован 20–21 млн. лет тому назад (середина миоцена). Следует, однако, отметить, что севернее 34–35° ю.ш., где Западно-Чилийское поднятие сближается с Восточно-Тихоокеанским поднятием, симметрия линейных магнитных аномалий существенно нарушена.

Зона разлома острова Пасхи и хребет Сала-и-Гомес

Зона сложных тектонических нарушений, протягивающаяся субширотно вдоль 25–27° ю.ш., начинается у западного подножия Восточно-Тихоокеанского поднятия. Она пересекает гребень этого поднятия в районе о-ва Пасхи и далее, слегка отдаляясь к северо-востоку, подходит к южной оконечности хребта Наска. Левостороннее смещение северного отрезка Восточно-Тихоокеанского поднятия относительно южного вдоль главного разлома о-ва Пасхи составляет примерно 400 миль.

Восточнее 107° з.д. вдоль северного края разлома протягивается сложная система подводных гор, коротких хребтов и глыбовых массивов, объединяемых общим названием хребет Сала-и-Гомес. Эти преимущественно горстовые образования ориентированы различно, с некоторой тенденцией к эшелонному расположению друг относительно друга. Так же довольно хаотично расположены депрессии, разделяющие эти поднятия. Нередко они имеют форму замкнутых котловин.

Между 93 и 103° з.д. вся система ступенчато смещена к юго-востоку, как бы накладываясь на поверхность Чилийской котловины. Восточнее этой "лестницы", в центре полосы нарушений, намечается единая узкая депрессия типа рифта, окаймляющая с юга цепь обособленных массивов хребта Сала-и-Гомес. Сложность строения дна в зоне разлома усугубляется разным высотным положением плит, которые она разделяет. Поверхность Чилийской плиты (Чилийская котловина) приподнята над плитой Наска (Перуанская котловина) на 500 м и в ряде мест надвинута на нее. Создается впечатление особенно сильных напряжений на северном крае зоны разлома (хребет Сала-и-Гомес), т.е. там, где Чилийская плита встречает упор в виде южного края плиты Наска. По той же причине почти не выражена осевая депрессия разлома.

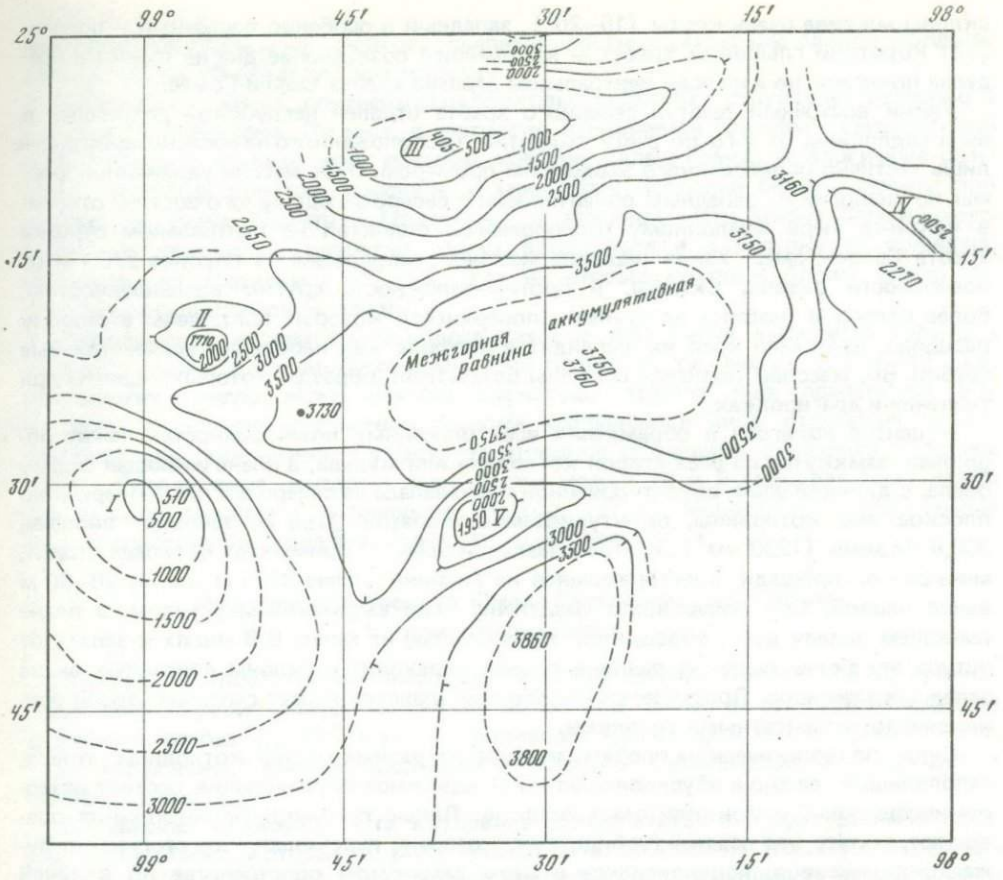


Рис. 5. Батиметрическая схема полигона Сала-и-Гомес. Составили А.В. Живаго, А.В. Ильин, Г.С. Колосов, Б.А. Корниенко
I—V — блоки

Полигон был заложен с судна "Дмитрий Менделеев" в районе, где группируются несколько крупных глыбовых массивов хребта Сала-и-Гомес. Он охватывает площадь 3240 кв. миль между параллелями 25°00′ и 25°54′ ю.ш. и 98°00′ и 99°07′ з.д. (рис. 5). В южной части полигона расположена депрессия с наклонным, спускающимся на север дном, которое на глубине 3860 м (на широте 25°40′ ю.) становится идеально плоским. Депрессия эта в плане имеет форму овала с длинной осью субмеридионального простирания. Она заполнена карбонатными осадками, перемещенными со склонов окружающих возвышенностей. Мощность верхнего слоя осадков, измеренная с помощью спаркера, составляет 70 м.

К северу от депрессии располагается южный массив полигона. Это довольно узкий вытянутый с юго-запада на северо-восток выступ дна — крупная подводная гора высотой 1620 м, с округлой вершиной и склонами, падающими под углом около 5°. Наиболее крут северный склон горы, спускающийся к центральной депрессии полигона. Вершина горы расположена ниже уровня океана на 1950 м.

В западной части полигона находится крупный горстовый массив с широким основанием и вершиной, отстающей от поверхности океана всего на 500 м. Крутизна его северо-восточного склона, падающего к центральной равнине, достигает 20—25°. В 20 милях к северу от него возвышается подводная гора с отметкой вершины 1710 м, у которой южный склон, обращенный к равнине, также очень крут (до 20°).

Северную окраину полигона занимает массив, вытянутый широтно согласно общему простиранию зоны разлома на длину около 30 миль, с плоской вершиной, расположенной всего в 405—460 м под поверхностью океана. Северный и южный

склоны массива очень круты (15–20°), западный и особенно восточный – пологи. Этот короткий глыбовый хребет – крупнейшее возвышение дна не только в пределах полигона, но и на всем центральном отрезке хребта Сала-и-Гомес.

Узкий восточный выступ северного хребта отделен неглубокой депрессией в виде седловины от 4-го по счету поднятия, расположенного на востоке полигона и лишь частично обрисованного эхолотным промером. Этот массив удлиненной формы по аналогии с западным ориентирован с северо-запада на юго-восток, отвечая в какой-то мере эшелонному расположению поднятий на центральном отрезке хребта Сала-и-Гомес. Узкая вершина массива расположена на глубине 2700 м от поверхности океана. Склоны, в противоположность другим возвышенностям, более отлоги и разбиты на ступени, поверхности которых наклонены в сторону вершины, из-за чего края их выглядят в профиле как небольшие асимметричные гребни. Все массивы полигона сложены базальтами, образцы которых подняты при тралении и драгировках.

В центре полигона в обрамлении всех описанных возвышенностей лежит обширная, замкнутая со всех сторон котловина или мульда, в плане имеющая форму овала, с длинной осью, ориентированной с юго-запада на северо-восток. Совершенно плоское дно котловины, оконтуриваемое изобатой 3750 м, занимает площадь 386,6 кв.миль (1230 км^2). К этой идеальной равнине примыкает на западе вторая, меньшая по площади, простирающаяся на глубине океана 3730 м, т.е. на 20–30 м выше первой. Обе поверхности разделены ясно выраженным уступом, в плане имеющем форму дуги, обращенной выпуклостью на запад. В 8 милях к западу от уступа эта более высокая равнина плавно переходит в склоны описанных выше западных массивов. Практически все это пространство может считаться одной равниной с двумя высотными уровнями.

Судя по геологическим пробам, взятым из разных частей котловины, толща, заполняющая ее дно и обусловившая такое идеальное выравнивание, состоит из фораминиферовых и кокколитовых осадков. Явные признаки переотложения позволяют считать эти осадки турбидитами, которые, перемещаясь со стороны окружающих массивов, накапливались в этом замкнутом пространстве по крайней мере с начала плиоцена.

Измерение мощности осадков, проведенное В.М. Москаленко методом непрерывного сейсмического зондирования, показало, что в южной части котловины отражающий горизонт находится на глубине 120 м, а на северо-западе – 70–100 м. Вблизи изобаты 3100 м мощности не превышают 20–30 м. В центре котловины турбидиты уходят на глубину 150 м, и, таким образом, аккумулятивное тело, заполняющее дно котловины, можно представить себе в виде плоско-выпуклой линзы, плоская сторона которой образует дно океана. Объем аккумулятивного тела только в пределах изобаты 3750 м составляет около 100 км^3.

Накопление столь большого объема перемещенных осадков свидетельствует как о длительности процесса аккумуляции, так и о благоприятном сочетании геоморфологических факторов – образование депрессии в обрамлении высоких, близко расположенных друг к другу горстовых массивов. Быстрому темпу седиментации способствовала также крутизна склонов окружающих гор, по которым материал смещался к базовым уровням денудации. В настоящее время эти уровни расположены на западе равнины на глубине океана 3730 м, а на остальной площади – на 3750–3760 м. Уступ, разделяющий оба уровня, возможно, структурного происхождения, о чем говорит узкий выступ к югу основания северного горстового массива, который отразился в изгибе изобат 3000 и 3500 м.

Работы на полигоне Сала-и-Гомес выявили принципиально иное, отличное от изображенного на существующих картах (например, на карте Скриппсовского института), расположение стрктурных элементов. В нем угадывается теперь известная закономерность. Северный и южный горные массивы, как и длинная ось межгорной котловины, ориентированы субширотно, согласно общему простиранию зоны разлома о-ва Пасхи. Западный и восточный массивы оказываются ориентированными с северо-запада на юго-восток, свидетельствуя о "косом" смещении горстовых блоков к юго-востоку. В результате создается эшелонное

расположение коротких хребтов, препятствующее образованию единой продольной депрессии, обычной для зон разломов.

Магнитные данные подтверждают блоковый характер структуры изученного отрезка зоны разлома. По ним, в частности, выявляются границы кулисообразно расположенных блоков всей системы хребтов Сала-и-Гомес. Аналогичные сочетания коротких хребтов, массивов и замкнутых котловин были отмечены при работах на судне "Дмитрий Менделеев" в западной части хребта Сала-и-Гомес. Подобные структуры, вероятно, могут встретиться и к востоку от полигона, например, на меридиане 92° з.д., где некоторые крупные блоки нашли отражение на существующих картах.

Сейсмическая активность в полосе разлома о-ва Пасхи отмечается только в пределах гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия, т.е. между 113 и 117° з.д. Из многих очагов этого участка магнитуды только трех превышают 6,5. На всем остальном протяжении разлома наблюдаются лишь отдельные слабые сейсмические проявления. Существует указание о древнем спрединге в полосе хребта Сала-и-Гомес, который имел место между 10 и 5 млн. лет тому назад, т.е. в конце миоцена и в плиоцене [Herron, 1972a]. Морфоструктурный анализ не дает оснований для подтверждения этого указания.

Перуанская котловина, Южное Галапагосское поднятие и котловина Наска

К северу от хребта Сала-и-Гомес судно вошло в пределы Перуанской котловины, продолжая меридиональный разрез по 98°30′ з.д. Затем от ст. 1018 был сделан широтный разрез по 20° ю.ш., позволивший исследовать юго-восточную часть этой котловины, южную оконечность Южного Галапагосского поднятия и котловину Наска.

Перуанская котловина. Эта котловина соответствует в структурном отношении плите Наска, которая по ряду признаков отличается от типичных океанических плит. "Второй" слой здесь тоньше, чем обычно. Его мощность около 1 км, и состоит он исключительно из вулканитов. Базальтовый слой имеет мощность 4,8 км. Дизъюнктивные нарушения настолько велики, что в ряде мест теряется представление о плите как о монолитном, относительно просто построенном сегменте коры. Все эти признаки проявляются особенно четко в северной и средней частях котловины, изучавшихся в 8-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" (депрессия Бауэр).

Южная часть Перуанской котловины построена проще и морфологически представляет собой холмистую равнину с легким наклоном к северу. Средние глубины океана от подножия хребта Сала-и-Гомес до ст. 1018 на 20° ю.ш. меняются незначительно: от 3750 до 4300 м. Глыбы, усеивающие поверхность дна, имеют средний размер 600 м, что позволяет отнести их к типу крупных холмов. Все глыбы имеют в профиле треугольную форму, вершины их заострены. Разделяющие понижения большей частью не несут следов заполнения осадками. Склоны некоторых глыб вторично расчленены.

К северу от хребта Сала-и-Гомес разрез пересек разлом Квирос, выраженный в виде узкого хребта высотой 1500 м, с прямыми склонами, падающими под углом 12°. Наибольшее понижение у подошвы хребта имеет отметку дна 4180 м (на карте Института Скрипса издания 1974 г. разлом Квирос представлен только понижением дна до отметки 4026 м).

Подводный рельеф Перуанской котловины по разрезу 20° ю.ш. отличается от описанного на меридиональном разрезе более дробной расчлененностью и меньшими размерами глыб. Они колеблются от 200 до 300 м, и лишь отдельные холмы достигают высоты 500 м. Отличие состоит также в большем разнообразии контуров глыб и обилии на склонах и в депрессиях малых вторичных форм. Средний уровень дна остается прежним, и оно в общем горизонтально.

Южное Галапагосское поднятие (поднятие Менарда). Между станциями 1020 и 1021 разрез пересек Галапагосское поднятие, открытое Г. Менардом с сотрудни-

ками в конце 50-х годов [Menard e.a., 1964]. Существование его в последующие годы подвергалось сомнению. В 1972 г. явные признаки воздымания дна были обнаружены на судне "Дмитрий Менделеев" при работах в северной части Перуанской котловины. Тогда же было предложено назвать это поднятие "Южным", поскольку на 2° с.ш. имеется другое Галапагосское поднятие.

На разрезе по 20° ю.ш. четко обозначается сложная структура Южного Галапагосского поднятия, которую правильнее было бы назвать древним хребтом срединно-океанического типа, погруженным в кору и господствующим над общей поверхностью Перуанской котловины только своей гребневой частью. Граница западного фланга распознается на меридиане 96° з.д. по увеличению размеров глыб и общему подъему поверхности дна к востоку. Далее, в 80 милях от ст. 1020, кривая дна резко, под углом 12°, поднимается вверх в интервале глубин от 4400 м до 3120 м. Здесь располагается боковой западный гребень Южного Галапагосского поднятия, имеющий отметку вершины 1280 м. Его восточный склон расчленен на отдельные глыбы и спускается к узкой депрессии с плоским дном, расположенным на глубине 4020 м. Отсюда следует новый зубчатый подъем ко второму гребню с острой вершиной, достигающей отметки 3140 м. Еще одна долина с уплощенным дном на глубине 3750 м отделяет его от самого высокого гребня поднятия с отметкой вершины 2870 м. Эта долина является, вероятно, реликтом древней рифтовой депрессии Южного Галапагосского поднятия. Ширина ее по изобате 3750 м всего около 2 миль. Общий наклон западного фланга поднятия равен приблизительно 0,5°.

От высшей точки 2870 м глубины быстро нарастают в восточном направлении, вначале до 4000 м, а после широкой ступени с неровной поверхностью — до 4370 м. Здесь, в 15 милях к западу от ст. 1021, находится восточное подножие Южного Галапагосского поднятия, общая ширина которого получается равной 110 милям. Как уже указывалось, это лишь гребневая полоса высокого в прошлом сооружения, испытавшего погружение и сильное экзогенное разрушение. По аналогии с Восточно-Тихоокеанским поднятием оно асимметрично, однако здесь крутым оказывается восточный склон, спускающийся к Перуанской котловине под средним углом 2°.

Дно Перуанской котловины на всем остальном протяжении широтного разреза простирается в общем горизонтально, будучи разбитым на глыбы неправильной формы с вторично расчлененными склонами. Средний уровень этой широкой поверхности мелкого дробления коры расположен на глубине 4300 м, хотя имеется некоторая тенденция к увеличению глубин вблизи подножия хребта Наска, где на отдельных участках обнаружены отметки 4500 м. В том же направлении наблюдается постепенное уменьшение размеров глыб и между меридианами 88 и 83° рельеф дна можно отнести к типу мелких холмов, имеющих относительную высоту в среднем 150 м. Никаких крупных нарушений в этой части разреза не встречено.

Котловина Наска. На участке между хребтом Наска и Перуанско-Чилийским желобом поверхность дна опущена до 5000 м. Здесь оно настолько сильно раздроблено, что в профиле напоминает режущую поверхность пилы. Мелкие островершинные глыбы с вторично расчлененными склонами плотно прижаты одна к другой. Размеры глыб колеблются между 100 и 250 м. Создается впечатление сложного и длительного процесса разрушения, в котором напряжения сжатия чередовались по времени с растяжениями и сдвигами. Котловина Наска возникла за одноименным хребтом в результате дислокаций, обусловленных контактом движущейся плиты Наска с изогнутым краем материка Южной Америки. Свежесть форм рельефа свидетельствует о продолжении в настоящее время этого динамического контакта, лишь в малой степени смягчаемого изгибом Перуанско-Чилийского желоба.

Скульптурное преобразование вдоль всего разреза выразилось лишь в накоплении осадков на дне продольных депрессий Южного Галапагосского поднятия и на отдельных участках дна Перуанской котловины. В районе ст. 1032, к северу от хребта Наска, глыбы усеивают склоны крупных холмов и между ними в

некоторых местах прослеживаются небольшие площадки, образовавшиеся благодаря накоплению осадков. На всей же остальной площади Перуанской котловины осадки лишь облекают тонким слоем первичные неровности дна. На востоке, в области мелкого дробления коры, развит исключительно структурный рельеф, обусловленный молодыми дизъюнктивными нарушениями, охватывающими обширные площади дна.

Анализ линейных магнитных аномалий и спрединг Южного Галапагосского поднятия. По южной окраине Перуанской котловины имеются разрозненные магнитные данные, приведенные в статье Е. Херрон [Herron, 1972b], по аномалиям восточной части Тихого океана. Эти данные позволяют в самых общих чертах представить характер тектонических движений и взаимоотношений структурных элементов в полосе дна, ограниченной параллелями 18 и 22° ю.ш. Из них явствует, что Южное Галапагосское поднятие представляло собой в прошлом типичную структуру растяжения. По гребню поднятия протягивается линейная магнитная аномалия 5, свидетельствующая о том, что спрединг здесь прекратился 9 млн. лет тому назад (конец миоцена). На западном фланге на расстоянии 160 миль удается проследить аномалию 6 (21 млн. лет, первая половина миоцена). Та же аномалия на востоке отстоит от гребня на расстоянии 110 миль. Это говорит о том, что отодвигание коры в течение 12 млн. лет происходило не в одинаковом темпе. На западе оно шло со скоростью 2,4 см/год, а на востоке — 1,7 см/год. Это неравенство темпов отразилось в поперечном профиле поднятия, выявив асимметрию всего сооружения, отмеченную при описании рельефа.

Аномалия 7 западнее Южного Галапагосского поднятия не обнаружена, однако в 120 милях к западу от аномалии 6 протягивается еще одна аномалия 7, относящаяся уже к восточному флангу Восточно-Тихоокеанского поднятия. Разграничительная линия (магнитная и структурная граница между двумя поднятиями) протягивается вдоль меридиана 98°30′ з.д., т.е. проходит точно по линии меридионального разреза, проведенного на судне "Дмитрий Менделеев". Никаких форм рельефа, свидетельствующих о напряжениях сжатия, здесь не обнаружено. Напротив, очертания гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия в плане свидетельствуют скорее об "отскоке" к западу значительного сегмента поднятия, заключенного между параллелями 15 и 22° ю.ш.

К востоку от Южного Галапагосского поднятия непрерывный ряд линейных аномалий от 5 (9 млн. лет, начало миоцена) до 9 (30 млн. лет, олигоцен) прослеживается вплоть до подножия хребта Наска. Скорее всего, эти аномалии образованы спредингом Южного Галапагосского, а не Восточно-Тихоокеанского поднятия. Далее последовательность аномалий нарушается, и за хребтом Наска, на пространстве раздробленной коры котловины Наска, обнаружены аномалии 18 и 20, самые старшие на данных широтах — 45 и 49 млн. лет соответственно. Кора этого участка образовалась, следовательно, в середине эоцена.

Связь содержания рудных компонентов в осадках с различными структурными элементами дна. В южной части Перуанской котловины распространены главным образом красные глубоководные глины, которые на возвышенностях сменяются карбонатными, преимущественно кокколитовыми осадками. Все они характеризуются присутствием рудных минералов, однако концентрации их в общем незначительны.

На разрезе по 20° ю.ш. содержание рудного вещества возрастает к гребню Южного Галапагосского поднятия от 8—9 до 10—12% (станции 1020, 1021 и 1022), а затем очень постепенно падает на восток, составляя на ст. 1024 всего 4%. Здесь, таким образом, в смягченном виде повторяется распределение, наблюдавшееся на Восточно-Тихоокеанском поднятии, где также более растянутым в длину был восточный склон. Данные по тепловому потоку также повторяют картину распределения рудных компонентов, но с некоторым смещением максимума к востоку. На ст. 1018 значение потока, по измерениям Я.Б. Смирнова, равно 1,34 мккал/см^2/сек, а на ст. 1020 — 2,3 мккал/см^2/сек. К сожалению, на оси поднятия (ст. 1021) поток не измерялся, однако восточнее, на ст. 1024, его значение составило 2,38 мккал/см^2/сек — максимальное для всего разреза.

Таким образом, по структурно-морфологическим признакам, магнитным и геотермическим данным, а также по распределению в осадках рудных компонентов Южное Галапагосское поднятие может считаться древним, отмирающим хребтом срединно-океанического типа, спрединг на котором прекратился в миоцене в связи с возникновением на западе Восточно-Тихоокеанского поднятия, ставшего новым центром раздвижения коры на юго-востоке Тихого океана.

Хребет Наска

Двухкратное пересечение хребта Наска, сделанное судном "Дмитрий Менделеев" между станциями 1025 и 1032, позволяет кратко осветить его морфоструктуру.

Первое пересечение хребта Наска. Западный склон хребта поднимается от глыбового дна Перуанской котловины, от глубин 4400—4550 м, вначале очень постепенно. Подножие хребта выражено в виде волнистой поверхности, средний уклон которой не превышает 0,2°. Далее, на глубине 4250 м, происходит резкий перелом склона. Он приобретает крутизну 3° и через 20 миль, на глубине океана 2130 м, заканчивается вершиной массивного передового хребта, ось которого вытянута параллельно простиранию всей структуры. Четыре острых выступа на глубинах 3980, 3600, 3380 и 3000 м четко выявляются на склоне, обращенном в сторону Перуанской котловины.

Далее следует широкая (8—10 миль) продольная депрессия с узким руслообразным дном, расположенным на глубине 3080 м и обрамленным террасовидными уступами с горизонтальными поверхностями, шириной каждая 4 мили. Они возвышаются над "руслом" на 200 м. Восточный склон депрессии выходит на широкую (около 15 миль) ступень на склоне основного хребта. Глубины здесь колеблются от 2170 до 2280 м, постепенно переходя в совершенно ровный склон хребта, крутизна которого приближается к 5°. На глубине 1220 м от поверхности океана на этом склоне зафиксирована еще одна ступень с острым внешним краем, имеющим отметку 1160 м. Последний к вершине участок склона очень крут (10°) и на глубине 320 м заканчивается совершенно плоским абразионным срезом, образующим площадку шириной около 5 миль.

Склон хребта Наска, обращенный на юго-восток — к котловине Наска, построен еще более сложно. Здесь от вершины до глубины 1400 м падает такой же крутой склон, как со стороны Перуанской котловины. Затем до глубин 2100—2200 м следует широкая (40 миль) выпуклая поверхность, на которую насажены крупные глыбы и небольшие вулканические конусы, напоминающие в профиле поверхности дна смежных с хребтом котловин. От этой поверхности вниз, до глубин 4000 м, спускается склон такой же крутизны, как на противоположной стороне хребта (3°). Он осложнен такими же острыми выступами приблизительно на тех же глубинах океана (3030, 3420, 3720 и 3940 м). Лишь подножие хребта, простирающееся до глубин 4500—4600 м, отличается от противоположного склона своим ступенчатым профилем. Общая ширина хребта Наска на данном пересечении (вместе с подножиями) составляет 260 миль.

Второе пересечение хребта Наска. Промерный галс между станциями 1030 и 1032 пересек хребет Наска в 270 милях к северо-востоку от предыдущего, пройдя в 200 милях от Перуанско-Чилийского желоба. Хребет здесь значительно ниже и резко асимметричен. От дна котловины Наска он поднимается крутым, до 10°, склоном, заканчивающимся на отметке 2100 м острым пиком, за которым лежит узкая впадина с относительной глубиной 450 м. От дна этой впадины следует такой же крутой подъем к главной вершине хребта, осложненный на глубине 1820 м небольшим острым выступом. Вершина хребта также образует острый пик, достигающий отметки 1670 м.

Северо-западный склон хребта Наска, обращенный к Перуанской котловине, также очень крут. До глубины 2770 м его крутизна приближается к 11°. Далее он выполаживается и заканчивается на глубине 3560 м продольной депрессией с плоским дном шириной около 5 миль. Отсюда следует новый подъем к острой вершине с отметкой 2760 м, затем еще две неглубокие депрессии и широкое куполо-

видное поднятие с "чешуйчатыми" склонами и вершиной, расположенной на глубине 2860 м. Основание хребта выражено в виде пологовогнутого склона огромной протяженности (100 миль), переходящего на глубине 4600 м в мелкохолмистую поверхность широкого понижения дна, окаймляющего краевой вал Перуанско-Чилийского желоба. Здесь эхолот зафиксировал слои осадков мощностью до 20 м, смягчающих первичный рельеф глыб.

Ширина хребта Наска на втором пересечении приблизительно такая же, как на первом, — 170 миль. Однако поперечные профили их глубоко различны. На первом пересечении хребет более высок и монолитен. Выпуклая, разбитая на глыбы поверхность на его юго-восточном склоне оставляет впечатление поднятого выбросом участка глубоководного дна котловины Наска. Идеально плоская поверхность свидетельствует о том, что вершина хребта на юго-западе когда-то возвышалась над уровнем океана, затем была срезана волнами и позже вместе со всем массивом испытала погружение. Следует принимать во внимание также эвстатическое повышение уровня океана, которое только в плейстоцене составило около 100 м.

В части, приближенной к материку Южной Америки, хребет никогда не поднимался выше уровня океана. Формирование его здесь, по-видимому, укладывается в два цикла. В течение первого кора была приподнята в виде пологого свода, а позже вдоль образовавшейся трещины базальтовая лава создала вулканическую пристройку — современный островершинный хребет с очень крутыми склонами. Известно, что в других местах хребет надстроен подводными горами [Удинцев, 1972].

Общая длина хребта Наска более 600 миль. В юго-западной части он сложен базальтами, преимущественно толеитовыми, с весьма разнообразным комплексом минералов, что говорит о пережитой им в прошлом континентальной фазе развития. Это, как мы видели, подтверждается и морфологией хребта. Вместе с тем по типу кристаллизации базальты в основной массе океанические (станции 1026, 1027 и 1028).

На втором пересечении (ст. 1031) драга вернулась пустой, и можно лишь предполагать, принимая во внимание только морфологические данные, что базальты, слагающие здесь хребет, значительно отличаются по составу от континентальных. Но петрографические аналогии и породы согласно ориентированной герцинской структуры материка Южной Америки позволяют делать вывод о древности хребта Наска [Ruegg, 1960].

Существует и альтернативная гипотеза Менарда, рассматривающая хребет Наска как молодое образование, возникшее одновременно с Восточно-Тихоокеанским поднятием в раннетретичное время и обусловленное перемещением плиты Наска на восток, в сторону Южной Америки [Менард, 1966]. Сталкиваясь на широте 15° с изогнутым краем материка, плита испытывала сложные перекосы и деформации с образованием трещин. Вдоль главной из них, направленной к выступу материка, вырос вулканический хребет Наска, который, судя по контрастным формам боковых выступов и острым пикам на его склонах, созданных постумными проявлениями вулканизма, сохранил активность до настоящего времени.

Нам представляется, что роль древней структуры, подходящей к берегу со стороны материка, ограничилась образованием выступа суши с примыкающим с юга широким заливом. Хребет же Наска был создан позже, в начальную фазу, на Южном Галапагосском поднятии, когда движущаяся кора встретила уже созданные неровности на своем пути. Хребет Наска образовался, по-видимому, в конце миоцена, поскольку вдоль его гребня протягивается линейная магнитная аномалия 5. Он, следовательно, лишь надстраивает континентальную структуру в длину, будучи моложе ее по возрасту. Неясными в этом свете остаются увеличенная по сравнению с обычной океанической мощность земной коры под хребтом (15 км) и отсутствие в его пределах сейсмических проявлений.

Следует отметить, что аналогичное взаимоотношение структурных элементов наблюдается в месте подхода к суше подводных хребтов Кокос и Техуантепек, где эти хребты встречают такие же по форме выступы и выгибы берега, как хребет Наска. Характерно, что все эти асейсмичные хребты образуют с меридианом одинаковый угол (45°) и к югу от них располагаются небольшие котловины.

Вал Карнеги, Панамская котловина и хребет Кокос

Работы на судне "Дмитрий Менделеев" в экваториальной полосе восточной окраины Тихого океана относятся к категории рекогносцировочных.

Вал Карнеги. Этот вал был пересечен меридиональным разрезом нис "Дмитрий Менделеев" в его средней части по 86° з.д. Это невысокое горное сооружение протягивается вдоль параллели 1° ю.ш. на длину около 500 миль от Галапагосских островов до Южной Америки.

При подходе к валу с юга, со стороны Перуанской котловины, наблюдается четкий переход к его склонам. От ст. 1041 у южного подножия вала глубины на протяжении 26 миль изменяются от 3230 до 2980 м. Здесь склон обрезан уступом высотой около 300 м, за которым протягивается краевая депрессия вала. За ней следует подъем с уклоном 0,8° до отметки 2650 м. Далее к северу простирается горизонтальная ступень шириной 30 миль, поверхность которой разбита на мелкие глыбы, а за ней — ровный склон (0,6°), приводящий на глубине океана 2080 м к широкой вершине вала Карнеги со слегка иззубренным контуром, свидетельствующим о выходе здесь коренных пород (базальтов), разбитых на мелкие глыбы.

Северный склон еще более полог (0,4°) и почти прямолинеен, с двумя слабо выраженными ступенями на глубинах 2400 и 2880 м. Краевая депрессия лежит на глубине 2770 м. Общая ширина вала Карнеги — 160—170 миль, относительная высота — 1100 м.

Панамская котловина. Заключенная между валом Карнеги, хребтом Кокос и западным краем американского континента Панамская котловина исследована в ее западной части, где по меридиану 86° з.д. прошел разрез судна "Дмитрий Менделеев".

Рельеф дна Панамской котловины очень сложен. Участок ровного дна у северного подножия вала Карнеги через 70 миль переходит в поверхность глыб неправильной формы, простирающуюся в среднем на глубине 2500 м. Размеры глыб колеблются от 200 до 700 м. В большинстве случаев они имеют широкие основания и заостренные вершины. Вулканические конусы, столь обычные в Перуанской и Чилийской котловинах, здесь отсутствуют.

Севернее параллели 46° ю.ш. средний уровень дна снижается до 2800 м. У ст. 1045 прослеживается наклонный уступ высотой 700 м, соответствующий по положению рифтовой долине Галапагосского поднятия. Четких признаков этой структуры разрез не обнаруживает, однако здесь отмечается повышенный тепловой поток, связанный, возможно, с проходящей по 85° з.д. Эквадорской зоной разлома.

Хребет Кокос. В отличие от вала Карнеги, хребет Кокос обладает контрастными формами рельефа, что позволяет отнести его к типу глыбовых океанических хребтов. У его подножия протягиваются две асимметричные в профиле скалистые гряды высотой 200 и 300 м, имеющие форму эскарпов с пологими склонами, обращенными в сторону хребта. Далее слегка вогнутый склон, наклоненный в среднем под углом 0,3°, приводит на глубине 2400 м к горизонтальной ступени с неровным дном, имеющей ширину 12 миль. Отсюда более крутой (1,3°) подъем приводит к вершинной зоне хребта, включающей ряд острых гребней, до 600 м относительной высоты, с неровными склонами. Высшая точка хребта имеет отметку 1080 м. Ширина всей полосы контрастного рельефа на вершине хребта — 140 миль. Она включает и боковой северный хребет, как бы прислоненный к центральному массиву, и достигающий своей вершиной отметки 1350 м.

Северо-западный склон хребта Кокос, спускающийся к Гватемальской котловине, вначале крут (3°), а на глубине 2800 м резко изменяет наклон, переходя в широкое подножие с поверхностью, падающей под углом 0,2°. Ровное дно Гватемальской котловины лежит у подножия хребта на глубине 3250 м.

Структурная характеристика всего огромного залива Тихого океана, образованного изгибом края американского материка, очень сложна и в настоящее время может быть дана лишь в самых общих чертах. Вал Карнеги и хребет Кокос можно, по-видимому, рассматривать в качестве краевых поднятий огромного клинообраз-

ного участка раздвижения коры в стороны от Галапагосского рифта. Столь необычные, в виде клина, очертания морфоструктуры срединно-океанического типа в плане объясняются неравномерным раздвижением ограничивающих его плит Кокос и Наска, динамические векторы которых направлены не по меридиану, а к северо-востоку и юго-западу соответственно. Линейные магнитные аномалии последовательно повторяют контур клина.

Д. Холден и Р. Дитц [Holden, Dietz, 1972] считают, что под Галапагосскими островами находится "фиксированный нагретый участок литосферы", где магма в виде плюмажа поднимается из мантии, обусловливая раздвижение плит и образование клиновидной рифтовой зоны. Именно здесь, у островов, впервые возник тройственный узел схождения плит, который затем перемещался к западу по мере неравномерного расширения рифтовой депрессии.

Хребты Карнеги и Кокос представляли собой в прошлом одно целое, а затем были разведены рифтом в процессе спрединга. Своим положением они фиксируют тот этап геологической истории (30—40 млн. лет тому назад), когда острие клина располагалось значительно восточнее, приблизительно у Галапагосских островов.

Панамская котловина может рассматриваться как новообразование океанической коры внутри рифтового клина. Глубинным бурением здесь выявлены значительные мощности осадков плио-плейстоценового возраста, подстилаемых верхнемиоценовыми базальтами [Hayes e.a., 1972]. Вместе с тем возраст коры в котловине более зрелый, чем у острия клина на западе, и по магнитным данным составляет приблизительно 30—40 млн. лет [Hey e.a., 1972]. Не исключено образование новых рифтов внутри клина, которые, однако, не могут быть столь глубокими, как у "острия", хотя бы по причине своей многочисленности.

Панамская котловина отличается высокой сейсмичностью, в то время как вал Карнеги и хребет Кокос асейсмичны. В меридиональном направлении ее рассекают зоны трансформных разломов — Эквадорская, Панамская и другие, вдоль которых концентрируются очаги землетрясений. Здесь же отмечены высокие показатели теплового потока [Lee, Uyeda, 1965] и можно ожидать образования в донных отложениях значительных концентраций рудного вещества.

Галапагосская рифтовая зона и впадина Хесса

На последнем этапе работ экспедиции был исследован район западной части Галапагосской рифтовой зоны вблизи узла тройственного схождения плит Пасифик, Кокос и Наска. Эти работы имели целью получение дополнительного материала по галапагосскому полигону, обследованному в 1972 г. во время 8-го рейса нис "Дмитрий Менделеев".

Подробное описание полигона приводится в статье А.В. Живаго, Л.Я. Будановой [1976]. Здесь мы кратко остановимся на материалах, несущих дополнительную информацию о морфоструктуре дна (рис. 6). Наиболее интересным в этом отношении оказался промерный галс по меридиану 100°55′ з.д., пересекший рифтовую зону с юга на север между 1°50′ и 2°31′ с.ш. в 34 милях к востоку от впадины Хесса и в 11 милях от восточного края полигона 1972 г.

На крайнем юге этого галса были зарегистрированы два боковых хребта с острыми вершинами, отстоящими от поверхности океана на 2880 и 2640 м, и зажатая между ними глубокая (3490 м) долина с плоским дном шириной 3 мили. Далее следует серия из трех невысоких, до 700 м относительной высоты, узких хребтов и очень узкая рифтовая щель с дном, опущенным до 4180 м. Ширина этой щели между изобатами 4000 м — 1 миля. Склоны падают под углом 15—20°. Особенно крут северный склон, поднимающийся непосредственно к северному боковому хребту с вершиной, расположенной на глубине 2180 м.

Сопоставление данных этого галса с картой полигона показывает, что главная рифтовая щель смещена здесь к северу на 13 миль по отношению к направлению оси спрединга в западной части полигона. В статье по 8-му рейсу указывалось, что рифтовая долина испытывает бифуркацию "русла" в восточном направлении. "Русло" неоднократно раздваивается, и между главными боковыми хребтами появ-

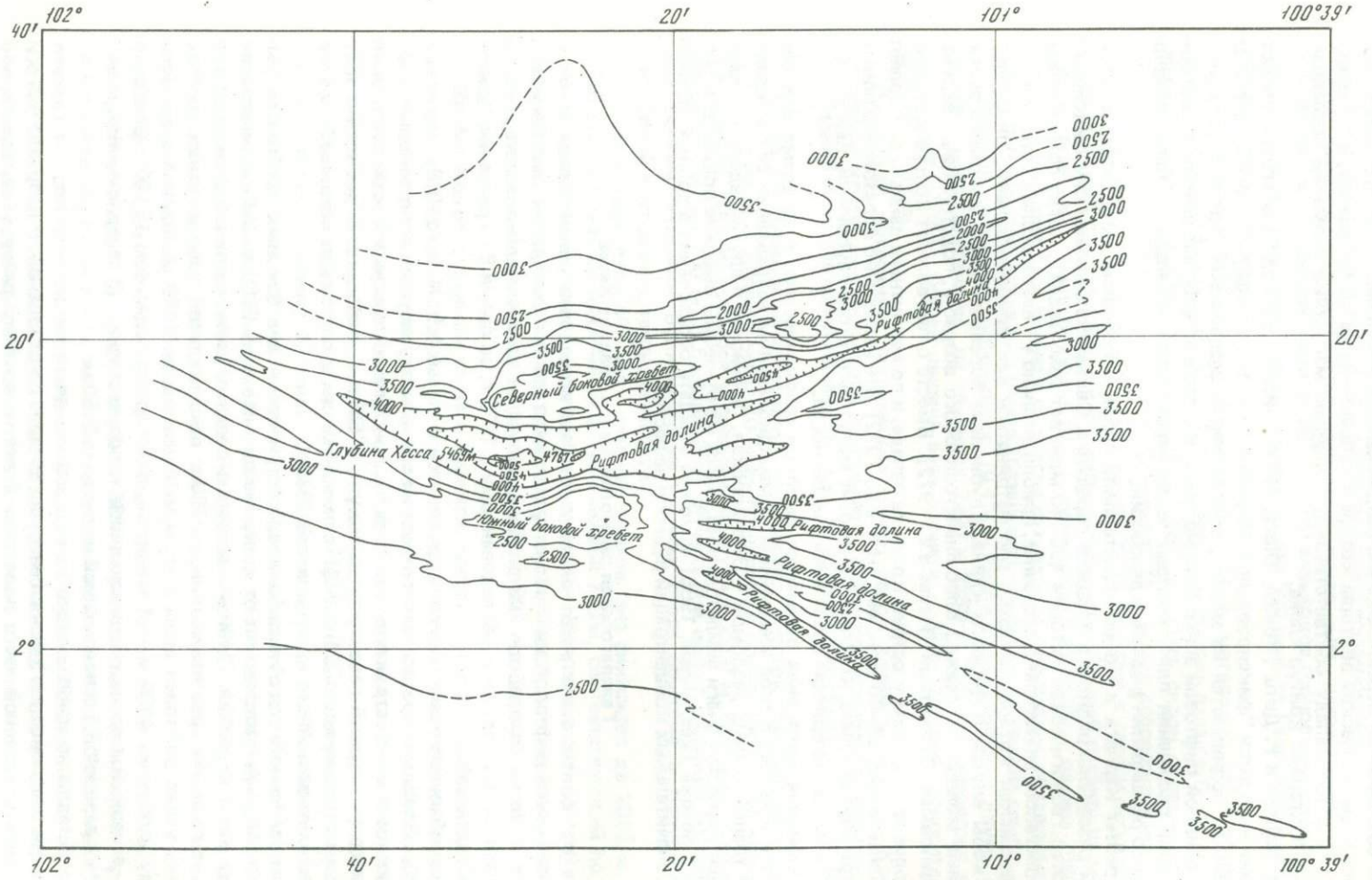


Рис. 6. Батиметрическая схема Галапагосской рифтовой зоны в районе впадины Хесса

ляются новые "водораздельные" гребни. Дополнительный галс позволяет утверждать, что роль главной долины после каждой бифуркации принимает на себя северное "русло". Главный рифт, таким образом, не проходит по биссектрисе раздвигающегося клина, а приближен к краю плиты Кокос.

Второй промерный галс 14-го рейса судна "Дмитрий Менделеев" пересек три внутренних "водораздельных" хребта внутри рифтовой зоны на юге полигона. Третий галс по своему направлению (по параллели 2°12′ с.ш.) приблизительно совпал с осью главной рифтовой долины в центре полигона между меридианами 101°15′ и 101°28′ з.д. На этом направлении "русло" рифтовой долины проходит на дне океана около 4100 м. Иногда его перегораживают невысокие (15—30 м) и узкие "пороги" в виде мелких глыб. На меридиане 101°28′ з.д. после небольшого выступа начинается крутой спуск (6—7°) к дну впадины Хесса, максимальная глубина которой, по новым данным, превышает установленную в 1972 г. на 297 м и составляет (после исправления на скорость звука) — 5469 м (широта 2°12,3′ с., долгота 101°31,8′ з.). Так же крут и западный склон впадины (вдоль ее длинной оси). Впадина Хесса, по новым данным, имеет изометрическую форму. Это самостоятельная морфоструктура в полосе раздвижения коры — живой рифт на "острие" раздвигающегося клина между плитами Кокос и Наска.

ОБЩАЯ СХЕМА МОРФОСТРУКТУРЫ ДНА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Применение теории глобальной тектоники плит в морфоструктурном анализе юго-восточной части Тихого океана позволяет наметить основные закономерности размещения главнейших элементов дна и дать им краткую структурно-генетическую интерпретацию. Литосферные плиты и мобильные пояса представляют главнейшие структурные категории исследованной части океана (рис. 7, вкл.).

I. Выделяются следующие плиты: 1) Пасифик, простирающаяся к западу от Восточно-Тихоокеанского поднятия; 2) Кокос, ограниченная Восточно-Тихоокеанским поднятием, Галапагосской рифтовой зоной, Центрально-Американским желобом и Панамской зоной разлома; 3) Наска, ограниченная Галапагосской рифтовой зоной, Перуанско-Чилийским желобом, зоной разлома о-ва Пасхи и Восточно-Тихоокеанским поднятием; 4) Антарктик, обрамленная на севере Чилийской зоной разлома и Западно-Чилийским поднятием, на западе — Восточно-Тихоокеанской впадиной и на востоке — Перуанско-Чилийским желобом; 5) Чилийская — между Восточно-Тихоокеанским поднятием и материком Южной Америки, которую мы выделяем в качестве самостоятельной плиты, поскольку она отделена от плиты Антарктик Западно-Чилийским поднятием, на котором обнаружены четкие проявления спрединга.

II. Плитам соответствуют котловины: Северо-Восточная, Южная, Беллинсгаузена, Чилийская, Перуанская и Гватемальская. Котловины Наска и особенно Панамская несут ряд признаков, характерных для мобильных областей коры.

III. Дно котловин представлено преимущественно глыбово-вулканическими структурами, связанными в своем происхождении со сменами периодов сжатия и растяжения коры. Такие смены возникли в ходе неравномерного темпа спрединга в разные этапы геологической истории.

IV. Мобильные пояса или зоны с активными сейсмическими проявлениями, вулканизмом и повышенными значениями теплового потока в пределах восточной части Тихого океана разделяются на четыре генетические группы: 1) активные поднятия срединно-океанического типа, в которых в процессе спрединга образуется новая кора, иногда полностью заполняющая рифтовую щель (Восточно-Тихоокеанское поднятие, Галапагосское поднятие); 2) древние ("фоссильные") поднятия срединно-океанического типа, в которых спрединг прекратился в конце третичного времени (Южное Галапагосское поднятие, Западно-Чилийское поднятие); 3) трансформные разломы (зоны и системы разломов), пересекающие поднятия и хребты и частично продолжающиеся в пределах смежных котловин, с активной сейсмикой,

вулканизмом и высоким тепловым потоком, по которым отдельные сегменты поднятий испытывают огромные горизонтальные сдвиги (Элтанин, Чилийская, Агассиц, о-ва Пасхи, Панамская и др.); 4) глубоководные желоба — области сжатия и погружения земной коры вдоль края материков.

Приуроченность металлоносных донных отложений к областям нарушений земной коры, установленная во время 14-го рейса нис "Дмитрий Менделеев", свидетельствует об эндогенном происхождении этого типа осадков. Механизм их образования заключается во взаимодействии поднимающихся глубинных гидротерм с водной средой и грунтовыми растворами на дне. При этом отмечается следующее:

1. Максимумы концентрации рудных компонентов приходятся на гребневые зоны и рифты срединных поднятий, зоны трансформных разломов и связанные с ними нарушения вторичных генераций, где выход гидротерм в той или иной степени облегчен (гребень и восточный фланг Восточно-Тихоокеанского поднятия, Галапагосская рифтовая зона).

2. Повышенное содержание рудного вещества отмечается также на гребнях и флангах древних поднятий (Южное Галапагосское, Западно-Чилийское поднятия).

3. Оптимальные условия для подводного рудообразования создаются в тех районах, где сочетаются дизъюнктивные нарушения двух разновозрастных морфоструктур срединно-океанического типа и где вследствие этого тектоническая обстановка существенно осложняется. По этим признакам на юго-востоке Тихого океана выделяются два крупных района повышенного содержания рудного вещества в донных отложениях: 1) район сближения Восточно-Тихоокеанского и Западно-Чилийского поднятий, ограниченный на севере зоной разлома о-ва Пасхи, а на юге параллельно 44° ю.ш. (разломы Фернандес и симаунт "578"), включает гребневую полосу и восточный фланг Восточно-Тихоокеанского поднятия, северную окраину котловины Беллинсгаузена и западный фланг Западно-Чилийского поднятия и 2) район сближения Восточно-Тихоокеанского и Южного Галапагосского поднятий между параллелью 6° ю.ш. и серией разломов Карусель—Карнеги, включает гребневую полосу и восточный фланг Восточно-Тихоокеанского поднятия, западный фланг Южного Галапагосского поднятия и депрессию Бауэр, в которой сходятся под углом различно ориентированные трансформные разломы обоих поднятий.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов И.М., Смилга В.П., Сузюмов А.Е. Новые данные о рельефе дна юго-восточной части Тихого океана. — Труды/Ин-т океанологии АН СССР, 1971, **89**.

Деменицкая Р.М. Основные черты строения коры по геофизическим данным. — Труды/НИИГА, 1962, **115**.

Живаго А.В. Морские геолого-геоморфологические исследования в южной части Тихого океана. — Труды/Сов. антаркт. экспед., 1961, **19**.

Живаго А.В., Буданова Л.Я. Морфоструктурые типы дна по маршруту 8-го рейса нис "Дмитрий Менделеев". — В кн.: Геолого-геофизические исследования юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976.

Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972.

Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966.

Anderson R.N., Sclater J.G. Topography and evolution of the East Pacific Rise between 5° and 20°S. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, **14**.

Barazangi M., Dorman J. World seismicity maps compiled from ESSA Coast and Geodetic Survey, epicenter data, 1961—1967. — Seismol. Soc. Amer. Bull., 1969, **59**.

Bonatti E. Fissure basalts and ocean-floor spreading on the East Pacific Rise. — Science, 1968, **161**, N 3844.

Chase T.E. Sea-floor topography of the Central Eastern Pacific. — U.S. Dept Interior. Bur. Commer. Fish., Circ. 291, Washington, D.C., 1968.

Deep-Freeze Technical Reports, 1961, 1962. Washington: US Naval. Ocean Off., 1965, 1966.

"Glomar Challenger", Leg. 35. — In: Initial Repts. DSDP. Washington: Govt. Print. Off., 1976, v. 35.

Hayes D.E., Talwani M., Houts R., Pitman W.C., Meijer R.R. Preliminary reports of volumes 21 and 22, U.S.N.S. "Eltanin". Tech. Rept N 2-CU-2-69 and N CU-1-72. — Cruises 22—32 Lamont-Doherty Geol. Observ. Columbia Univ., 1969—1972.

Heezen B.C., Tharp M., Bentley Ch.R. Morphology of the Earth in the Antarctic and Subantarctic. — Antarctic Map Folio Ser., 1972, **16**.

Heirtzler J.R., Diekson G.E., Herron E.M., Pitman W.C., Le Pichon X. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and the motions of the ocean floor and continents. — J. Geophys. Res., 1968, **73**, N 14.

Herron E.M. Crustal plates and sea floor spreading in the South-Eastern Pacific. — In: Antarctic

Geology, I. Amer. Geophys. union, Antarctic Res. ser., 1971, v. 15.

Herron E.M. Sea floor spreading and the Cenozoic history of the East-Central Pacific. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1972a, **83**, N 6.

Herron E.M. Two small crustal plates in the South Pacific near Easter Island. — Nature. Phys. Sci., 1972b, **240.**

Herron E.M., Hayes D.E. A geophysical study of the Chile Ridge. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1969, **6**, N 1.

Hey R.N., Deffeyes K.S., Johnson G.L., Lowrie A. The Galapagos Triple Junction and plate Motions in the East Pacific. — Nature, 1972, **237**, N 5349.

Holden J.C., Dietz R.S. Galapagos Gore, NazCoPac Triple Junction and Carnegie/Cocos Ridges. — Nature, 1972, **235**, N 5336.

Klitgard K.D., Mudie J.D. The Galapagos spreading centre a near-bottom survey. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1974, N 1.

Krause Dale C. Equatorial Shear Zone. The World Rift system. — Geol. Surv. Canada, 1966, pap. 66—14.

Larson R.L. Near-bottom geologic studies of the East Pacific Rise crest. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, **82**, N 4.

Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift. — J. Geophys. Res., 1968, **73**, N 12.

Lee W., Uyeda S. Review of heat flow data. — Amer. Geophys. Union, Monograph, 1965, N 8.

Mammerickx J., Menard H.W., Chase T.E., Smith W.L. Bathymetry of the North and South Pacific. Series of maps scale 1:5.000.000/Ed. by Scripps Inst. Oceanography and Inst. Mar. Res., 1970—1974.

Menard H.W. The East Pacific Rise. — Sci. Amer., 1961, **205**, N 6.

Menard H.W., Chase T.E., Smith S.M. Galapagos Rise in the Southeastern Pacific. — Deep-Sea Res., 1964, **11.**

Molnar P., Atwater T., Mammerickx J., Smith S. Magnetic anomalies, bathymetry and the tectonic evolution of the South Pacific sinse the Late Cretaceous. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1975, **40.**

Morgan W.J. Rises, trenches, great faults and crustal blocks. — J. Geophys. Res., 1968, **73**, N 6.

Northrop J., Morrison M.F., Duennebier F.K. Seismic slip rate versus sea-floor spreading rate on the East Pacific Rise and Pacific-Antarctic Ridge. — J. Geophys. Res., 1970, **75**, N 17.

Pitman W.C., Herron E.M., Heirtzler J.R. Magnetic anomalies in the Pacific and sea-floor spreading. — J. Geophys. Res., 1968, **73**, N 6.

Rea D.K. Tectonics of the East Pacific Rise, 5° to 12°S. — Thesis submitted to Oregon State University for the degree of Doctor of Philosophy. Oregon State Univ., 1975.

Rea D.K., Malfait B.T. Geologie evolution of the northern Nazca Plate. — Geology, 1974, **2.**

Ruegg W. An intra-Pacific ridge, its continuation into the Peruvian mainland, and its bearing on the hypothetical Pacific land mass. — Proc. 21 Intern. Geol. Congr., sect. X (Submar. Geol.), 1960.

Sclater J.G., Anderson R.N., Bell M.L. The elevation of ridges and the evolution of the Central Eastern Pacific. — J. Geophys. Res., 1971, **76**, N 32.

Stover C.W. Seismicity and tectonics of the East Pacific Ocean. — J. Geophys. Res., 1973, **78**, N 23.

Tucholke B.E. Sedimentation processes and acoustic stratigraphy in Bellingshausen Basin. — Mar. Geol., 1977, **25**, N 1.

Van Andel T.H., Heath G.R., Malfait B.T., Heinrichs D.F., Ewing J.I. Tectonics of the Panama Basin, Eastern Equatorial Pacific. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, **82**, N 6.

Woollard G.P. An investigation of the Nazca lithospheric plate and its interactions with the South American continental block. — Progr. Rept, Hawaii, Appendix "A", 1972.

Т.И. ФРОЛОВА, Э.Н. ЖАРИКОВА, Б.П. ЗОЛОТАРЕВ,
Г.Л. КАШИНЦЕВ, Д.М. ПЕЧЕРСКИЙ, В.И. СТАРОСТИН

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ДНА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА И ИХ ВТОРИЧНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В СВЕТЕ ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ

В 14-м рейсе научно-исследовательского судна "Дмитрий Менделеев" был собран большой материал по коренным породам дна океана в пределах разнообразных тектонических структур: активных поднятий и рифтовых зон (Восточно-Тихоокеанское поднятие, Галапагосский рифт), асейсмичных хребтов (хребты Наска, Кокос), относительно древних глыбовых поднятий (хребты Сала-и-Гомес, Карнеги). В подавляющем большинстве случаев это были базальты, реже долериты и габбро-долериты, а в Галапагосском рифте (ст. 1054) были подняты оливиновые габбро-нориты.

При всем однообразии пород, принадлежащих почти исключительно к группе толеитовых базальтов, в них были отмечены явления дифференциации, причем не только в древних, длительно развивающихся, но и в молодых активных структурах, в частности, в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Была установлена четкая зависимость между фациальным обликом магматических пород и глубиной их распространения – отмечена смена пиллоу-лав долеритами, габбро-долеритами и, наконец, крупнозернистыми оливиновыми габбро-норитами. Поскольку большие глубины были достигнуты нами либо в зонах разломов, либо в рифтовых ущельях, становится ясным, что наблюдаемая закономерность связана со вскрытием на больших глубинах все более глубоких горизонтов океанической коры, имеющей слоистое строение. По всей вероятности, на разных станциях нами были вскрыты различные горизонты второго слоя океанической коры, а на ст. 1054 (впадина Хесса), возможно, и кровля третьего слоя. Высказанное предположение подтверждается достаточно хорошей корреляцией между глубинами взятия проб и скоростями продольных звуковых волн. Видно, что на максимальных глубинах, вскрытых в глубоких разломах земной коры, достигаются значения величин продольных волн, близких к третьему слою.

Таким образом, полученный нами материал дает возможность проследить изменение состава, фациального облика и метаморфических преобразований практически на разных горизонтах второго слоя океанической коры.

Поскольку кардинальной задачей 14-го рейса нис "Дмитрий Менделеев" являлась проблема происхождения вещества и условий образования металлоносных осадков, в настоящем сообщении мы остановимся не только на петрологии, но и на метаморфических преобразованиях коренных пород. Каков источник этих преобразований? Насколько велика интенсивность метаморфизма пород океанического дна и в чем его сходство и различие с метаморфизмом континентальных структур? Эти и другие вопросы необходимо выяснить для того, чтобы решить, может ли и каким образом базальтовый вулканизм на дне океана способствовать образованию металлоносных осадков.

ПЕТРОЛОГИЯ ПОРОД ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОГО ПОДНЯТИЯ

С 13 по 22 марта 1975 г. нис "Дмитрий Менделеев" дважды пересекло Восточно-Тихоокеанское поднятие – на 39 и на 34–33° ю.ш. Во время этих пересечений был получен коренной материал со дна океана при тралении (станции 1001-4, 1006), драгировках (станции 1008-3, 1008-4, 1011-3), в дночерпателе (ст. 1010-2) и прямоточных трубках (станции 998-1, 1011-2, 1015-1). С восточного фланга хребта на различном удалении от оси был получен материал со станций 998 и 1011, с оси хребта – со станций 1001 и 1010 и с западного фланга хребта – со станций 1006 и 1008. Характеристика материала приведена в табл. 1.

Таблица 1

Краткая характеристика магматических пород, поднятых с Восточно-Тихоокеанского поднятия

Станция	Координаты	Глубина, м	Местоположение	Материал	Объем материала
998	39°00,0′ ю.ш. 103°00,0′ з.д.	3693—3773	Восточный склон Восточно-Тихоокеанского поднятия	Базальт афировый	10 $см^3$
1001	39°00,9′ ю.ш. 111°24,4′ з.д.	2850—2830	Ось поднятия	Базальт афировый с подушечной отдельностью	0,5 $м^3$
1006	38°06,0′ ю.ш. 125°20,0′ з.д.	4350—4470	Разлом Агасиц, западное подножие поднятия	Базальт афировый	1—2 $см^3$
1008-3	34°59,4′ ю.ш. 118°26,9′ з.д.	2230	Подножие горы в 100 км западнее оси поднятия	Шлак базальтовый (40%), гиалокластит (55%), пемза	10 $см^3$
1008-4	34°59,9′ ю.ш. 118°30,7′ з.д.	1150—1130	Склон той же горы, ближе к вершине	Базальт пористый (30%), гиалокластит (40%), туф с карбонатным цементом (30%)	8 $см^3$
1010	33°59,0′ ю.ш. 112°30,4′ з.д.	2235—2255	Ось поднятия	Глыба плагиоклазового базальта с подушечной отдельностью	0,045 $м^3$
1011	33°00,4′ ю.ш. 109°30,4′ з.д.	4100	В 170 км восточнее оси Восточно-Тихоокеанского поднятия	Базальт афировый (45%) свежий, базальт зеленокаменно-измененный (15%), габбро-долерит (40%), пемза	3 $м^3$

Восточно-Тихоокеанское поднятие на этом участке представляет собою очень широкое (около 1000 км) пологое поднятие морского дна, не имеющее четко выраженной рифтовой долины. Оно рассечено трансформными разломами и зонами тектонического дробления, параллельными оси хребта, как правило, вскрывающими более глубокие части океанической коры.

Базальты приосевой части

Базальты с подушечной отдельностью. Наиболее обильный материал, представленный базальтами с подушечной отдельностью, был поднят с приосевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия (станции 1001, 1010).

Материал со ст. 1001 исключительно однороден. По всей вероятности, это либо части одного базальтового потока, либо нескольких смежных. Все подушки обладают зональным строением. Большинство из них имеет радиус от 5 до 25—30 см, но встречаются фрагменты как более крупных, так и более мелких (до 1—0,5 см). С поверхности обособления покрыты тонкой неравномерной по мощности железомарганцевой корочкой. Для этих базальтов характерна плотная массивная текстура. Большей частью округлые мелкие поры видны только под микроскопом. В центральной же части подушек обычно имеется крупная (до 1—2 см) пустота, иногда выстланная тонколистоватым зеленоватым хлоритом, цеолитами или гидроокислами железа. Они обладают афировой структурой. В них редко встречаются единичные

более крупные зерна плагиоклаза, иногда оливина, близкие по размерам к минералам основой массы. Макроскопически это темно-серые массивные породы с неразличимым или плохо различимым простым глазом зернистым строением. Они сложены плагиоклазом, пироксеном, титаномагнетитом, ильменитом и стеклом. Далеко не всегда присутствует оливин.

Плагиоклаз — преобладающий минерал и составляет от 15 до 45% основной массы в зависимости от степени раскристаллизации. Плагиоклаз образует лейсты или микролиты, варьирующие по размерам от 0,01 до 0,5 мм, часто удлиненные, с расщепленными концами или конвертовидной формы, с пустой центральной частью. Они иногда собраны в лучистые или сноповидные агрегаты, окруженные мелкими ксеноморфными изометричными кристалликами клинопироксена или находящиеся с ним в срастании. Состав их изменяется от An_{65} в наиболее крупных зернах до An_{55-50} в микролитах.

Клинопироксен представлен слегка буроватыми мелкими ксеноморфными зернами свежего авгита, количество и формы выделения которого зависят от степени раскристаллизации стекла. В более стекловатых разностях это метельчатые, ветвистые агрегаты, иногда похожие на веточки, находящиеся в срастании с плагиоклазом. В более раскристаллизованных разностях — это изометричные, ксеноморфные зерна, тяготеющие к плагиоклазам. Количество его варьирует от 10—15 до 30—40%. Размеры зерен редко превышают сотые доли миллиметра и только единичные более крупные зерна пироксена приближаются по размерам к вкрапленникам.

Оливин встречается в виде идиоморфных, иногда необычных для него удлиненно-призматических кристаллов. Большей частью это мелкие зерна, сопоставимые по размерам с клинопироксеном, значительно реже вкрапленники, до 0,5 мм в поперечнике, дезинтегрированные и по трещинам разъеденные основной массой. Его содержание варьирует от 0 до 10%; состав отвечает Fa_{20}. Оливин — единственный минерал, довольно сильно подвергнутый изменению. Наименьшая степень изменения выражается в побурении зерен оливина по трещинам и с периферии в связи с окислением железа. Более интенсивная — в замещении (частичном или полном) мелколистоватым, вплоть до криптокристаллического, агрегатом зеленого низкодвупреломляющего хлорита или реже минералов иддингсит-боулингитовой группы.

Рудные минералы представлены титаномагнетитом и ильменитом; количество их и особенно размер зерен увеличиваются по мере раскристаллизации стекла. Таким образом, обе рудные фазы являются самыми поздними. В стекловатых корочках они полностью отсутствуют. Обычно лучше диагностируется игольчатый и пластинчатый ильменит, образующий в интерстициях характерные скелетные агрегаты, в то время как зерна титаномагнетита видны не всегда. Более высокомагнитные разности базальтов с более высокими I_n и I_s обладают и максимальным содержанием железа, т.е. содержание ильменита, по всей вероятности, более постоянно по сравнению с ферромагнитными минералами. По величине магнитной восприимчивости $\kappa = 1{,}0–4{,}0 \cdot 10^{-4}$ ед. СГСМ, естественному остаточному намагничиванию $I_n = 0{,}86–53{,}0 \cdot 10^{-3}$ ед. СГСМ ($I_{n,\,ср} = 24 \cdot 10^{-3}$) эти базальты типичны для пиллоу-лав центральной части Восточно-Тихоокеанского поднятия. Титаномагнетиты в подавляющей части образцов (за исключением зоны закалки, о которой речь пойдет особо) окислены. Это типичное низкотемпературное окисление, вследствие которого образуется однородный титаномагнетит с точками Кюри от 240 до 340°.

Количество стекловатого базиса породы варьирует от 20 до 60—70%, а в закаленных корочках — до 90%. За исключением этих последних, все стекло темно-бурое, окисленное. Иногда оно несколько двупреломляет и в нем заметны до конца не оформившиеся зародыши кристаллов плагиоклаза и клинопироксена.

Афировые и редкопорфировые базальты. Эти базальты (ст. 1001) характеризуются гиалопилитовыми, местами метельчатыми, спилитовыми и интерсертальными структурами основной массы.

Как правило, в них всегда содержатся мелкие, часто не различимые простым глазом, обычно округлые, реже неправильной формы поры, количество которых увеличивается в центральных частях подушек. Диаметр пор от 0,05 до 1 мм, редко крупнее. Только в центральных частях подушек они достигают нескольких сантиметров. Некоторые из них пустые, другие — полностью заполнены вторичными минералами.

Вторичные минералы, замещающие участками стекло и выполняющие поры, а также развитые по трещинам, представлены зелеными до синеватых хлоритами, обычно образующими мелкочешуйчатые и радиально-лучистые агрегаты. Они раскристаллизовываются по глобулям, насаженным на поверхность пустотки или поры. Значительно реже встречаются минералы иддингсит-боулингитовой группы, образующие мелкочешуйчатые агрегаты и выполняющие мелкие трещины и гнезда. Гидроокислы железа развиваются позднее, чем хлориты и иддингсит-боулингитовые агрегаты, вследствие чего последние местами окрашиваются в буроватые оттенки различной интенсивности.

Неравномерное распределение стекла и появление крупнозернистых раскристаллизованных обособлений иногда приводят к неоднородностям структуры. Поры окружены стекловатыми оторочками, сопоставимыми по мощности с их величиной. Как правило, стекло в этих участках более темное, почти черное, т.е. степень его окисления выше, чем в остальных частях породы. Это весьма широко распространенное явление в эффузивах, внешне сходное с появлением корочек закалки на поверхности подушечных обособлений, связано с тем, что участки, прилегающие к порам, являющимися центрами скопления летучих компонентов, оказываются после их потери переохлажденными и быстро застывают в виде стекла.

Крупнозернистые раскристаллизованные обособления, имеющие офитовую структуру, часто окружены стекловатым ореолом, образовавшимся, очевидно, вследствие быстрого стяжения материала при кристаллизации крупных кристаллов и соответственно застывания окружающего эти обособления пространства в виде стекла.

На особенности кристаллизации, характер и последовательность вторичных изменений, а также их природу проливает свет изучение строения подушечных обособлений базальтов. Все подушки построены по единому плану.

1. На поверхности образовалась корка мощностью от 0,1 до 1,5 см, чаще 0,5—1 см. На ней отмечаются мелкие округлые обособления размером 1—2 см, в связи с чем она очень неровна. В поперечном срезе видно, что корка состоит из скорлуповатого отслаивающегося черного блестящего стекла. В самой мелкой фракции материала, принесенного тралом, больше всего остроугольных обломков корки.

Верхняя часть корки мощностью до 0,5 мм состоит из окисленного стекла с редкими вкрапленниками плагиоклаза и оливина. Стекло имеет вследствие окисления темно-бурый оттенок. В нем присутствуют многочисленные неправильной формы поры, количество которых в глубь обособления постепенно уменьшается, а форма становится более правильной, округлой. Под ней расположена зона свежего светло-бурого трещиноватого стекла с редкими вкрапленниками плагиоклаза и оливина, единичными микролитами плагиоклаза. В пределах этой зоны темно-бурые окисленные участки стекла развиты только локально, по трещинкам, или образуют ореолы вокруг пор или кристаллов.

2. Непосредственно под коркой расположена существенно стекловатая, закаленная зона, четко отделяющаяся от отслаивающегося скорлуповатого стекла корки. Эта зона отличается большой плотностью и отсутствием пузырей. Мощность ее от 0,2 до 1,5 см, а мелкие обособления заполнены нецело. Она раскристаллизована примерно на 40—50%, и в ней, помимо вкрапленников плагиоклаза и оливина, присутствуют микролиты плагиоклаза и кристаллы клинопироксена часто метельчатой и дендритовидной формы.

3. Пористая тонкозернистая зона, обычно связанная с предыдущей постепенными переходами. Она раскристаллизована на 60%, причем форма зерен клинопироксена с глубиной меняется, становясь преимущественно изометричной, короткопризматической. Рудные минералы хорошо раскристаллизованы. Поры, пустые во внешних

зонах, здесь частично или полностью выполнены хлоритом, по которому позднее развиваются гидроокислы железа, окрашивающие их содержимое в ярко-оранжевые тона.

4. Зернистая центральная часть занимает основной объем подушек (до 80%). От предыдущей зоны она отделяется четко. Это наиболее раскристаллизованное вещество базальта со структурой, близкой к интерсертальной, с окисленным стеклом, в значительной степени замещенным хлоритом, переполненным ильменитом и титаномагнетитом. Поры обычно выполнены хлоритом или же хлоритовая оторочка с периферии сменяется радиально-лучистыми агрегатами цеолита-томсонита. Количество хлорита в центральных частях значительно увеличивается, количество же гидроокислов железа уменьшается. По мере раскристаллизации основной массы увеличивается также относительное содержание клинопироксенов по сравнению с плагиоклазами. Число пор возрастает, и центральная часть подушки часто сложена крупными (до нескольких сантиметров) неправильной формы пустотами, поверхность которых обычно выстлана мелкозернистым агрегатом хлорита или цеолитов.

Термомагнитный анализ (табл. 2) показал распространение в центральных частях подушек однородного по составу титаномаггемита (T_c = 260–290°С).

Таблица 2

Изменение магнитных свойств базальта из подушечного обособления

Зоны*	I_{so} гс	I_{nso} гс	I_{nso}/I_{so}	I_{st}/I_{so}	$T°$, С	ΔI_s (600°С) · $\cdot 10^2$
1 (у стекла)	2,4	1,3	0,5	2,6	240 (?) (вогнутая)	14,2
2 (≈ 1,5 см от стекла)	2,3	1,0	0,43	4,7	265	13,6
3	3,8	1,4	0,35	2,4	280	12,2
	3,8	1,0	0,27	4,6	270	14,0
4	3,0	1,1	0,37	4,6	245	14,8

* Соответствует описанию подушки в тексте.

Приведенный разрез подушек типичен для ст. 1001, однако в зависимости от их величины отдельные зоны, преимущественно внутренние, выпадают. Наиболее измененные подушки, помимо интенсивного развития по трещинкам и по пустоткам хлоритов и цеолитов, содержат также гипс, опал и халцедон. Изучение магнитных свойств этих измененных образцов показало, что имеющиеся низкотемпературные метаморфические преобразования практически не повлияли на их магнитные свойства.

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Лава, образовавшая описанные выше потоки, поступала на поверхность нагретой до температуры, близкой к началу кристаллизации. Наблюдающиеся в ней единичные вкрапленники плагиоклаза An_{63-65} и оливина встречаются во всех частях лавовых подушек, в том числе и в корках, что позволяет предположить их интрателлурический характер.

2. Парагенезисы основной массы базальтов состоят из плагиоклаза An_{50-55}, авгита, ильменита и титаномагнетита, сосуществующих с остаточным стекловатым базисом. Они различаются по наличию или отсутствию оливина и по степени раскристаллизации. Судя по порядку их кристаллизации (плагиоклаз → клинопироксен → рудный), содержание летучих компонентов в лавах было невелико, а степень их

окисленности очень низка. Вследствие этого отделение летучих, очевидно, имело место только после излияния лавы, о чем говорит присутствие в последней пор и пустот.

3. Повсеместное распространение стекловатой закаленной корки и подушечной отдельности является характерным в подводных условиях образования лав.

4. Породы после своего излияния претерпели изменения. Наиболее ранние из них, связанные с соприкосновением горячей лавы и морской воды, привели к окислению верхней стекловатой корочки и частично зоны закалки. В то же время при остывании лавы имели место автометасоматические преобразования внутренних частей подушек в виде их хлоритизации, цеолитизации, незначительного окремнения под воздействием летучих компонентов, оказавшихся захороненными внутри подушечных обособлений.

Более позднее окисление в результате подводного выветривания (гальмиролиза) привело к образованию по трещинкам застывшей лавы и в пустотах гидроокислов железа, наложенных на хлоритизированные участки; содержание их уменьшается от периферии к центру. Этот процесс в целом незначителен и уступает по масштабам автометасоматозу, в отличие от которого он происходил в обстановке высокого потенциала кислорода. Процесс подводного выветривания четко отражается на характере магнитных свойств по периферии обломков подушечных обособлений, длительное время соприкасавшихся с морской водой. Их изучение показало большую окисленность ($T_C = 320°C$) и значительную неоднородность ферромагнетиков в зоне выветривания с заметным взаимодействием между фазами, что говорит о неоднородности магнитного материала на уровне решетки кристаллов. Учитывая это, а также заметное уменьшение I_s (1,8 по сравнению с 3,8 в зоне 3), можно утверждать, что при окислении (выветривании) идет разрушение титаномагнетита и титаномаггемита с переходом железа и титана в немагнитные формы. Судя по некоторому уменьшению "парамагнитного хвоста" (части I_s при температуре 600°С., т.е. выше T_C магнетита — 580°С) от 14 до 12,3, небольшая часть железа выносится из породы.

Образец со ст. 1010, поднятый на оси Восточно-Тихоокеанского поднятия несколько севернее (см. табл. 1), представляет собой подушку лавы сложной формы диаметром около 50 см, покрытую железомарганцевой рубашкой, а также имеющую зональное строение. Породы ст. 1010 отличаются от описанных выше пород ст. 1001 порфировой структурой и содержат обильные и крупные (до 2,5 мм) вкрапленники плагиоклаза (An_{78-80}) и более мелкие и редкие — оливина (Fa_{25-30}), распределенные по всему телу подушки. Ниже описываем их по зонам.

1. Внешняя часть подушки сложена бугристой коркой мощностью до 1 см, состоящей из отслаивающегося скорлуповатого стекла с корродированными вкрапленниками плагиоклаза и оливина, присутствующими в количестве 10—15%. Стекло свежее, светло-бурое, прозрачное, с мелкими округлыми порами, трещиноватое. Судя по данным термомагнитного анализа, в нем присутствуют зародыши ферромагнитных минералов, размеры которых около 100 Å (нет пика I_n и I_{ns} в зоне закалки, что говорит о том, что скорость остывания была больше скорости роста зерен титаномагнетита). Количество их, по тем же данным, очень невелико и не превышает 1% объема породы.

2. В зоне, непосредственно подстилающей стекловатую корку, в стекле появляются микролиты плагиоклаза (An_{63}), иногда собранные в метельчатые и радиально-лучистые агрегаты вместе с клинопироксеном. Для плагиоклазов характерны игольчатые, "рваные" окончания микролитов, которые имеют удлиненную, часто изогнутую форму. Стекло в этой части подушки окислено и окрашено в темно-бурый цвет. В отличие от корки, плагиоклазы вкрапленников создают синнезисные вростки и часто собраны в гломеропорфировые образования. При этом дефекты формы кристаллов, появившиеся в связи с коррозией их основной массой, залечены вновь наросшими зонами. Количество вкрапленников увеличивается до 25% за счет появления плагиоклаза An_{70} второй генерации. Структура основной массы подушек спилитовая, местами метельчатая. Мощность этой зоны невелика, примерно 2—3 см.

3. Основная часть подушки сложена зернистым порфировым базальтом с вкрапленниками плагиоклаза (25%) и оливина (1—2%), причем тенденция к образованию синнезисных сростков и гломеропорфировых агрегатов в первой генерации вкрапленников плагиоклаза увеличивается. Основная масса раскристаллизована на 70—80%. Она состоит из отдельных микролитов и радиально-лучистых пучков плагиоклаза (30%), образующих скелет породы и служащих центрами для ксеноморфных зерен авгита (35%), собранных в ветвистые и метельчатые агрегаты. Последние, еще не полностью оформленные, намечаются также в интерстициальном стекле. Стекло темно-бурое, разложенное и содержит обильные пластинчатые зерна ильменита.

Судя по данным термомагнитного анализа (табл. 3), содержание ферромагнитных минералов закономерно возрастает от периферии к центру (I_n и I_{ns}), что связано с замедленным остыванием центральной части подушки и концентрацией там летучих компонентов. В то же время суммарное содержание железа (величина ΔI_s при 600°С) почти постоянно по всему разрезу подушки, испытывая лишь незначительные и незакономерные колебания. В центральной части подушки расположена пустота диаметром 30—40 см, неправильной формы, кавернозная. Она выполнена цеолитами и выстлана мелкочешуйчатым зеленовато-голубоватым хлоритом. Вокруг этой пустоты в центральной части подушки наблюдается ореол более мелких пустоток. Наличие вкрапленников оливина и плагиоклаза даже в закаленной корке породы однозначно говорит об их интрателлурическом характере. Это подтверждает и обилие в них гломеропорфировых и синнезисных сростков, свидетельствующих о существовании кристаллов в магме при ее движении.

Таким образом, ассоциация оливин (Fa_{25}) + плагиоклаз (An_{80}) соответствует приликвидусному состоянию расплава, сформировавшемуся до излияния на поверхность, по всей вероятности, в промежуточном очаге. Судя по тому, что минералы в этой ассоциации интенсивно корродированы, она, при остывании после излияния лавы, стала неравновесной, сменившись ассоциацией плагиоклаза, содержавшего меньше анортитовой составляющей (An_{63}) с авгитом, титаномагнетитом и ильменитом.

В целом базальты ст. 1010 значительно более свежи, чем базальты ст. 1001. Однако изучение термомагнитных свойств ферромагнетиков в разных частях базальтовой подушки показывает, что процессы окисления характерны и для образца со ст. 1010. Внешние 3—4 см подушечного обособления характеризуются (см. табл. 3) заметным окислением ферромагнитных минералов с появлением титаномаггемита и даже (до 20%) магнетита (T_c = 570°С). Степень окисления постепенно падает в глубь подушки, где сохраняется первичный титаномагнетит (T_c = 190—195°С) состава $Fe_{2,43}Ti_{0,57}O_4$. Однако по мере приближения к полости центральной части подушечного обособления, которая, очевидно, была заполнена газами, первичный титаномагнетит вновь подвергается частичному окислению с повышением T_c до 210°С и появляется (до 15%) фаза с T_c = 350°С. Этот факт показывает, что с газами, захороненными в центральной части подушки, также частично связаны процессы окисления, хотя они и не сопоставимы по масштабам с окислением внешней зоны подушки под воздействием внешних факторов.

Пока нет данных для окончательного решения вопроса о том, когда имела место максимальная интенсивность окисления железа — в период застывания лавы или позже, в процессе подводного выветривания. Судя по окислению ферромагнетиков вблизи центральной пустоты, этот процесс, по крайней мере частично, был близок по времени к остыванию лавы.

Итак, коренные породы, полученные нами в двух точках на оси Восточно-Тихоокеанского поднятия, в обоих случаях представлены оливиновыми базальтами, образующими типичные для подводных условий подушечные обособления. Однако породы обеих станций существенно отличаются друг от друга. Прежде всего бросаются в глаза структурные отличия, свидетельствующие о том, что существенно афировые базальты ст. 1001 поступали на поверхность перегретыми или близкими к приликвидусным температурам расплава, в то время как базальты ст. 1010 прошли стадию промежуточного очага. В пользу разной температуры и

Таблица 3

Магнитные свойства базальта, поднятого на ст. 1010 (радиальный разрез подушки от периферической стекловатой корки до центра через 0,8–1 см)

Слой	I_{so} гс	I_{nso} гс	I_{nso}/I_{so}	I_{st}/I_{so}	T, °С	$\Delta I_s(600°C)\cdot10^2$
1	0,63	0,08	0,10	1,08	325–510	107
2	0,66	0,13	0,18	1,19	315–570	103
3	0,87	0,18	0,21	1,34	250–530	124
4	0,74	–	–	1,46	240–550	105
5	1,05	0,27	0,26	1,64	190 –	110
6	1,29	0,28	0,23	1,60	190 –	124
7	1,47	0,32	0,22	1,50	195 –	105
8	1,47	0,32	0,22	1,64	195–375	126
9	1,42	0,32	0,23	1,60	195–350	105
10	1,42	0,31	0,22	1,70	210–350	105

различного режима кристаллизации лав станций 1001 и 1010 говорят и магнитные данные: в случае высокотемпературной лавы сразу же под стеклом она остывает более длительно и идет интенсивный рост зерен титаномагнетита, во втором же случае, когда температура лавы более низка, только в 3–5 см от края подушки зерна титаномагнетита успевают вырасти до размеров однодоменного зерна и больше. Перегретые базальты ст. 1001 имели меньше возможности изменить свой состав по сравнению с первичной магмой, чем базальты ст. 1010, которые вполне могли быть результатом кристаллизационной дифференциации в промежуточном очаге.

Уже по петрографическим особенностям этих базальтов можно заключить, что они различны по химизму. Так, судя по составу плагиоклазов, базальты ст. 1010 по сравнению с базальтами ст. 1001 обладают более высокими содержаниями кальция и алюминия, а так как количество плагиоклаза в них близко, то и более низкими содержаниями натрия. По термомагнитным данным, для них характерно более низкое содержание суммарного железа (в среднем примерно в 1,5 раза) и более низкая его окисленность по сравнению с базальтами ст. 1001, что при сходном содержании темноцветных минералов позволяет предположить в них наличие более низкого отношения железа к магнию.

Все сказанное выше позволяет заключить, что базальты ст. 1010 относятся к оливиновым толеитам, бедным щелочами, в то время как базальты ст. 1001 содержат меньше кремнезема в связи с увеличением содержания щелочей. Показатель этого явления — спорадическая встречаемость примеси оливина в основной массе. Однако, по всей вероятности, и они не выходят за пределы толеитовой группы.

Можно предположить, что базальты ст. 1010 образовались в результате отсадки оливина и плагиоклаза из первичного базальтового расплава. Судя по преобладанию среди вкрапленников абиссофобного минерала — плагиоклаза, промежуточный очаг при этом располагается на относительно небольших глубинах.

Процессы автометасоматоза шли более интенсивно в базальтах ст. 1001, что хорошо коррелируется с более высокой степенью окисленности железа в них, по-видимому, связанной с относительно более высокой их газонасыщенностью. Возможно, что последняя является следствием разных условий дегазации расплавов в процессе подхода лав к поверхности и их излияния. Однако в обоих случаях парциальное давление кислорода было достаточно низким, о чем говорит поздняя кристаллизация окисных (ферромагнитных) минералов.

Породы восточного склона

Склоны Восточно-Тихоокеанского поднятия охарактеризованы фрагментарно. Лишь несколько большее количество материала получено по восточному склону (станции 998 и 1011; см. табл. 1).

Ст. 1011 расположена в 170 км от оси поднятия, установленной по магнитным аномалиям. В этой точке была пересечена зона весьма расчлененного рельефа с перепадами глубин от 4280 до 1860 м. Она, очевидно, соответствует тектоническому нарушению, природа которого не вполне ясна. Возможно, что оно является трансформным разломом, но вследствие незначительного количества сделанных галсов это положение требует подтверждения.

Драга принесла обломки коренных пород различного размера — от 0,5—0,7 м до долей сантиметра, преимущественно остроугольной формы, измененных с периферии, что связано с подводным выветриванием.

По составу среди обломков преобладают плотные, преимущественно афировые, реже порфировые базальты. Остальные породы (около 40%) представлены долеритами и габбро-долеритами. В незначительном количестве присутствуют брекчии из остроугольных обломков базальта, сцементированных цеолитами, и эрратические обломки пемзы.

Минеральный состав базальтов и долеритов сходен. В них присутствуют плагиоклаз, клинопироксен, титаномагнетит (титаномаггемит), ильменит.

Плагиоклаз является одним из самых распространенных минералов. Он встречается в нескольких генерациях. Наиболее ранняя представлена крупными (1—5 мм) широкотаблитчатыми кристаллами An_{55-60}, содержащими зонально расположенные включения стекла и газово-жидкие включения. Эти плагиоклазы часто образуют синнезисные сростки, реже гломеропорфировые обособления, следы резорбции в них незначительны. Поскольку они встречаются и в стекловатой корке, их интрателлурическое происхождение не вызывает сомнений.

Кроме хорошо оформленных зерен плагиоклаза, встречаются резорбированные реликты вкрапленников, состав которых не удалось определить. Судя по резким различиям в степени резорбции, они относятся к иной генерации, возможно, представляют собою ксенокристаллы. Обе эти генерации встречены и в базальтах и в долеритах. В одном-двух случаях в базальтах присутствуют лейстовидные вкрапленники An_{55}, не содержащие включений.

Преобладающая генерация плагиоклазов — микролиты в базальтах и микродолеритах и лейсты в долеритах и габбро-долеритах. Микролиты An_{50-55} варьируют по размерам от сотых и тысячных долей миллиметра до 0,1—0,2 мм с отношением длины к ширине от 15:1 до 5:1. Они часто имеют расщепленные концы и конвертообразные формы. Иногда образуют радиально-лучистые сростки. Лейсты и микролиты плагиоклаза определяют рисунок структуры. Плагиоклазы свежи, и только в наиболее измененных образцах по трещинкам в лейстах наблюдаются хлорит и гидроокислы железа.

Клинопироксены наряду с плагиоклазом — наиболее распространенные минералы. Из-за мельчайших размеров их зерен в большинстве пород оптическим путем были определены только наиболее крупные кристаллы. В габбро-долеритах и долеритах — это пижонит (n_g = 1,710±0,002, n_p = 1,687±0,002; $2V$ = 20—25°, $c{:}N_g$ = 40°, цвет изменяется от почти бесцветного до бурого). У последнего понижается двупреломление и появляется аномальный оттенок в интерференционной окраске, что, возможно, связано с высоким содержанием титана. В базальтах наиболее распространен авгит состава $Mg_{42}Ca_{35}Fe_{23}$[1].

По формам выделения намечаются несколько типов клинопироксена:

1) изометричные ксеноморфные зерна пижонита (0,01—0,5 мм), занимающие участки между лейстами плагиоклаза или же включающие пойкилитовые вростки последнего;

2) мелкие (0,005—0,01 мм) изометричные короткостолбчатые зерна, образующие агрегаты, похожие на роговиковые;

3) радиально-лучистые и сферические агрегаты, в которых изометричные зерна клинопироксенов предыдущего типа собраны в цепочки, создавая иллюзию длиннопризматических кристаллов;

---

[1] Определено оптическим методом: $+2V$ = 45—50°, n_g = 1,718±0,002, n_p = 1,690±0,002.

4) метельчатые и щетковидные агрегаты игольчатого и шестоватого клинопироксена, причем щеточки обычно нарастают на плагиоклаз; они иногда полупрозрачны, слабо двупреломляют и заметны обычно лучше при скрещенных николях; эти агрегаты сложены полуоформившимся клинопироксеном по начавшему кристаллизоваться стеклу;

5) включения округлых изометричных мелких зерен в плагиоклазе; клинопироксены изменены значительно больше, чем плагиоклаз, по ним развиваются минералы хлоритовой и иддингсит-боулингитовой групп, а также вторичный игольчатый амфибол актинолит-тремолитового ряда; в габбро-долеритах от отдельных зерен клинопироксенов остаются лишь реликты.

О л и в и н встречается редко. Он образует в базальтах и микродолеритах редкие вкрапленники идиоморфных кристаллов с темной опацитовой каймой, частично или полностью замещенные агрегатами серпентиновой и иддингситовой групп. Более поздняя генерация представлена идиоморфными, нацело побуревшими от окисления зернами (0,08—0,05 мм) или же полностью замещенными серпентин-иддингсит-хлоритовым агрегатом (габбро-долериты). Среди рудных минералов развиты ильменит, титаномагнетит и сульфиды.

И л ь м е н и т образует пластинчатые, гексагональные, иногда ксеноморфные зерна, сопоставимые по размерам с клинопироксеном. Размеры их, более крупные в долеритах (0,1—0,3 мм), уменьшаются до мельчайших зерен в микродолеритах и базальтах.

Т и т а н о м а г н е т и т в виде изометричных, ксеноморфных, а в базальтах — точечных, заметных даже при обычном увеличении зерен часто располагается кучно, приурачиваясь к интерстициям породы.

Изучение термомагнитных свойств на ст. 1011 показало, что первичный титаномагнетит не сохранился и вследствие окисления он весь превращен в титаномаггемит, достаточно однородный по составу. Степень окисления в долеритах несколько меньше (T_c = 260—270°C, I_{st}/I_{so} = 1,24), чем в базальтах (T_c = 300—410°C, I_{st}/I_{so} = 1,6—4,7). Характерно, что степень окисления ферромагнетиков во всех базальтах, взятых на ст. 1011, выше "расчетного", соответствующего их возрасту (станция находится близ линейной магнитной аномалии 3, возраст которой около 5 млн. лет). За 5 млн. лет обычно достигается степень окисления, отвечающая $T_c \simeq$ $\simeq$ 230—240°C, что позволяет предположить добавочный источник окисления пород со ст. 1011 к обычному для дна океана.

Из сульфидов наиболее распространен халькопирит, менее развиты борнит и пирит. Сульфиды встречены практически по всей массе породы, однако концентрация их крайне неравномерна — от долей процента до нескольких процентов в отдельных участках.

Х а л ь к о п и р и т встречен в форме тонкой вкрапленности и прожилков. Вкрапленность представлена округлыми редкими зернами, часто каплевидной формы. Размер зерен 0,01—0,05 мм. Они иногда имеют концентрически-зональное строение. Зоны фиксируются точечными включениями нерудного минерала. Халькопирит определен по отражательной способности, несколько более высокой, чем у галенита, желтому цвету в отраженном свете, невысокой твердости — около 4. Под действием концентрированной азотной кислоты слабо буреет. Спектральным анализом в образцах, обогащенных сульфидами, устанавливается повышенное содержание меди (0,01—0,08%).

Наряду с каплевидными округлыми вкрапленниками в породе спорадически встречаются тонкие субмикроскопические прожилки халькопирита, которые формируют сетчато-гнездовую структуру. Размер участков с подобной структурой 1—2 мм. Характерно, что сульфиды и главным образом халькопирит встречаются во всех образцах долеритов, однако их концентрация обычно крайне невелика — сотые и десятые доли процента. В одном из образцов обнаружен изометричный участок породы размером около 2 см с повышенным содержанием сульфидов. Здесь развиты халькопирит и борнит. Сульфиды развиваются метасоматически по темноцветным (пироксенам), выполняют трещинки в плагиоклазах, замещают стеклова-

тый мезостазис. На этом участке образца концентрация меди повышается до десятых долей процента.

Борнит тесно ассоциирует с халькопиритом и встречен только в одном аншлифе. Для него характерны невысокая отражательная способность (ниже, чем у галенита) и розоватый оттенок. На воздухе он быстро покрылся зелеными и синими налетами окислов. Под действием азотной кислоты буреет и появляется внутренняя структура.

Пирит формирует отдельные зерна, кристаллические агрегаты и скелетные кристаллы. Он обладает повышенной твердостью и в отраженном свете желтовато-белый.

Помимо описанных сульфидов, в породе, возможно, имеются и другие, однако для их диагностики необходимы детальные лабораторные методы исследования.

Наиболее четкие и относительно крупные зерна сульфидов приурочены к хорошо раскристаллизованным мелко- и среднезернистым долеритам. В тонкозернистых слабораскристаллизованных разностях, являющихся, возможно, приконтактовыми частями силлов, сульфиды также встречаются, но размер их, подобно зернам основной массы породы, чрезвычайно мал (≈0,01 мм).

Вторичные минералы представлены группой хлорита, иддингсита, серпентина, амфиболом, гидроокислами железа и меди.

Хлориты образуют тонкочешуйчатые и тонколистоватые агрегаты, обладают плеохроизмом от бутылочно-зеленого по N_g до светло-оливкового по N_p; $c:N_g = 0$; $n_g - n_p = 0{,}010–0{,}015$. Возможно, они относятся к ряду прохлорита, однако отличаются от него высоким двупреломлением.

Минералы иддингсита–боулингита часто встречаются в тесной ассоциации с хлоритом и серпентином, образуя те же мелкочешуйчатые агрегаты. Кроме того, они встречаются в хорошо образованных листочках. Они плеохроируют: N_g — темно-зеленовато-коричневый, N_p — слабо-желтоватый. Образуют волокнистые псевдоморфозы по оливину совместно с серпентином, очевидно, группы хризотила, реже антигорита.

Игольчатые и шестоватые кристаллы и сноповидные агрегаты вторичного амфибола, бесцветного, $c:N_g = 17°$, очевидно, из ряда актинолит-тремолита, встречаются преимущественно в долеритах.

По-видимому, присутствуют также смешанослоистые минералы типа хлорита-вермикулита, ближе не определенные.

Базальты представлены обломками подушечных обособлений (пиллоу-лав) и раскристаллизованы в разной степени в зависимости от размера подушек и их принадлежности к центральной или периферической части последних. Местами на них сохраняется стекловатая корка мощностью 1–2 мм. Она сложена свежим светло-бурым прозрачным стеклом, содержащим мелкие округлые поры, испещренным трещинами, образовавшимися при застывании и делающими его поверхность похожей на поверхность такыров. В стекле присутствуют редкие вкрапленники плагиоклаза состава $An_{58–60}$ и оливина. По мере перехода в глубь подушки от стекловатой корки появляются единичные микролиты плагиоклаза, количество которых постепенно увеличивается на расстоянии в несколько сантиметров. Каждый микролит или вкрапленник окаймлен оторочкой темно-бурого стекла, причем ширина оторочек увеличивается в глубь подушечного обособления, что при увеличении количества кристаллов приводит к побурению и утере прозрачности всего стекла. В некоторых местах бурая оторочка вокруг зерен сменяется оторочкой лимонно-желтого палагонита. Палагонит проникает также по трещинкам и отдельным гнездам в поле побуревшего стекла. В этой зоне базальты имеют гиалопилитовую структуру основной массы.

В 3–4 см от края подушечного обособления бурое стекло начинает раскристаллизовываться и промежутки между микролитами или агрегатами микролитов плагиоклаза, иногда сросшимися с изометричными ксеноморфными кристаллами клинопироксена, занимают метельчатые и сноповидные, полупрозрачные, не полностью оформившиеся кристаллы игольчатого клинопироксена. По составу он, возможно, отличается от более раннего, участвующего в сростках. Интерстиции заняты темно-

бурым измененным стеклом, и лишь при раскристаллизации последнего появляются рудные минералы. В базальтах это всегда титаномагнетит и ильменит. Структура этой части подушек интерсертально-метельчатая.

Для базальтов характерны редкопористые текстуры. Поры обычно округлые, мелкие, пустые, выстланные мелколистоватым агрегатом хлорита и иддингсита или выполненные этими минералами полностью. Количество пор увеличивается по направлению к центру подушечных обособлений. Вокруг пор часто встречается стекловатая каемка, представляющая собой как бы зону закалки в миниатюре. Отмечается четкая корреляция между содержанием отдельных минералов и стекла, что дает представление о порядке их кристаллизации. Так, в наиболее стекловатых разностях присутствует плагиоклаз и иногда оливин, по мере уменьшения количества стекла появляется клинопироксен. Рудные минералы, видимые простым глазом, приурочены только к интерстициальному стеклу. Зародыши их присутствуют везде, но размеры их обычно настолько малы, что фиксируются они только по магнитным данным.

Долериты подразделяются по размеру зерна на мелко-, средне- и крупнозернистые разности. Размер зерен в последних достигает 2—3 мм, и тогда они образуют переходы к габбро-долеритам или к габбро с офитовыми структурами. Встреченные в виде глыб размером до 0,5 м и более, они не могут являться центральными частями раскристаллизованных подушечных обособлений и, по всей вероятности, относятся к гипабиссальным интрузиям, рвущим описанные выше базальты. Именно в этих долеритах была встречена самая обильная вкрапленность сульфидов.

Долериты и габбро-долериты сложены лейстами плагиоклаза An_{60-63} (40—45%), изометричными ксеноморфными зернами пижонита (35—40%), занимающими интерстиции между ними, рудными минералами (10%). Изредка встречаются нацело замещенные вторичными минералами (серпентином и иддингситом) псевдоморфозы по идиоморфным зернам оливина. В наиболее раскристаллизованных разностях в интерстициях появляются тончайшие микрогранофировые срастания, по всей вероятности, кварц-полевошпатового состава, причем полевой шпат, очевидно, представлен кислым плагиоклазом, судя по показателю преломления, чуть бо́льшему, чем показатель преломления канадского бальзама, соответствующий олигоклазу (?).

Структура долеритов близка к офитовой, отличаясь от нее появлением небольшого количества разложенного интерстициального стекла (0—2%). Для крупно- и среднезернистых разностей характерно однородное строение с равномерной крупностью зерна. Иное строение имеют мелкозернистые долериты, которые в равной степени могут принадлежать как к центральным частям обособлений пиллоу-лав, так и краевым частям силлов. Для них характерна неоднородность, причем структура и взаимоотношения между минералами меняются в пределах шлифа. Основу породы при этом составляют обычные по количественным соотношениям минералов долериты с долеритовой и реже интерсертальной структурой, состоящие из лейст плагиоклаза (50%), изометричных зерен клинопироксена (40%) и ксеноморфных рудных минералов с примесью стекла в интерстициях.

В этой массе встречаются крупнозернистые, обогащенные плагиоклазом обособления неправильной формы, обычно изометричной, самые различные по размеру (от 0,2—0,5 мм до 1—2 см, а, возможно, и более крупные, не улавливаемые в шлифах). Они, как правило, развиваются около пор или пустот, расположенных или в центре или у края этих обособлений. В тех же случаях, когда пустота отсутствует, сами эти обособления обладают обильными порами, по количеству и размерам резко превосходящими таковые в окружающей массе. Иногда более крупнозернистые пористые участки имеют вид полос очень неправильных, быстро выклинивающихся, и таким образом в породе намечается нечеткая флюидальность или полосчатость. Мощность полос 0,2—0,5 мм.

Размер зерен в пределах крупно- и мелкозернистых пироксеновых участков сильно варьирует от тысячных долей миллиметра до 0,2—0,5 мм, но всегда он различается не менее чем на порядок.

Встает вопрос, когда, на какой стадии образования породы, появилась неоднородность в распределении летучих компонентов и почему крупно- и мелкозернистые участки имеют различный состав?

В какой-то мере на эти вопросы дает ответ наличие второго типа неоднородности — существенно клинопироксеновых скоплений (вариолей), как бы сцементированных более крупнозернистым материалом, обогащенным плагиоклазом. По всей вероятности, такие структуры могли получиться при разделении вещества еще на стадии расплава на обогащенные летучими анхиэвтектические обособления (вследствие этого при кристаллизации они обогащаются плагиоклазом) и бедные летучими существенно-магнезиальные обособления. Первые, дольше сохранившиеся в состоянии расплава и кристаллизовавшиеся при значительном количестве летучих, оказываются обогащенными рудными минералами, содержащими железо в окисной форме. Однако парциальное давление кислорода в летучей фазе было относительно невелико, вследствие чего поле устойчивости титаномагнетита было достигнуто только к концу кристаллизации (в сильно стекловатых участках титаномагнетит присутствует только в виде ультрамелких зерен или даже отсутствует). Степень окисления возрастает в автометасоматическую стадию, с чем связано интенсивное образование гидроокислов железа по периферии и в самих раскристаллизованных участках.

Судя по сходному составу минеральных фаз и порядку кристаллизации, а также по наличию переходных по структурам пород, гипабиссальные долериты генетически родственны базальтам, описанным выше. По предварительным данным, и те и другие относятся к бедным калием океаническим базальтовым породам, но долериты по сравнению с ними богаче железом и беднее глиноземом. Содержание калия (табл. 4) в долеритах, продолжая оставаться низким (0,17—0,21%), все же несколько выше, чем в базальтах (0,12%). Содержания некоторых малых элементов, отличающиеся от средних для океанических базальтов [Никколс, Ислам, 1973] (пониженные содержания никеля, хрома, меди, повышенные — кобальта), и вариации их в базальтах и долеритах (табл. 5), так же как и колебания содержаний главных элементов, указывают на то, что исследуемые породы являются результатом дифференциации базальтовой магмы.

Породы, поднятые на ст. 1011, отличаются от пород остальных станций на Восточно-Тихоокеанском поднятии значительно большей интенсивностью вторичных преобразований. Эти преобразования относятся к низкотемпературным метаморфическим процессам и к подводному выветриванию (гальмиролизу). Низкотемпературные метаморфические преобразования можно подразделить на автометаморфические и на изменения, лишенные непосредственной связи с процессом остывания магмы. Первое можно наблюдать при изучении изменений в разных зонах подушечных обособлений — в наличии гнезд и корочек цеолитов на стенках пустот и пор (гейландит), а также на поверхности подушек, по трещинам в них и в виде цемента, скрепляющего их обломки (филлипсит). Кроме цеолитов, в пустотах и трещинах присутствуют кальцит, гипс, хлорит (голубовато-зеленый и зеленый), гидроокислы железа и гематит. Об автометаморфическом характере изменений свидетельствует четкое увеличение количества вторичных минералов к центральным частям подушек. Мелкие микроскопические поры здесь выполнены хлоритовым или реже иддингсит-боулингитовым агрегатом или же выстланы им. Те же минералы развиваются по интерстициальному стеклу и реже по трещинкам. На них накладываются гидроокислы железа. В приповерхностных зонах подушки поры обычно пустые.

Поскольку центрами окисленных участков являются те же пустоты, поры, ядра подушек, около которых имеет место образование хлорита и иддингсита, то, по всей вероятности, окисление тоже носит автометаморфический характер.

В периферических частях подушек изменения слабее и ограничиваются окислением стекла и палагонитизацией. Неизмененной остается лишь тонкая (в несколько миллиметров) наружная корка, сложенная прозрачным сидеромеланом, под которой с нарастающей интенсивностью в глубь подушки сначала пятнами, а потом сплошь происходит окисление стекла с замещением его гидроокислами железа. Однако, поскольку количество стекла вглубь резко уменьшается, то соответ-

Таблица 4

Содержание некоторых главных элементов в базальтах и долеритах, поднятых на ст. 1011-3*, вес. %

Образец	Порода	Al_2O_3	Fe_2O_3+ FeO	MnO	K_2O
1011-3/6	Базальт стекловатый	16,5	10,12	0,04	0,12
1011-3/7	Долерит	14,3	12,2	0,045	0,17
1011-3/7а	Долерит, содержащий сульфиды	14,5	12,4	0,04	0,21

* Данные атомно-адсорбционного анализа, полученные в лаборатории ИО АН СССР.

Таблица 5

Содержание некоторых малых элементов в базальтах и долеритах, поднятых на ст. 1011-3*, г/т

Образец	Порода	Cr	Ni	Co	Cu	Zn	Li
1011-3/6	Базальт стекловатый	75	62	50	50	60	8
1011-3/7	Долерит	180	81	51	47	118	8
1011-3/7а	Долерит, содержащий сульфиды	125	62	75	145	112	10

* Данные атомно-адсорбционного анализа, полученные в лаборатории ИО АН СССР.

ственно уменьшается и количество гидроокислов. Вполне вероятно, что в процессах окисления стекла наряду с флюидами, концентрирующимися в центральных частях подушек, принимает участие и морская вода, проникающая в подушечные обособления по трещинам.

Описанные процессы окисления подтверждаются данными термомагнитного анализа. Степень окисления железа в ферромагнетиках увеличивается вблизи корки (T_c от 300 до 410° С, I_{st}/I_{so} от 1,6 до 7,6). В наиболее гидротермально измененных базальтах, приуроченных обычно к центральным частям подушек, при близких параметрах ($T_c \simeq 350°$ С и $I_{st}/I_{so} = 1,7$), характеризующих преобладающую фазу титаномагнетита (титаномаггемита), появляется еще одна ферромагнитная фаза с $T_c = 530°$ С. Это показывает, что наряду с однофазным окислением титаномагнетита, которое может быть результатом низкотемпературного процесса, происходит его разрушение, что характерно для более глубоких преобразований. Сказанное является одним из косвенных доказательств того, что описываемые процессы окисления близки по времени к излиянию лав и имели место во время их остывания. Наличие более интенсивного, чем обычно, окисления, характерного для пород ст. 1011 (обычно для базальтов, расположенных на подобном расстоянии от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия в районе магнитной аномалии 3, характерна $T_c = 230–249°$ С), является еще одним подтверждением наличия автометаморфических процессов.

Палагонит, представленный агрегатами лимонно-желтого цвета, частично двупреломляющий (монтмориллонитизированный), является более поздним. Это хорошо видно по его проникновению по трещинкам в окисленное стекло, а также по образованию каемок палагонита вокруг участков окисленного стекла. Характерно, что палагонит, обнаруживающий четкую приуроченность к периферическим частям базальтовых подушек, отсутствует в остроугольных обломках долеритов. Это позволяет предположить, что палагонитизация близка по времени к остыванию породы.

Крупнозернистые долериты и габбро-долериты несколько отличаются по характеру метаморфических преобразований. Последние заметны макроскопически в

виде пятен зеленовато-желтого цвета, захватывающих часть обломка или весь его целиком. Они массивны, хотя в одном крупном (15 × 15 × 15 см) штуфе они грубо рассланцованы. При микроскопическом изучении обнаружены минералы групп хлорита, иддингсит-боулингита и серпентина в базальтах и мелкозернистых долеритах. Кроме того, появляется игольчатый бесцветный амфибол, отсутствующий в базальтах. Вторичные минералы, располагаясь гнездами, замещают интерстициальное стекло, частично клинопироксены и нацело оливин. В плагиоклазе хлорит развивается только по трещинкам.

В данном случае трудно сказать, какова была природа метаморфизующих растворов, носила ли она авто- или аллометаморфический характер. Судя по сходству ассоциаций метаморфических минералов, метаморфизм был близок по времени к становлению пород и связан с родоначальным магматическим очагом.

Помимо описанных выше изменений, все породы без исключения подвергнуты процессам подводного выветривания (гальмиролиза). Он выражается в наличии на обломках более темной, мощностью 1—2 см, окисленной каймы, четко выделяющейся на фоне неизмененной породы. Гальмиролиз выражается преимущественно в развитии обильных гидроокислов железа, пропитывающих всю породу в измененной зоне и особенно интенсивно по трещинам в ней. По данным магнитных исследований, в измененной гальмиролизом корке долерита резко падает содержание титаномаггемита (примерно вдвое) и он более окислен (T_c = 330° С, I_{st}/I_{so} = 3,4 вместо T_c = 270° С и I_{st}/I_{so} = 1,24 в части породы, не затронутой гальмиролизом). Зерна титаномаггемита заметно мельче в корке (I_{st}/I_{so} увеличивается вдвое, от 0,08 до 0,17), что, возможно, связано с их разрушением. При этом, однако, железо не уходит из породы, а наоборот, последняя несколько относительно обогащается им [ΔI_s (600° С) = 0,184 по сравнению с 0,162]. В отличие от приведенного примера, в базальтах выветривание ведет обычно к уменьшению ΔI_s (600° С), т.е. к уменьшению общего содержания железа, его выносу. Сульфиды в зоне гальмиролиза разрушаются, замещаясь гидроокислами железа и меди с отчетливыми петельчато-сетчатыми структурами.

Итак, последовательность вторичных процессов, которые претерпели магматические породы, поднятые на ст. 1011, несколько различна для эффузивных и гипабиссальных образований.

Для базальтов эта последовательность такова:

1) развитие низкотемпературной ассоциации хлорит-иддингсит-боулингитовых минералов;

2) окисление и девитрификация стекла с образованием гидроокислов железа и бурых кайм в оливине; локальное образование цеолитов по трещинкам;

3) палагонитизация наружных кайм стекла.

Подобная последовательность метаморфических преобразований выдерживается не повсеместно. Возможно выпадение отдельных этапов или развитие той или иной ассоциации в различных частях подушечного обособления. Важно отметить, что все эти процессы имели место в результате автометаморфизма, в процессе остывания лав, возможно, при участии нагретой морской воды (палагонитизация).

Для интрузивных долеритов наиболее ранняя, относительно высокотемпературная ассоциация представлена хлоритом, серпентином, иддингситом и игольчатым, почти бесцветным амфиболом актинолитового ряда. Низкотемпературная ассоциация состоит из цеолитов, хлорита, вермикулита, кварца. Более интенсивное развитие низкотемпературных гидротермальных образований в долеритах и габбродолеритах связано, очевидно, с более региональным источником метаморфизующих флюидов в данном случае. Как базальты, так и долериты позже были подвергнуты низкотемпературному подводному выветриванию.

Полученный материал по ст. 1011 позволяет сделать следующие выводы.

1. Базальты и гипабиссальные долериты относятся к единой генетической серии. Их различия связаны с разным механизмом застывания магмы.

2. Относительно высокая степень изменения пород с развитием низкотемпературной ассоциации метаморфических минералов связана с гидротермальной

деятельностью, как носящей автометаморфический характер (метаморфизм подушечных обособлений за счет захороненных в них флюидов), так и идущей за счет флюидов, связанных с питающим магматическим очагом или поступающих из глубины (гипабиссальные долериты).

3. Флюидная фаза, растворенная в магме, была частично восстановленной, в связи с чем кристаллизация окислов (титаномагнетит) имела место лишь в заключительные этапы магматического процесса. Парциальное давление кислорода возрастало во времени, о чем говорит наличие низкотемпературного окисления, связанного с магматическими пустотами и порами в породах.

4. Неоднородность распределения летучих в породе имела место еще на стадии расплава, что привело к его разделению на жидкости разного состава, т.е. к флюидно-магматической дифференциации.

5. Предварительный анализ полученных данных об особенностях нахождения сульфидов в долеритах позволяет нам отнести их к магматическим образованиям. Особенно это относится к каплевидным, округлым выделениям, которые широко распространены и встречены во всех без исключения обломках долерита. Наблюдаемые же на отдельных участках образцов тонкие волосовидные прожилки развиты исключительно локально. Они явно ксеноморфны по отношению к основной массе породы и образование их связано с кристаллизацией из магматического расплава. Предполагается, что вкрапленность представляет собой результат ликвации, а прожилки — кристаллизации остаточного расплава на заключительных этапах становления интрузивного силла долеритов. Встреченные же в одном аншлифе сульфиды с четко проявленными структурами замещения темноцветных и мезостазиса породы, по-видимому, являются результатом регенерации, протекавшей под воздействием тепла более поздних интрузивных инъекций.

Ст. 998 расположена на восточном фланге Восточно-Тихоокеанского поднятия в 720 км от оси структуры в пределах района, характеризующегося слабо расчлененным рельефом. Коренные породы представлены двумя обломками, один из которых является стекловатым базальтом с гиалопилитовой структурой, состоящим из микролитов плагиоклаза An_{50}, удлиненных, с расщепленными концами, мелких изометричных зерен буроватого клинопироксена — авгита, составляющих вместе не более 5—8%. Остальная часть сложена бурым окисленным стеклом, в котором просматриваются метельчатые агрегаты полупрозрачного клинопироксена и мелкие зародыши рудных минералов. Размер зерен от 0,01 до 0,2 мм. Порода обладает пористой текстурой с выполнением отдельных пор зеленым хлоритом.

Второй образец, будучи чрезвычайно сходным с первым по минеральнму составу, отличается почти полной раскристаллизацией основной массы и наличием редких вкрапленников лейстовидного плагиоклаза An_{55}. Основная масса состоит из микролитов и мелких лейст плагиоклаза An_{55} размером 0,2—0,5 мм, более крупных, чем в стекловатом образце. Промежутки между лейстами сложены изометричными зернами, метельчатыми и радиально-лучистыми агрегатами клинопироксена, рудного минерала титаномагнетита и ильменита примерно в равных соотношениях и незначительного количества замещенного зеленым хлоритом стекла. Округлые редкие поры выполнены хлоритом. В породе встречено включение размером 1—2 мм, состоящее из плагиоклаза и клинопироксена офитовой структуры, представляющее собою, по всей вероятности, протокристаллизат.

Оба образца либо относятся к эффузиву и комагматичному ему силлу, либо представляют обломки различных частей спилитовых обособлений. Судя по однородности термомагнитных свойств, более вероятно второе предположение.

Детальное изучение свойств образца показало, что, кроме темной зоны, вблизи поверхностии I_n практически постоянна (0,53—0,6 · 10^{-3} ед. СГСМ), слабо меняется I_s (0,75—1,25 гс). От края к центру уменьшается T_c от 260 до 240° С. Эти значения T_c, вид кривой изменения I_s с нагревом и большой рост I_s после нагрева ($I_{st}/I_{so} \approx$ $\approx$ 6—7) свидетельствуют, что главным магнитным минералом является титаномагнетит. В центральных частях образца появляется еще одна магнитная фаза с T_c = 80° С, составляющая около 10% общего количества ферромагнитных минералов и представляющая, возможно, первичный титаномагнетит, хотя T_c = 80° С

не типична для свежих базальтов Тихого океана. Однако данных о составе первичного титаномагнетита немного. По составу первичного титаномагнетита с T_c = = 80° и титаномагнетита с T_c = 250° С можно определить степень окисления первого, равную 0,2. Тогда по формуле зависимости низкотемпературного окисления титаномаггемита от времени, предложенной М. Озимой и М. Иошимой [Ozima, Ioshima, 1973], возраст базальта 5—10 млн. лет. По положению станции (60 км восточнее аномалии 5) возраст базальта (если принять гипотезу раздвижения) примерно 10 млн. лет. Эта величина не противоречит статистической эмпирической зависимости точек Кюри базальтов Тихого океана от их расстояния до оси Восточно-Тихоокеанского поднятия. Присутствие реликтов первичного титаномагнетита говорит о том, что температура при изменении породы (окисление титаномагнетита) вряд ли превышала его T_c, т.е. 80° С.

Главные отличия базальтов, поднятых на ст. 998, от описанных выше, заключающиеся в более высокой степени окисления, следует отнести за счет подводного выветривания.

Породы западного склона

На западном склоне Восточно-Тихоокеанского поднятия был получен коренной материал на станциях 1005, 1006, 1008.

На ст. 1005, расположенной в области с относительно слабо расчлененным рельефом, как и на ст. 1011, были подняты офировые базальты с неоднородным строением, выражающимся не только в различных структурах отдельных участков, но и в различном их минеральном составе. Более раскристаллизованные участки с интерсертальной структурой содержат: 40% плагиоклаза An_{65} и 35%— клинопироксенов, ~ 20% стекла, 5% рудных минералов. В участках с гиалопилитовой структурой увеличивается (до 60%) количество клинопироксенов, уменьшается количество плагиоклазов (до 25%) и стекла (до 0—10%). В обоих случаях выделения метельчатых агрегатов клинопироксена преобладают над изолированными короткопризматическими его зернами. И те и другие, очевидно, принадлежат к авгитовому ряду ($c : N_g = 45—47°$). Базальты обладают пористой текстурой. Мелкие округлые поры выполнены или выстланы с периферии хлоритом. Судя по полученному скудному материалу базальты ст. 1005, так же как и ст. 1011, характеризуются структурной и минеральной неоднородностью. Это явление среди базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия, очевидно, широко распространено.

На ст. 1008 в результате двукратного драгирования получен материал коренных пород с различных участков склона большой подводной горы. С глубины 2230 м подняты обломки очень пористых базальтов, почти шлаков и гиалокластитов. С глубины 1150 м, помимо базальтов, подняты преобладающие по количеству мелкообломочные туфы (гиалокласты) и известняки. Кроме того, в обоих драгах имелась эрратическая примесь пемзы.

Базальты обладают редкопорфировой структурой с вкрапленниками плагиоклаза $An_{55—63}$ и иногда оливина (до 10%). Их характерным отличием является обильно пористая текстура, вследствие чего некоторые образцы близки к шлакам. Минералы вкрапленников корродированы в той или иной степени основной массой. Плагиоклазы, имеющие удлиненно-таблитчатый габитус и размеры 0,3—0,6 мм, заметно зональны; они содержат в центре включения стекловатого базиса. Стекло замещено мелкозернистым агрегатом слабо окрашенного хлорита. Состав плагиоклазов более основной в безоливиновых разностях ($An_{60—65}$) и понижается до An_{55} в присутствии оливина. Вкрапленники оливина размером до 1,5—2 мм окружены бурой окисленной каймой.

Основная масса состоит из беспорядочно ориентированных лейст плагиоклаза $An_{45—50}$ (0,1—0,2 мм), характеризующихся высоким отношением длины к ширине, часто изогнутых, с расщепленными концами, определяющих основной рисунок породы. Промежутки между ними сложены стекловатым мезостазисом, нацело замещенным хлоритоподобным веществом. В более раскристаллизованных разностях появляются призматические кристаллы титан-авгита с характерными ано-

мальными цветами интерференции, интенсивной бурой окраской с фиолетовым оттенком, с : N_g = 48–52°. Рудные минералы, появляющиеся в наиболее раскристаллизованных разностях, преимущественно представлены ильменитом. Структуры пород варьируют от гиалопилитовой к интерсертальной. Разнообразной формы поры размером от 0,2 мм до 1–2 см, занимающие до 25–30% породы, выстланы (а более мелкие выполнены полностью) тонкозернистым агрегатом хлорита, красновато-бурыми гидроокислами железа и кальцитом. Все эти минералы встречаются также по трещинкам в породах. Возле краев пор обнаруживается тончайшая сетка из игольчатого ильменита.

Величина естественной остаточной намагниченности ($0{,}7 \cdot 10^{-3}$ ед.) и данные термомагнитного анализа (I_s = 0,6–0,8 гс; T_c = 355° С; I_{st}/I_{so} = 2,7–2,8) показывают, что порода подверглась сильному окислению. Оно выразилось в том, что весь ферромагнитный минерал (его около 1%) представлен титаномаггемитом с небольшой примесью слаботитанистого магнетита (T_c = 560°С). Таким образом, первичной ферромагнитной фазы здесь не сохранилось. Кроме окисления первичного титаномагнетита, в результате изменений породы часть магнитных минералов и, по-видимому, силикатов разрушена и не менее 30% общего содержания железа из породы вынесены [ΔI_s (600°) = 0,074, тогда как в слабо измененных базальтах эта величина больше 0,1].

Изменения базальта со ст. 1008, в частности степень окисления титаномагнетита, превышают степень окисления, связанную с возрастом породы (по линейным магнитным аномалиям примерно 20 млн. лет). Следовательно, базальт либо метаморфизован, либо подвергся значительному выветриванию.

Пониженная основность плагиоклаза вкрапленников, обогащенность породы титаном, появление титан-авгита и большого количества ильменита — все это свидетельствует о том, что базальты подводной горы относятся к щелочным оливиновым базальтам. Поэтому их особое положение, обусловившее специфику состава, не дает возможности сопоставления с базальтами других станций, расположенных в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Обильно пористый, местами шлаковый характер базальтов свидетельствует также о повышенном содержании летучих в них, с чем связано обилие гиалокластитов, поднятых драгами.

Гиалокластиты имеют мелкообломочную структуру с преимущественным размером обломков 0,2–1 см. Они представлены в большинстве стекловатыми базальтами или вулканическим стеклом, а также обломками кристаллов оливинов и плагиоклазов. Степень изменения обломков различная, иногда очень сильная, тогда они нацело замещены бурыми гидроокислами железа.

Микроскопическое описание обломков показывает, что они идентичны базальтам, но они разнообразны по структурам и минеральному составу. Так, встречены обломки свежего, неокисленного, светло-бурого стекла, стекловатых базальтов с бурыми каемками начинающегося окисления вокруг вкрапленников оливина и лейст плагиоклаза и, наконец, базальтов с нацело окисленным и палагонитизированным стеклом. В одном из обломков базальта встречено включение размером до 2,5 мм, сложенное преимущественно мелкозернистым титан-авгитом и представляющее собою, очевидно, протокристаллизат. Наличие этого включения свидетельствует, что неоднородность состава расплава при кристаллизации имела место и в данном случае.

Цементирующая обломки масса сложена в одних случаях преимущественно известковым, а в других — цеолитовым материалом с примесью мельчайших обломков палагонитизированного стекла и бурых гидроокислов железа. Известковый цемент представляет собою фораминиферовый детрит, скрепленный микрозернистым кальцитом. Помимо типичных гиалокластитов, присутствуют мелкообломочные туфы базальтов, сцементированные преимущественно цеолитами, образующими радиально-лучистые агрегаты, и карбонаты. В некоторых туфах цементирующим материалом является тонкообломочный гиалокластит. Часто туфы подвергнуты процессам окисления с образованием гидроокислов железа.

Обломки известняка, поднятые драгой с места, расположенного ближе к вершине (глубина 1150 м), сложены органогенным детритом, состоящим из обильных фораминифер хорошей сохранности размером от 0,4 до 0,04 мм. Реже встречаются округлые образования (0,2 мм в поперечнике) зеленого глауконита, выполнившие раковины фораминифер и сохранившие рисунок последних. В известняке имеется незначительная кластогенная примесь свежих таблитчатых плагиоклазов. Основная масса известняка сложена микрозернистым кальцитом, вероятно, также органогенного происхождения.

Среди коренных пород, поднятых драгой на ст. 1008, так же как и в других пробах, почти всегда имелась примесь обломков пемзы в количестве от долей процента до 0,5—1%. Это светлые, почти мономинеральные, относительно кислые породы, сложенные мелкопористым бесцветным свежим прозрачным стеклом, показатель преломления много меньше 1,54. В нем присутствует вкрапленники свежих широкотаблитчатых плагиоклазов размером 0,6 мм, по показателю преломления имеющих состав не ниже андезина, и единичных мелких — до 0,04 мм — зерен клинопироксена-авгита (с : $N_g = 45^\circ$). Подводная гора на ст. 1008 является, очевидно, вулканической постройкой, потухшей достаточно давно. Об этом свидетельствуют сильная измененность обломков базальтов, наличие литифицированных туфов, обломки известняков (отложение которых имело место в верхней части подводного вулкана) без примеси вулканического материала. Повышенная щелочность базальтов, так же как и размеры вулкана, свидетельствует о том, что эволюция магматического очага была достаточно длительной.

* * *

Изложенный материал по пересечениям Восточно-Тихоокеанского поднятия в пределах 39—44° ю.ш. позволяет сделать следующие выводы.

1. В пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия развиты преимущественно базальты толеитового типа. Только на подводной горе ст. 1008 обнаружены базальты повышенной щелочности, являющиеся результатом длительного развития вулканизма.

2. Обнаружены две главнейшие структурно-текстурные разновидности пород — базальты с подушечной отдельностью и долериты (до габбро-долеритов), поднятые с наибольших глубин в пределах разлома. Обе разновидности связаны постепенными переходами и, судя по минеральным ассоциациям, являются производными единой магмы.

3. Развиты две главнейшие минеральные ассоциации, последовательно формирующиеся в породах. Более ранняя ассоциация вкрапленников — плагиоклаз An_{60-65} + оливин — пользуется ограниченным распространением в связи с широким развитием афировых базальтов; вторая ассоциация — плагиоклаз An_{55} + + авгит + титаномагнетит + ильменит, сформированные в основной массе, — резко преобладает над первой.

4. На Восточно-Тихоокеанском поднятии мы не встретили магматических пород более кислых, чем базальты. Тем не менее в самой группе базальтов обнаруживаются явления дифференциации как на флангах, так и на оси хребта. С этой точки зрения заслуживают внимания базальты ст. 1010 с обильными порфировыми интрателлурическими вкрапленниками высококальциевого плагиоклаза (An_{80}) и магнезиального оливина. Подобные же богатые Al_2O_3, CaO и MgO базальты в ассоциации с относительно более железистыми и богатыми щелочами разностями были изучены нами [Фролова, Рудник, 1974] во впадине Хесса (8-й рейс НИС "Дмитрий Менделеев"). Они встречались и в других точках хребта [Kay e.a., 1970] и всегда толковались как дифференциаты толеитовых базальтов. Очевидно, что дифференциация эта имеет характер кристаллизационной и свидетельствует о наличии в основании Восточно-Тихоокеанского поднятия магматических очагов, существовавших длительное время, достаточное для того, чтобы могла пройти дифференциация расплава. О дифференциации же свидетельствует наличие различий по содержанию железа и калия пород со ст. 1011. Важно отметить, что с наиболее богатыми этими элементами породами связана сульфидная минерализация.

5. Помимо кристаллизационной дифференциации, имел место другой механизм разделения расплава, связанный с неоднородным распределением летучих, приводящий к неоднородности состава пород. Он наблюдался нами в микромасштабах на станциях 1005, 1008, 1011.

6. Повсеместное наличие пор и пустот в базальтах и долеритах свидетельствует об отсутствии явлений дегазации магмы до извержения, что характерно для извержений богатых летучими магм островных дуг. Характер летучих менялся со временем, как это можно предположить по продуктам автометаморфических изменений. Имея вначале восстановленный характер (поздняя кристаллизация титаномагнетита в магматическую стадию), они становились все более окисленными, вызывая явления автометаморфического окисления. Флюиды, по-видимому, были богаты серой (появление сульфидов) и на заключительных этапах становления пород бедны CO_2 (отсутствие карбонатов как продуктов гидротермальных изменений).

7. Метаморфизм, наложенный на базальты, носит главным образом низкотемпературный характер и в значительной части относится к автометасоматозу. Он характеризуется сохранностью плагиоклаза и близко соответствует выделенному А. Миясиро с сотрудниками (1973) на примере Срединно-Атлантического хребта метаморфизму нагрузки.

8. Фрагментарность полученного материала не дает возможности судить о вариациях состава и интенсивности вторичных процессов вкрест Восточно-Тихоокеанского поднятия.

9. В пределах центральной части Восточно-Тихоокеанского поднятия встречено два типа сульфидной минерализации: магматический и гидротермальный. Магматические сульфиды ассоциируют со средне- и мелкозернистыми долеритами, обнажающимися в зоне трансформного разлома. Они представлены халькопиритом, пиритом и другими сульфидами. Гидротермальные — встречены в измененных базальтовых лавах. Они приурочены к тонким жилкам, сложенным низкотемпературной ассоциацией жильных минералов — хлоритом, цеолитами, карбонатами, кварцем и представлены исключительно пиритом.

10. Практически все изученные базальты и долериты Восточно-Тихоокеанского поднятия подвергались низкотемпературному окислению, приведшему к переходу титаномагнетита в титаномаггемит. При этом степень окисления закономерно возрастала в направлении от оси поднятия (падает I_n, I_s, растет T_c). Наименее окислен татаномагнетит базальта со ст. 1010. На фоне указанного закономерного во времени роста окисления титаномагнетита отмечается более интенсивно низкотемпературное окисление базальта со станций 1001, 1008, 1011. Отчасти это связано с процессами выветривания, но главным образом с термальным метаморфизмом, по времени близким к вулканизму (например, ст. 1001).

ВТОРИЧНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И ПРОБЛЕМА ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ

Сразу же следует отметить, что если отвлечься от вторичных изменений, связанных с повсеместно распространенным подводным выветриванием (гальмиролизом), интенсивность метаморфических преобразований коренных пород (независимо от их характера) весьма различна и меняется от станции к станции.

Метаморфические изменения пород

Наиболее слабо изменены породы со станций 998, 1008, 1010, 1052. В них частично сохраняется первичный магнетит (T_c = 180–195° С), как известно, весьма чутко реагирующий на процесс вторичного изменения. Наиболее интенсивно измененными (хотя характер изменений в них и различен) являются породы, поднятые на станциях 1001, 1011, 1016, 1054. Намечается локальность метаморфических изменений, что, очевидно, является следствием различной интенсивности поступления метаморфизующих растворов и в связи с этим не наблюдается зависимости

степени метаморфизма пород ни от глубины вскрытия второго слоя, ни от тектонических структур, в которых они проявлены. В то же время отмечаются интенсивные метаморфические преобразования пород во всех крупных разломах и рифтах (станции 1011, 1054). Так же интенсивно изменены породы, поднятые на ст. 1016, расположенной в пределах относительно древней глыбовой структуры Сала-и-Гомес. Неодинакова интенсивность метаморфических преобразований в породах Восточно-Тихоокеанского поднятия, особенно интересного с точки зрения приуроченности к нему металлоносных осадков. Наряду с относительно сильным изменением пород ст. 1001 практически не изменены породы, поднятые на ст. 1010, расположенной на оси поднятия. Все это еще раз подтверждает локальность воздействия гидротермальных растворов на породы океанического дна.

Среди магматических пород дна океана нами выделены три главнейшие типа вторичных преобразований: автометаморфический, низкотемпературно гидротермальный и подводного выветривания, из которых первые два связаны с метаморфизмом. Первый тип развит сугубо локально, второй более широко и лишь последний повсеместно.

Автометаморфические преобразования в чистом виде наблюдаются при изучении подушечных обособлений в базальтах станций 1001, 1011. Источником флюидов, вызывающих метаморфизм, являются центральные части подушек, где обычно широко развиты пустоты и поры, их вмещающие. Наиболее характерная ассоциация минералов хлорит + иддингсит + вермикулит, образующаяся при этом процессе, развивается по стеклу и оливину. Значительно реже появляются цеолиты (гейландит, филлипсит и др.), что свидетельствует о некоторой, хотя и незначительной, подвижности Na и Ca. Более поздние изменения пород приводят к образованию гидроокислов железа. Они свидетельствуют о возрастании степени окисленности флюидов во времени. Возможно, что в этой последней стадии процесса, помимо ювенильных флюидов, участвует и морская вода.

В периферических стекловатых частях подушек автометаморфические изменения слабее и ограничиваются окислением стекла и палагонитизацией, постепенно затухающей по направлению к их центру. Как было показано выше, окисление стекла и палагонитизация происходят главным образом при соприкосновении горячей лавы с морской водой при участии автометаморфизующих флюидов. Однако разная, иногда очень незначительная, степень палагонитизации эффузивов свидетельствует о том, что только автометаморфических флюидов и морской воды, захороненных в подушечных обособлениях, для глубокой палагонитизации явно недостаточно. Ее может вызвать лишь длительное поступление флюидов иного источника, например, глубоко лежащего магматического очага, непрерывно стимулирующего процесс палагонитизации. По-видимому, именно подобные условия создаются на отдельных участках дна, где породы особенно интенсивно палагонитизированы (ст. 1016). Способствуют этому процессу также раздробленность и трещиноватость пород. В связи с этим очень интенсивно палагонитизируются гиалокластиты, а также особенно богатые летучими компонентами подушки, "взрывающиеся" с образованием обломков после своего образования.

Таким образом, палагонитизация, непосредственно связанная с автометаморфизмом в узком смысле этого слова, т.е. с флюидами, захороненными в самих эффузивах, незначительна. Изменения, вызываемые ими, сугубо локальны и незначительны и сколь-нибудь широкой миграции вещества в заметных масштабах не вызывают.

Перейдем к описанию процессов низкотемпературного гидротермального метаморфизма, не обнаруживающего непосредственной связи с процессом остывания магмы, хотя вполне возможно, что метаморфизующие флюиды поступают из магматических очагов, родоначальных метаморфизуемым магматическим породам. В этом случае метаморфические преобразования должны быть близки по времени к их образованию, хотя возможны и другие случаи. По масштабам эти метаморфические преобразования гораздо более значительны и проявляются в породах отдельных станций (ст. 1011) или ряда станций (станции 1016-3, 1016-9), причем они накладываются на дезинтегрированные обломки базальтов, гиалокластов,

долеритов и габброидов вне зависимости от контуров обломков, чем четко отличаются от процессов изменения, связанных с подводным выветриванием. Эти метаморфические изменения обнаруживают четкую глубинную зональность.

Самым приповерхностным процессом является окисление стекол, суть которого сводится к их гидратации с одновременным переходом железа в окисную форму, образованием гидроокиси и последующим его выносом. В случае наличия в породах гидротермальных сульфидов последние разрушаются с образованием гидроокислов меди и гипса (станции 1001, 1054). Длительное воздействие гидротерм приводит к почти полному выносу из пород оснований с образованием белых жирных глин. В этом процессе большую роль играет образование цеолитов, связывающих Ca и щелочи при их выносе из породы.

Следующим по глубинности процессом метаморфических преобразований является возникновение ассоциации смешаннослоистый хлорит (вермикулит) + + цеолиты +кварц + сульфиды, приуроченной к прожилкам в базальтах и долеритах, реже к пустотам в базальтах. Эту ассоциацию можно рассматривать как результат частичной гидратации выносимых оснований, однако наличие сульфидов свидетельствует о том, что степень окисленности гидротерм была невысокой.

Несколько более высокотемпературными из имеющихся ассоциаций метаморфических минералов является ассоциация зеленый хлорит + иддингсит + серпентин + амфибол актинолитового ряда, образующаяся в теле породы с замещением стекла, оливина и частично клинопироксена, а также выполняющая пустоты. Она свойственна главным образом долеритам (ст. 1011), хотя развита и в базальтах. Только в одном случае (ст. 1054) было отмечено полное замещение темноцветных и стекла хлоритом (при сохранении основного плагиоклаза). В подавляющем же большинстве случаев метаморфические минералы образуют гнезда, участки в неизмененной породе. Так же как и в предыдущем случае, здесь имеет место гидратация оснований, главным образом Mg и Fe, при относительной инертности Ca и Na.

Характерно, что низкотемпературный метаморфизм, свойственный породам дна океана, протекает в отсутствие, или же при незначительном одностороннем давлении. Чрезвычайно редко отмечается грубое рассланцевание (ст. 1011), обычно же породы массивны. Таким образом, следует согласиться с А. Миясиро с соавторами [1973], считающими, что низкотемпературный метаморфизм дна океана относится к фации низких давлений. С этим, очевидно, связана и вторая особенность метаморфизма океанических пород, а именно исключительная сохранность кальциевого плагиоклаза.

Поля устойчивости основных продуктов, образующихся при его разложении, — эпидота и альбита — увеличиваются с возрастанием давления.

Обращает на себя внимание сходство продуктов автометаморфических и низкотемпературных метаморфических преобразований, отличающихся главным образом только интенсивностью. Это позволяет предполагать сходство в составе флюидов и гидротерм, в обоих случаях, очевидно, связанных с базальтовой магмой или процессами ее выплавления.

Судя по развитию сульфидов и цеолитов, метаморфизующие растворы были богаты серой и водородом с постепенным их окислением по мере падения температуры. В то же время потенциал CO_2 в них был низок, так как карбонатные минералы в метаморфических ассоциациях, как правило, отсутствуют. В флюидах, воздействовавших на породы, поднятые на ст. 1054, содержащие флюорит, можно предполагать присутствие фтора. Температура метаморфизующих растворов была, видимо, выше 180°C, так как первичные ферромагнитные минералы, имеющие T_c = 180–195°C, в породах, подвергнутых метаморфизму, не сохраняются. В то же время в них широко развиты титаномагнетиты с T_c = 250–350°C, следовательно, температура при метаморфизме вряд ли поднималась выше.

Процессы гальмиролиза, которым в разной степени в соответствии с их возрастом подвергнуты все породы океанического дна, фиксируются обычно в относительно маломощной (от 1 см до нескольких сантиметров) зоне соприкосновения пород с морской водой, а также по трещинкам внутри пород. Они выражаются

в окислении породы с образованием гидроокислов железа, в сорбции калия с образованием глинистых минералов, в выносе магния из породы. Образование железомарганцевой корочки, столь обычное в условиях океанического дна, способствует остановке процесса подводного выветривания. Характерной особенностью этого процесса является то, что гидратация сопровождается равным по масштабам окислением железа, в то время как при метаморфизме гидратация является доминирующей и определяет ход процесса.

Процессы формирования металлоносных осадков

Низкотемпературный гидротермальный метаморфизм и автометаморфизм на всех стадиях, кроме стадии палагонитизации, характеризуются очень незначительными изменениями состава пород и вряд ли могут служить источником железа и других металлов для металлоносных осадков. Железо при этом процессе, т.е. при освобождении разрушающихся каркасных силикатов, тут же связывается в закисной форме во всех железосодержащих метаморфических минералах — хлорите, иддингсите, вермикулите и т.д.

Остановимся подробнее на изменении пород в стадию палагонитизации, когда увеличивается подвижность железа. К сожалению, у нас сейчас весьма мало аналитических данных для обоснованных выводов о количественном ходе этого процесса. Поэтому излагаемый ниже материал носит предварительный характер. Он получен при изучении базальтов и продуктов их изменения в пределах хребта Сала-и-Гомес (ст. 1016), где палагонитизация и образование глин развиты особенно широко. По данным химических анализов при этих процессах привнос и вынос отдельных элементов происходят достаточно интенсивно. В особенно больших количествах из базальтов выносятся железо и титан. При палагонитизации выносится около 9% (по литературным данным, до 20%) суммарного железа от общего его содержания в породе, а при полном выщелачивании и превращении базальта в глину с примесью цеолитов — около 45% начального содержания. Близкие величины получаются и для титана. Из малых элементов с некоторой долей условности можно отметить удаление из базальтов в таком процессе лишь Zn и Cr (следует еще раз оговорить, что эти выводы построены лишь на материале одной конкретной ст. 1016-9).

Все остальные изученные элементы, в том числе Cu, Ni, Co и Mn, являющиеся породообразующими в рудоносных осадках, не только не выносятся в сколь-нибудь заметных количествах из базальтов при их изменении, но, более того, Cu, Co и Mn в ходе этих изменений накапливаются. Подобное геохимическое различие в поведении этих элементов, осаждающихся совместно и образующих единый парагенезис в металлоносных осадках, не позволяет утверждать, что главным источником металлов для металлоносных осадков являются базальты океанического дна. Особенно интересным этот вывод представляется для марганца, который, как известно, с момента осаждения его из морской воды тесно связан с железом. Увеличение содержаний Cu, Co и Mn в измененных базальтах, наблюдаемое на ст. 1016, может быть относительным вследствие выщелачивания железа, а может быть и результатом привноса их в породу в результате гидротермальной деятельности. Последняя может быть связана либо с медленно остывающим на глубине магматическим очагом, либо с сквозькоровыми флюидами, образующимися в процессе дифференциации мантийного вещества.

Можно сделать следующие выводы.

1. Из всех металлов, характерных для металлоносных осадков, только железо может быть частично накоплено при выносе из базальтов на стадии палагонитизации, происходящей под действием гидротермальных процессов с участием морской воды. Однако процессы эти локальны и приурочены к местам выхода гидротерм на морском дне. Подобные обеленные с выщелоченными основаниями породы известны в вулканических областях на континенте, где всегда имеют локальное распространение.

2. Участки, где наиболее развита палагонитизация, приурочены не к Восточно-Тихоокеанскому поднятию, а к относительно древнему глыбовому поднятию

Сала-и-Гомес и асейсмичному хребту Наска. Возможно, это связано с тем, что наиболее интенсивная гидротермальная деятельность обычно следует во времени за стадией максимальной поствулканической активности, а Восточно-Тихоокеанское поднятие является еще слишком молодой структурой. Однако, как показали исследования 8-го и 14-го рейсов нис "Дмитрий Менделеев", именно вблизи Восточно-Тихоокеанского поднятия обнаружены максимальные концентрации металлов в металлоносных осадках.

3. Более вероятным источником основной массы железа является непосредственный вынос его глубинными флюидами. Что является источником железа в гидротермальном процессе — вопрос сложный. Во всяком случае, во вскрытой части разреза Восточно-Тихоокеанского поднятия следов массового выноса железа не обнаружено.

4. Сравнение современных металлоносных осадков с подвижными поясами прошлого (например, с Уральской геосинклиналью) показывает наличие сходных образований в древних толщах (железосодержащие яшмы, красные туффиты), причем в этих случаях достаточно однозначно устанавливается их происхождение за счет гидротермальной деятельности, связанной с вулканизмом.

ЛИТЕРАТУРА

Миясиро А., Сидо Ф., Юинг М. Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24° и 30° с.ш. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.

Никколс Г.Д., Ислам М.Р. Геохимические исследования базальтов и ассоциирующих с ними пород дна океана. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.

Фролова Т.И., Рудник Г.Б. Причины разнообразия базальтов океанов. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974.

Kay R., Hubbard N.J., Gast P.W. Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. — J. Geophys. Res.,1970, 75, N 8.

Ozima M., Ioshima M. Rock magnetic structures in oceanic crust. — In: Rock magnetism and Paleogeophysics. Tokyo, 1973.

Ю.А. БОГДАНОВ, В.Н. ГРИГОРЬЕВ, В.И. МУРАВЬЕВ,
В.В. СЕРОВА, Э.С. ТРИМОНИС

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

К металлоносным осадкам нами отнесены такие пелагические илы, которые характеризуются необычно высоким содержанием железа, марганца и некоторых других элементов. Границей их выделения служит содержание железа, превышающее 10% в абиогенной части (в пересчете на бескарбонатное вещество). Детальное исследование состава этих осадков в депрессии Бауэр [Лисицын, Богданов, 1974; Лисицын и др., 1976] показало, что они представляют собой нормальные пелагические илы, в разной степени обогащенные указанными элементами. Образование металлоносных осадков связано с поступлением на океаническое дно в процессе пелагической седиментации "рудного" вещества, представленного главным образом гидроокислами железа, возможно марганца, и связанными с ними малыми элементами.

Таким образом, металлоносные осадки состоят как бы из двух основных компонентов — пелагического осадочного материала и "рудного" вещества. Первый из них на океаническом дне накапливается в соответствии с циркумконтинентальной широтной и вертикальной зональностью, а поступление "рудного" вещества, как правило, азонально и приурочено к магматически активным зонам океана. В областях распространения металлоносных осадков состав пелагического материала или "пелагического фона" (первый компонент) закономерно меняется, подчиняясь общей зональности седиментогенеза. В связи с этим изменяются и типы металлоносных осадков.

Закономерности распределения донных осадков в исследованной части Тихого океана показаны на рис. 1. В основу этой карты положена "Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана" [1970], уточненная и дополненная новыми данными. На ней несколько изменена область распространения карбонатных осадков в южной части Восточно-Тихоокеанского поднятия и область кремнистых илов антарктического пояса кремненакопления к востоку от него. На карте показаны границы распространения металлоносных осадков и разрезы I–I, II–II, III–III, IV–IV.

Детальное исследование минерального состава металлоносных осадков [Лисицын и др., 1976] показало, что они представляют собой обычные пелагические илы с примесью не характерных для последних коллоидных частиц гидроокисей железа.

Наиболее распространенным минералом является кальцит в форме скелетных остатков фораминифер и кокколитофорид, количественное распределение которого определяется положением дна относительно критической глубины карбонатонакопления. Другой биогенный минерал — опал скелетных остатков диатомей, радиолярий и силикофлагеллят — концентрируется в экваториальной высокопродуктивной зоне и в самой южной части исследованного района в пределах антарктического кремнистого пояса.

Среди обломочных минералов были встречены кварц, плагиоклазы, роговая обманка, моноклинные и ромбические пироксены, вулканические стекла (главным образом основные), эпидот, магнетит, циркон, изредка гранат. Частью они терригенны, причем кварц и полевые шпаты в осадки данного района поступают преимущественно эоловым путем. Другая часть обломочного материала состоит из вулканогенных или эдафогенных минералов.

Среди глинистых минералов наиболее широким распространением пользуется смектит [Sayles, Bischoff, 1973]. Есть указания также на присутствие Fe-монтмориллонита [Багин и др., 1975; Sayles, Bischoff, 1973], образующего глобули диаметром 1–10 мкм. Из аутигенных образований наиболее распространены железо-

марганцевые микроконкреции, иногда слагающие основную массу песчано-алевритовых фракций (до 90%), присутствуют также цеолиты, представленные сростками и одиночными кристаллами филлипсита, редко барит. Все перечисленные минералы, за исключением Fe-монтмориллонита (нонтронита) и барита, типичны для нормальных пелагических осадков данной природной зоны.

Рудный компонент металлоносных осадков представлен преимущественно бесформенными агрегированными массами колломорфного вещества с округлыми поверхностями, гомогенного в проходящем свете. Диаметр частиц около 3 мкм, цвет обычно желтый. Показатель преломления n меняется в пределах 1,53—1,55. Вторая колломорфная фаза — глобулярные бурые частицы (n = 1,56) — не только присутствует в металлоносных осадках, но достаточно широко распространена и в обычных пелагических глинах. Дачные образования, по-видимому, представляют кремнисто-железистые гели, а различия между частицами зависят от разных содержаний в них гидроокислов железа.

Если в нормальных илах железо входит в состав силикатов, образует железистые пленки вокруг зерен, а также отдельные глобули, то в металлоносных осадках наряду с этими же формами, но при увеличенном количестве глобулей (до 30%), главными компонентами абиогенной части осадка становятся колломорфные сгустки и слипшиеся сферические частицы кремнисто-железистого геля. Это является главной характерной чертой металлоносного осадка.

Для исследования железосодержащих минералов в металлоносных осадках был применен комплекс методов, включающий фазовый химический анализ, магнитную идентификацию минералов, мессбауэровскую спектроскопию, рентгеновскую дифрактометрию и ИК-спектроскопию [Багин и др., 1975]. Изучение показало, что в металлоносных осадках железо присутствует в гидроокисной форме в виде одного коллоидного минерала, находящегося в суперпарамагнитной форме,—гётита (α-FeOOH) с размерами элементарных частиц 140—300 Å. В аналогичных осадках Красного моря основным минералом свободного железа являются гётит с размером частиц менее 100Å [Hot brines..., 1969].

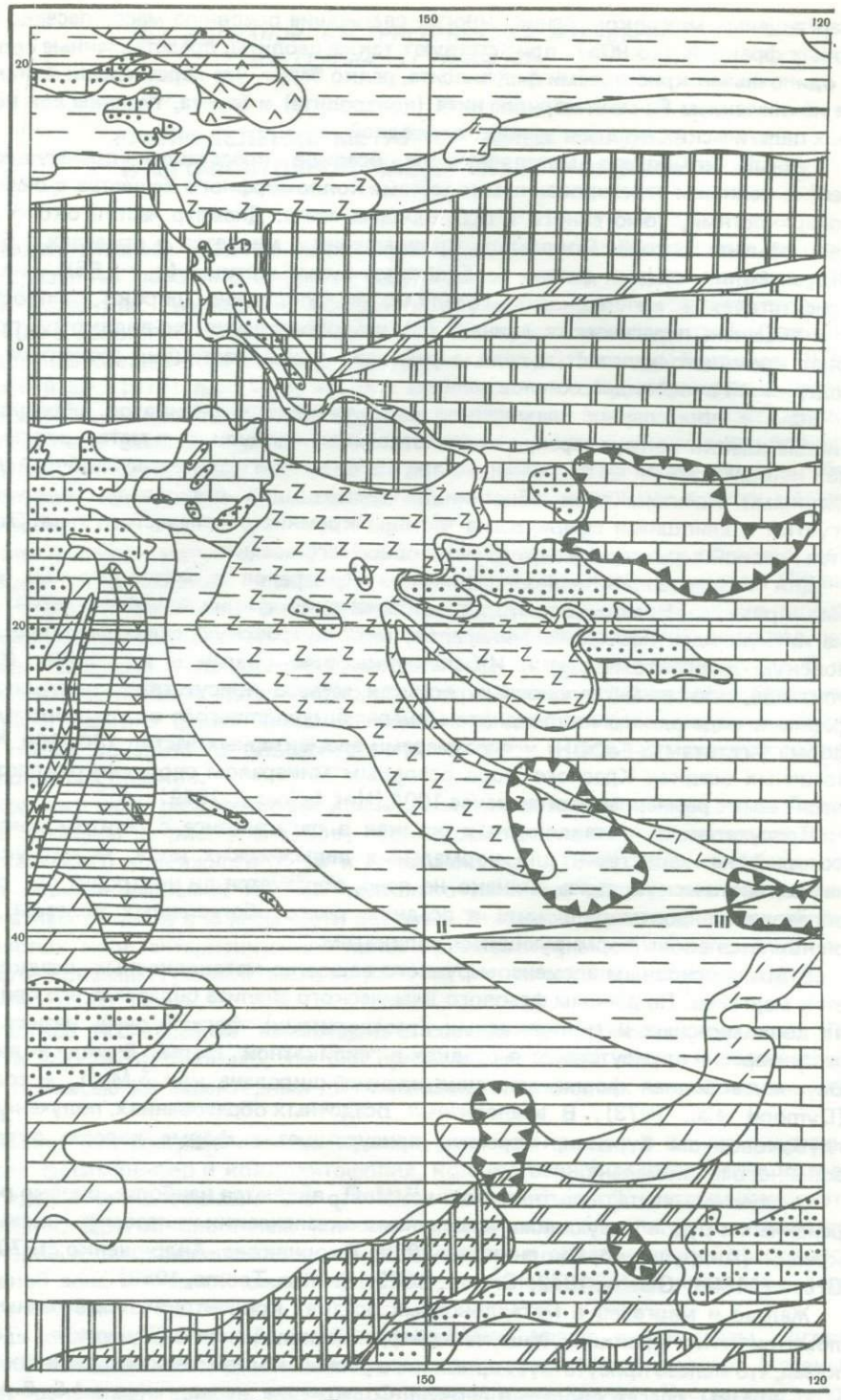
Присутствие в металлоносных осадках в парагенезисе с гётитом нонтронита, который не характерен для нормальных пелагических илов, может указывать на их генетическую связь. Однако не ясно, образуется ли нонтронит за счет преобразований монтмориллонита в осадках, резко обогащенных железом, или же он является вновь формирующимся силикатом.

Вторым основным элементом рудного вещества металлоносных осадков является марганец. По данным фазового химического анализа более 90% его приходится на долю окисных и гидроокисных (растворимых) форм и очень незначительная часть марганца присутствует в осадках в "силикатной" форме. В осадках депрессии Бауэра свободная форма марганца идентифицирована как δ-MnO_2 и тодорокит [Dymond e.a., 1973]. В аналогичных осадочных образованиях, полученных при глубоководном бурении, марганец присутствует в форме хорошо окристаллизованного псиломелана.

Следует отметить, что тодорокит и δ-MnO_2 являются наиболее широко распространенными рудообразующими минералами океанических железомарганцевых конкреций [Андрущенко, Скорнякова, 1969; Скорнякова, Андрущенко, 1970; Büser, Grütter, 1956; Glasby, 1972; Cronan, 1975; Cronan, Tooms, 1969].

Железо и марганец в металлоносных осадках концентрируется в разных гранулометрических фракциях. Химический фракционный анализ [Dymond e.a., 1973] показал, что железо присутствует примерно в равных количествах во фракциях <2 мкм и 2—20 мкм, слегка обогащая первую. Содержание же марганца в 1,5—5 раз выше во фракции 2—20 мкм по сравнению с фракцией <2 мкм. По-видимому, марганец в более грубой фракции в основном концентрируется в микроконкрециях.

Основные работы по исследованию металлоносных осадков в рейсе были сосредоточены в четырех районах: 1) южная часть Восточно-Тихоокеанского поднятия, 2) крупное поперечное к нему тектоническое нарушение — хребет Сала-и-Гомес, 3) древнее Южное Галапагосское поднятие и 4) молодая Галапагосская рифтовая зона.



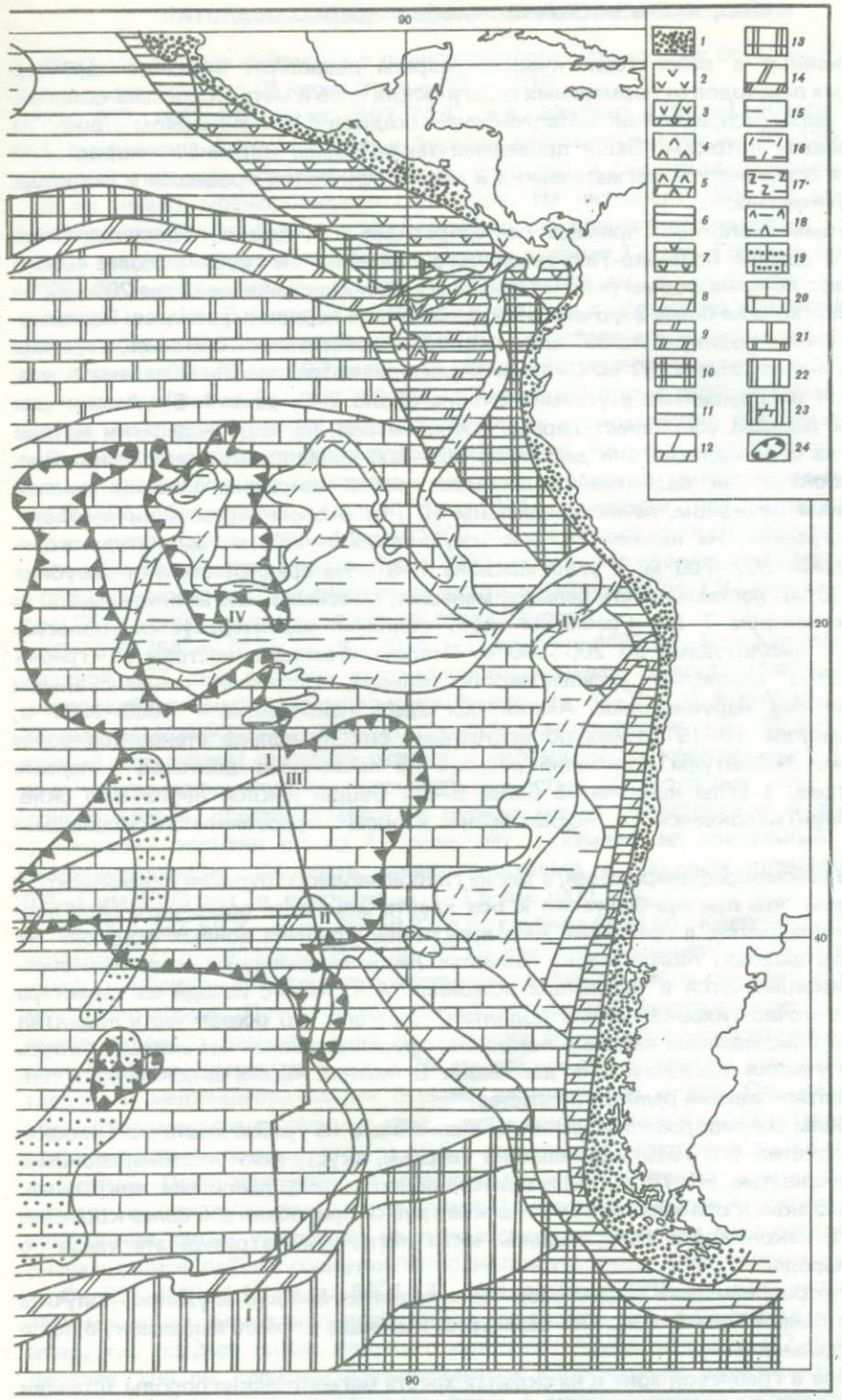


Рис. 1. Распределение осадков в южной части Тихого океана

1–23 — о с а д к и: *1* — терригенные, *2* — вулканогенные (преимущественно андезитового состава), *3* — вулканогенно-мергелистые (10–50% $CaCO_3$), *4* — вулканогенные (преимущественно базальтового состава), *5* — вулканогенно-мергелистые (10–50% $CaCO_3$), вулканогенный материал базальтового состава, *6* — гемипелагические, *7* — гемипелагические туффитовые, *8* — гемипелагические мергелистые (10–50% $CaCO_3$), *9* — гемипелагические кремнисто-мергелистые (10–50% $CaCO_3$, 5–30% SiO_2аморфн), *10* — гемипелагические слабокремнистые (5 — 30% SiO_2аморф), *11* — миопелагические, *12* — миопелагические мергелистые (10–50% $CaCO_3$), *13* — миопелагические слабокремнистые (5–30% SiO_2аморфн), *14* — миопелагические кремнисто-мергелистые (10–50% $CaCO_3$, 5–30% SiO_2аморфн), *15* — эвпелагические, *16* — эвпелагические мергелистые (10–50% $CaCO_3$), *17* — цеолитовые, *18* — эвпелагические с примесью базальтового вулканогенного материала, *19* — карбонатные пески и алевриты (более 50% $CaCO_3$), *20* — карбонатные пелитовые и алеврито-пелитовые илы (более 50% $CaCO_3$), *21* — кремнисто-карбонатные (более 50% $CaCO_3$, 5–30% SiO_2аморфн), *22* — кремнистые (более 30% SiO_2аморф), *23* — кремнисто-мергелистые (более 30% SiO_2аморфн, 10–50% $CaCO_3$), *24* — ареал распределения осадков, содержащих более 10% Fe в пересчете на бескарбонатное вещество

ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОГО ПОДНЯТИЯ

Выполненные в рейсе геологические разрезы позволяют выяснить характер фациальных переходов от нормальных пелагических илов к металлоносным осадкам, показать связь распределения металлоносных осадков с тектоническим строением дна, тепловым потоком. Были проведены также сборы коренных пород для выяснения особенностей магматических и метаморфических процессов и гидротермальной деятельности.

По данным эхолотного промера (интерпретация А.В. Ильина) вдоль подножия восточного фланга Восточно-Тихоокеанского поднятия на глубинах более 4000 м преобладают пологие формы рельефа с амплитудами колебаний не более 200—300 м и углами наклона не более 2°, очень редко — 3-5°. На первом пересечении Восточно-Тихоокеанского поднятия по 39° ю.ш. ширина его составляет 1000 миль, а гребень находится на глубине 2260 м. Склоны характеризуются пологими валами и разделяющими их ложбинами с углами наклона около 2—3, реже 4—5°. Амплитуды колебаний рельефа составляют первые сотни метров, но чаще — десятки метров и только на оси поднятия они достигают 600—800 м. На данном пересечении Восточно-Тихоокеанское поднятие представляет собой широкий пологий участок дна с общим наклоном, не превышающим 10°, на втором пересечении имеет ступенчатое строение. На нижней ступени (глубина 3500—4000 м) амплитуды колебаний рельефа 500—700 м, а углы наклона 7—8°. На средней ступени (глубина 3000— 3500 м) расчлененность рельефа меньшая, максимальные амплитуды 500 м при углах наклона 7—8°. Гребневая часть поднятия характеризуется пологим рельефом с амплитудами до 200—300 м. Непосредственно к востоку от гребня хребта резко возрастает расчлененность рельефа, связанная с интенсивными тектоническими нарушениями. Амплитуды здесь наибольшие — 1000—1200 м, а углы наклона 10—15°. Ниже по восточному склону рельеф становится более спокойным. Амплитуды колебаний рельефа не превышают десятков и первых сотен метров, а углы наклона не более 5—6°. Общий наклон восточного склона Восточно-Тихоокеанского поднятия на втором пересечении не превышает 3—4°.

Данные сейсмопрофилирования, а также глубоководного бурения океанического дна показали, что при приближении к оси хребта мощность осадочного слоя постепенно уменьшается, а гребневая зона практически лишена донных осадков. На поверхность выходят океанические базальты. Лишь маломощные осадочные образования накапливаются в отдельных ложбинах. А.В. Ильин, исходя из характера рельефа Восточно-Тихоокеанского поднятия, полагает, что осевая часть поднятия сложена нагромождением лавовых покровов, сформированных без сколько-нибудь заметного участия тектонических движений. В нижних частях склонов роль тектоники в формировании рельефа возрастает.

По данным сейсмопрофилирования, выполненного на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия (ст. 1010), дно слагают твердые, акустически жесткие, слоистые породы мощностью 50—70 м, являющиеся, по-видимому, лавовыми покровами. При приближении к оси хребта геологические трубки приносили все более короткие колонки, а наконечники возвращались часто погнутыми в результате удара о плотные породы.

На некоторых станциях в гребневой части поднятия вообще не удалось получить осадки, но были подняты обломки базальтов, имеющие хорошо выраженную подушечную отдельность.

Поднятые в гребневой зоне и на склонах хребта магматические породы (станции 998, 1001, 1006, 1010, 1011), по данным Т.И. Фроловой, представлены базальтами толеитового состава. Отмеченные слабые метаморфические преобразования являются результатом низкотемпературного автометаморфизма. Влияние аллохтонных гидротермальных растворов на преобразование вулканических пород если и имело место, то проявлялось очень слабо. Однако фрагментарность полученных материалов не дает возможности сейчас сделать окончательное заключение по данному вопросу.

Первый меридиональный литологический разрез

Этот разрез был выполнен у подножия восточного склона Восточно-Тихоокеанского поднятия (рис. 2) через станции 987—1015.

Ст. 987 (56°42,2′ ю.ш., 103°24,4′ з.д., глубина 4750 м). Колонка длиной 195 см сложена светло-бурыми и бурыми диатомовыми илами (0—180 см), состоящими главным образом из целых панцирей и обломков диатомей. Верхние 115 см имеют мраморовидную структуру. На интервале 180—195 см залегают алеврито-пелитовые бурые осадки, сложенные агрегатами глинистых минералов. Самые низы колонки могут быть отнесены к эпохе Гаусса. Граница между плейстоценом и плиоценом находится на глубине 115 см и выражена изменением текстуры осадка. В качестве примесей в осадках повсеместно присутствует материал айсбергового разноса, максимальное скопление этого материала приурочено к интервалу 60—76 см (0,7 млн. лет назад). Встречены горизонты с лепешковидными конкрециями (37—43, 195 см), в настоящее время характерными для более южных субантарктических районов. Поля их распределения совпадают с областями деятельности интенсивных донных течений, которые препятствуют накоплению на дне осадочного материала и местами эродируют ранее сформировавшиеся осадочные образования [Goodell e.a., 1971]. Скорости осадконакопления для верхов плейстоцена равны 1,2 мм/1000 лет. В нижней части плейстоцена они резко уменьшаются до долей миллиметра в 1000 лет, и возможно, что имел место перерыв в осадконакоплении. В плиоцене скорости изменяются от 1,9 (верхи плиоцена) до 0,95 мм/1000 лет (низы колонки, эпоха Гаусса).

Ст. 989 (54°46,0′ ю.ш., 99°20,0′ з.д., глубина 4450 м). Верхняя часть колонки (длиной 177 см) сложена верхнеплейстоценовыми алеврито-пелитовыми кремнисто-карбонатными диатомово-кокколитовыми (0—15 см) и диатомовыми (15—32 см) осадками. Затем следует прослой конгломератов (32—38 см), представленный материалом ледового разноса и марганцевыми конкрециями, и плиоценовые алеврито-пелитовые кремнисто-глинистые темно-бурые илы. Горизонт конгломератов, образовавшийся на рубеже между плейстоценом и плиоценом в промежутке времени около 1,5 млн. лет, указывает на длительный перерыв в осадконакоплении. Скорость осадконакопления в верхнем плейстоцене равна 0,8—1 мм/1000 лет, в плиоцене — 1—1,5 мм/1000 лет.

Ст. 990 (52°59,2′ ю.ш., 99°20,0′ з.д., глубина 4600 м). Колонка длиной 465 см не вышла из плейстоцена. Верхние 57 см сложены кремнисто-карбонатными осадками; карбонатный материал представлен обломками фораминифер и, по-видимому, переотложен. Присутствуют также железисто-глинистые агрегаты, обломки пород ледового разноса. Вниз по колонке содержание карбонатного материала постепенно уменьшается и ниже 75 см осадки представлены уже алеврито-пелитовыми и мелкоалевритовыми бурыми диатомовыми илами. Осадки имеют пятнистую мраморную окраску и следы деятельности роющих организмов. Скорость осадконакопления изменяется от 10,5 в верхней части колонки до 9,8 мм/1000 лет в нижней. Присутствующие в осадках кокколиты имеют неоген-четвертичный возраст и являются переотложенными. Неожиданно высокие скорости осадконакопления также указывают на значительный в прошлом снос осадочного материала в данный район с соседних приподнятых участков океанического дна.

Ст. 991 (50°44,1′ ю.ш., 99°17,3′ з.д., глубина 4316 м). Колонка мощностью 150 см прошла только часть плейстоцена (до верхов зоны с *Coscinodiscus margaritatens*), т.е. возраст низов колонки составляет приблизительно 0,7—0,8 млн. лет. Верхние 100 см сложены светло-палевым карбонатным (кокколиты и переотложенные обломки фораминифер) илом с мраморовидной окраской, ниже залегает темно-коричневый диатомовый ил (100—115 см), постепенно переходящий в кокколитовый (135—150 см). Дночерпателем на этой станции были подняты осадки, содержащие небольшую примесь гравийно-галечного материала. Скорость осадконакопления около 4,5 мм/1000 лет.

Ст. 992 (49°10,5′ ю.ш., 98°33,8′ з.д., глубина 4280 м). Колонка длиной 125 см по возрасту почти полностью совпадает с предыдущей. Верхняя ее часть (0—60 см)

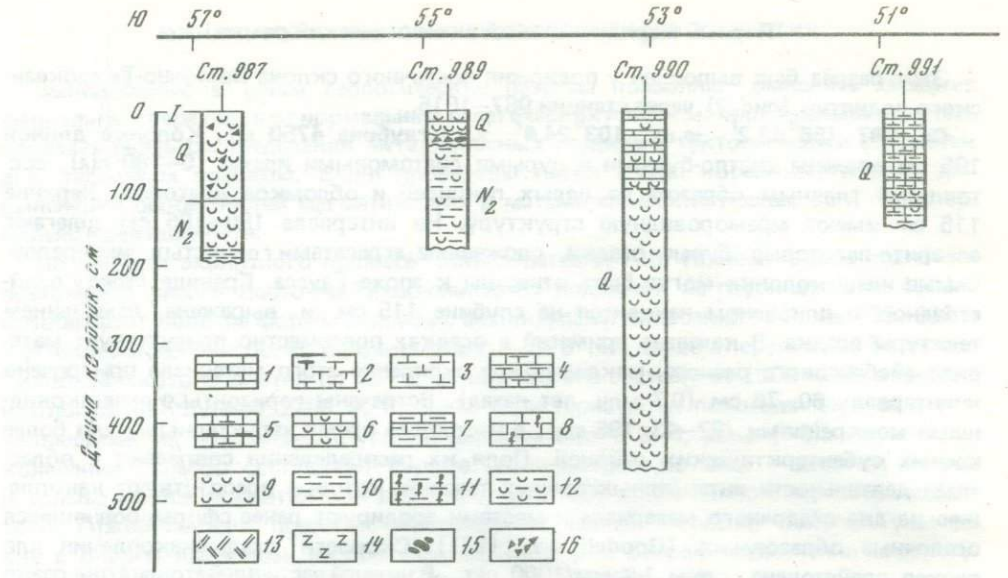


Рис. 2. Литологический состав осадков вдоль первого меридионального разреза I–I

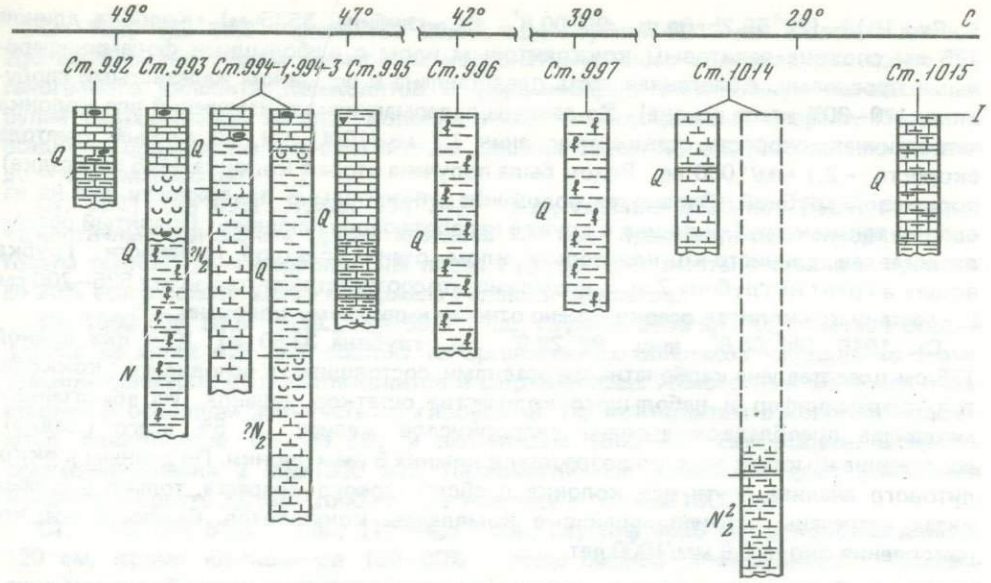
Условные обозначения к рис. 2–6

1–13 – осадки. *1–5* – карбонатные: *1* – более 50% $CaCO_3$, *2* – фораминиферовые, *3* – кокколитовые, *4* – с преобладанием среди определимых биогенных остатков фораминифер, *5* – то же, с преобладанием кокколитов; *6* – кремнисто-карбонатные (более 50% $CaCO_3$, более 30%

сложена обломочным органогенным кальцитом (алеврито-пелитовый карбонатный ил). Ниже он переходит в алеврито-пелитовый глинисто-карбонатный ил. Глинистую часть составляют железисто-глинистые агрегаты. В верхней части колонки, а также на глубине 95 см встречены мелкие (менее 1 см) железомарганцевые конкреции. Скорость осадконакопления, измеренная разными методами, равна 4,6–5,4 мм/1000 лет. В дночерпателе полученный на этой станции осадок содержит многочисленные обломки разнообразных пород (материал ледового разноса), покрытые марганцевыми корками.

Ст. 993 (48°34,5′ ю.ш., 97°37,9′ з.д., глубина 4430 м). Колонка длиной 430 см сложена карбонатным илом (0–80 см), идентичным встреченному в верхней части предыдущей колонки, плотным диатомовым осадком (80–170 см) с заметной (более 10%) примесью частиц гидроокислов железа и их агрегатов и темно-бурым пелитовым илом (170–430 см), состоящим в основном из колломорфных железисто-глинистых агрегатов и глобулей гидроокислов железа. На интервале 0–170 см встречены рудные корочки, образование которых, по-видимому, связано с перерывом в осадконакоплении. Верхняя часть колонки (0–170 см) сформировалась в эпоху Брюнеса, а для нижней ее части уверенных датировок нет, возможно, что низы колонки имеют неогеновый возраст. Скорость осадконакопления верхней части колонки по данным диатомового анализа около 4,4 мм/1000 лет.

Ст. 994-1 (48°19,0′ ю.ш., 96°28,03′ з.д., глубина 4530 м). В колонке длиной 370 см слой 0–41 см представлен алеврито-пелитовым карбонатным илом с небольшой примесью диатомей. Возраст горизонта не древнее 0,4 млн. лет (горизонт с *Nitzschia kerguelensis*), скорость осадконакопления около 1 мм/1000 лет. На границе с нижележащим темно-бурым пелитовым илом встречена крупная железомарганцевая конкреция, указывающая на перерыв в осадконакоплении. В составе темно-бурого ила преобладают бурые и коричневые железисто-глинистые агрегаты, встречены также палагонит, вулканическое стекло, цеолиты, а также отдельные зерна барита. На глубине 110 см появляется кокколитовый ил, по-видимому, плиоценового возраста (по данным кокколитового анализа). Скорость его накопления 1–5 мм/1000 лет.



SiO_2аморфн); *7* – слабокарбонатные (30–50% $CaCO_3$); *8* – карбонатные металлоносные; *9* – кремнистые (диатомовые, более 50% SiO_2аморфн); *10* – глинистые эвпелагические; *11* – металлоносные; *12* – слабокремнистые (30–50% SiO_2аморфн); *13* – вулканогенные. *14* – цеолиты. *15* – железомарганцевые конкреции. *16* – обломки базальтов

Ст. 994-3 (48°20,1′ ю.ш., 96°26,3′ з.д., глубина 4540 м). Полученная в непосредственной близости от первой колонки вторая длиной 520 см вскрыла сходный литологический разрез, но отличающийся по мощности отдельных горизонтов. Здесь между верхним карбонатным горизонтом и глинистым илом, в отличие от предыдущей колонки, присутствует прослой (55–70 см) темно-коричневого алеврито-пелитового диатомового ила, возраст которого 0,4 млн. лет. В низах горизонта глинистого ила (70–385 см) имеется примесь (до 10%) скелетов диатомей, относящихся к слою с *Rhizosolenia curvirostris* (плиоцен). Ниже (385–520 см) залегает также кокколитовый ил.

Ст. 995 (45°57,6′ ю.ш., 97°15,4′ з.д., глубина 4400 м). Все 285 см колонки представлены пелитовыми и алеврито-пелитовыми карбонатными отложениями плейстоценового возраста. Основные компоненты осадка – кокколиты, фораминиферы, соотношение которых по колонке меняется. На поверхности встречены железомарганцевые конкреции. Опущенная рядом на той же глубине прямоточная трубка принесла несколько железомарганцевых конкреций, погруженных в пелитовый бескарбонатный ил, состоящий преимущественно из колломорфных железистых агрегатов. Он обогащен также цеолитами, имеются рудные минералы, барит. Скорость осадконакопления по данным диатомового анализа 5,4–6,0 мм/1000 лет; по данным γ-метода – 3,7 мм/1000 лет.

Ст. 996 (41°59,4′ ю.ш., 100°13,8′ з.д., глубина 4423 м). Вся колонка длиной 320 см состоит из колломорфного железисто-глинистого пелитового темно-бурого ила, книзу уплотняющегося. В его составе встречены монтмориллонитизированные железистые агрегаты, коллоидные частицы гидроокислов железа. В дночерпательной пробе на этой станции в аналогичном осадке обнаружены небольшие железомарганцевые конкреции угловатой направильной формы. По данным кокколитового анализа вся колонка может быть отнесена к плейстоцену. Скорость осадконакопления по кокколитам – 1,6 мм/1000 лет, по палеомагнитным определениям – 1,2 мм/1000 лет, по γ-методу – 0,6 мм/1000 лет.

Ст. 997 (38°55,8′ ю.ш., 99°58,3′ з.д., глубина 4330 м). Металлоносные бескарбонатные осадки плейстоценового возраста пройдены на 255 см. По данным палеомагнитных измерений скорость осадконакопления 4,7 мм/1000 лет.

Ст. 1014 (29°59,2′ ю.ш., 99°00,8′ з.д., глубина 3535 м). Колонка длиной 175 см сложена пелитовым кокколитовым илом с небольшими фораминиферовыми прослоями. Абиогенная часть представлена в основном железистыми глобулями (10–30% всего осадка). По данным палеомагнитных измерений вся колонка четвертичная, скорость осадконакопления 1,7 мм/1000 лет, по данным γ-метода скорость – 2,1 мм/1000 лет. Рядом была получена вторая колонка (175 см осадка) поршневой трубкой. Однако ее положение относительно поверхности дна не известно, так как трубка вошла в грунт с неработающим поршнем. Поднятый осадок представлен глинисто-кокколитовым илом очень большой плотности. Трубка вошла в грунт на глубину 7 м, и, возможно, это соответствует горизонту 525–700 см. По составу кокколитов осадки можно отнести к верхнему плиоцену.

Ст. 1015 (28°06,6′ ю.ш., 98°29,8′ з.д., глубина 3380 м). Колонка длиной 175 см представлена карбонатными осадками, состоящими в основном из кокколитов, фораминифер и небольшого количества остатков мшанок. Из абиогенного материала преобладают частицы гидроокислов железа (~ 5% всего осадка), содержание которых заметно возрастает в нижних 5 см колонки. По данным кокколитового анализа почти вся колонка плейстоценового возраста, только в самых низах встречены верхнеплиоценовые комплексы кокколитов. Скорость осадконакопления около 0,9 мм/1000 лет.

Первый широтный литологический разрез

Первый широтный разрез (рис. 3) через Восточно-Тихоокеанское поднятие начинается от ст. 997, описание которой дано ранее, и проходит до ст. 983.

Ст. 998 (38°59,6′ ю.ш., 102°59,3′ з.д., глубина 3750 м). Прямоточная трубка и дночерпатель принесли обломки базальтов.

Ст. 999 (39°01,7′ ю.ш., 106°00,8′ з.д., глубина 3860 м). Колонка длиной 175 см в верхней (10–75 см) части сложена пелитово-алевритовым карбонатным (фораминиферовым) илом, который переходит в пелитовый кокколитовый ил (75–175 см). Кроме карбонатного материала, в осадках присутствуют железистые агрегаты, содержание которых с глубиной увеличивается. Данные о возрасте осадков противоречивы. Палеомагнитые измерения показывают, что вся колонка плейстоценового возраста и скорость осадконакопления более 2,3 мм/1000 лет, по γ-методу скорость 2,1 мм/1000 лет. До глубины 120 см встречены четвертичные комплексы кокколитов, ниже в осадках находятся верхнеплиоценовые их комплексы.

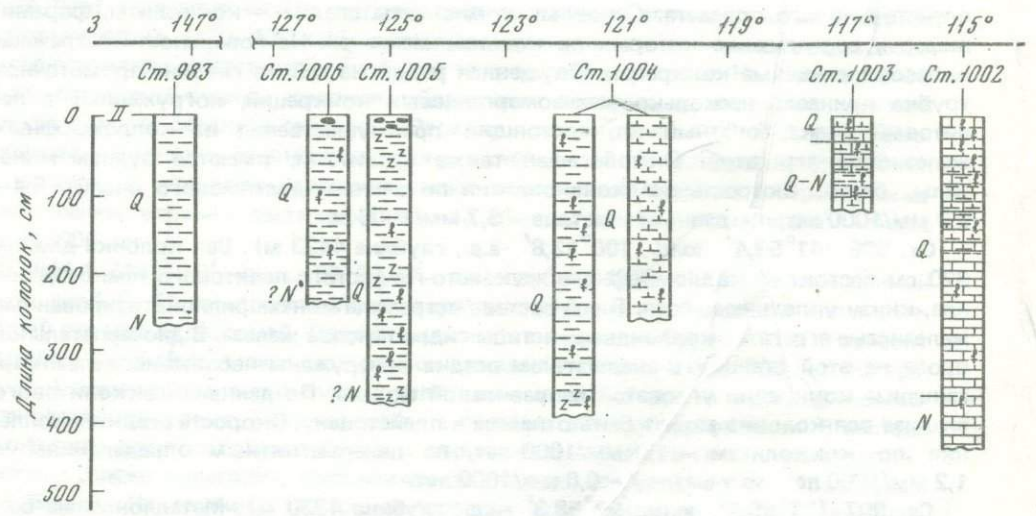


Рис. 3. Литологический состав осадков вдоль первого широтного разреза II–II

Условные обозначения см. на рис. 2

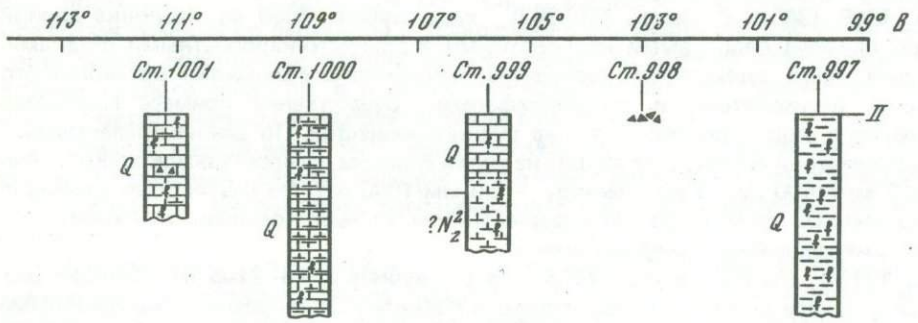
Ст. 1000 (39°00,3′ ю.ш., 109°00,1′ з.д., глубина 3210 м). Колонка длиной 260 см сложена бурым пелитовым карбонатным илом, содержащим, кроме органогенного кальцита, кокколитов и фораминифер, значительную примесь глобулей гидроокислов железа. Колонка имеет плейстоценовый возраст. Скорость осадконакопления по палеомагнитным данным более 3,6 мм/1000 лет, по γ-методу – 4,3 мм/1000 лет.

Ст. 1001 (38°59,9′ ю.ш., 111°24,8′ з.д., глубина 2830 м). Были вскрыты четвертичные отложения (длина колонки 130 см), представленные алеврито-пелитовым темно-бурым карбонатным илом. Рудные компоненты составляют примесь до 20% всего осадка. Драга содержала обломки базальтов.

Ст. 1002 (38°59,9′ ю.ш., 114°59,6′ з.д., глубина 3530 м). Карбонатные осадки (длина колонки 427 см) состоят из органогенных обломков кальцита со значительной примесью целых кокколитов и фораминифер. Абиогенный материал представлен в основном железистыми глобулями. По кокколитам в колонке выделяются четвертичные (0–360 см) и неогеновые (360–427 см) осадки. Скорость осадконакопления 2 мм/1000 лет. Палеомагнитные изменения дают для эпохи Брюнеса скорость 3,0 мм/1000 лет, по γ-методу – 3,1 мм/1000 лет.

Ст. 1003 (38°51,8′ ю.ш., 117°59,6′ з.д., глубина 4025 м). В колонке длиной 120 см, кроме кокколитов (50–60% всего осадка), значительную примесь составляют обломки органогенного кальцита и рудное вещество. В интервале 70–90 см встречен прослой алеврито-пелитового темно-бурого ила, основную часть которого (около 50%) составляют тонкодисперсная бескарбонатная масса и железистые частицы в виде глобулей (20–30%). Здесь также присутствуют цеолиты (около 5%), обломки биогенного карбоната (около 5%), палагонит, полевые шпаты, рудные корочки, пироксен и другие минералы. По кокколитам верхние 0–30 см колонки имеют четвертичный возраст. Ниже (30–120 см) присутствует смешанный неоген-четвертичный комплекс кокколитов.

Ст. 1004 (39°05′ ю.ш., 120°58′ з.д., глубина 4490 м). Колонка длиной 385 см сложена пелитовым глинистым илом, обогащенным колломорфными железистыми агрегатами и гидроокислами железа в виде желто-бурых глобулей. В небольшом количестве присутствуют палагонит, вулканическое стекло, полевые шпаты, а также биогенные компоненты (кокколиты, обломки фораминифер). Нижняя часть колонки (230–385 см) обогащена цеолитами. Скорость осадконакопления по палеомагнитным измерениям для эпохи Брюнеса 3,4 мм/1000 лет, по γ-методу – 2–4 мм/1000 лет. Поршневая трубка на этой станции принесла 260 см плотного кокколитового ила палевого цвета с небольшой примесью рудного вещества.



Верхний горизонт был разбит. Среди кокколитов основную массу составляют неогеновые виды, однако присутствуют также мелкие формы, неопределимые в световом микроскопе.

Ст. 1005 (39°04,0′ ю.ш., 124°59,5′ з.д., глубина 4635 м). Осадки колонки длиной 380 см представлены темно-бурым пелитовым глинистым илом, основную массу которого составляют железисто-глинистые агрегаты (около 70–80%) с заметной примесью колломорфных железистых агрегатов и цеолитов. Содержание железистых агрегатов, являющихся основным компонентом металлоносных осадков, по колонке непостоянно. Среди второстепенных минералов встречены палагонит, вулканическое стекло, слюда, полевые шпаты, пироксен, рудные минералы, микроконкреции, кокколиты. Верхняя часть колонки содержит железомарганцевые конкреции. Данные осадки являются переходными от металлоносных к типичным красным глубоководным глинам. По данным палеомагнитых измерений низы колонки по возрасту, видимо, соответствуют эпохе Брюнеса. Скорость осадконакопления — более 5,4 мм/1000 лет.

Ст. 1006 (38°07,7′ ю.ш., 125°20,8′ з.д., глубина 4900 м). Колонка длиной 240 см сложена алеврито-пелитовым глинистым илом, основная масса которого (50–70%) представлена тонкодисперсным, частично агрегированным материалом, железистыми глобулями (около 20%), рудными корочками (до 10%) и цеолитами (10–20%). Присутствуют также единичные кокколиты. В верхней части осадка встречены железомарганцевые конкреции. По данным палеомагнитных измерений, низы колонки, по-видимому, соответствуют неогену. Скорость осадконакопления для эпохи Брюнеса 1,9 мм/1000 лет, по γ-методу — 1,8 мм/1000 лет.

Ст. 983 (39°55,8′ ю.ш., 147°15,2′ з.д., глубина 5470 м). В колонке (длина 257 см) встречена красная глубоководная глина с шаровидными железомарганцевыми конкрециями на поверхности. Трубка прошла плейстоценовые осадки и остановилась в кровле плиоценовых. Скорость осадконакопления в эпохе Брюнеса равна 0,5 мм/1000 лет, ниже — 2 мм/1000 лет.

Второй широтный литологический разрез

Второе пересечение Восточно-Тихоокеанского поднятия выполнено несколько под углом к его оси (рис. 4) через станции 1006–1014[1].

Ст. 1007 (36°20,2′ ю.ш., 121°30′ з.д., глубина 4340 м). Дночерпатель принес осадок такого же состава, как и на ст. 1006, — переходный от металлоносного к красной глубоководной глине.

Ст. 1009 (34°28,2′ ю.ш., 115°29,0′ з.д., глубина 3660 м). Колонка длиной 195 см сложена пелитовыми карбонатными и глинисто-карбонатными осадками. Основная масса карбонатного материала представлена обломками органогенного кальцита, кокколитами и фораминиферами. Существенна примесь глинистых минералов в виде агрегатов, а также рудного вещества. По данным палеомагнитных определений колонка не вышла из эпохи Брюнеса, скорость осадконакопления более 2 мм/1000 лет, а по γ-методу — 2,9 мм/1000 лет. По результатам кокколитового анализа слой 0–60 см содержит четвертичный комплекс кокколитов, а ниже — смешанный неоген-четвертичный.

Ст. 1010-1 (33°59′ ю.ш., 112°30′ з.д., глубина 2225–2445 м). Станция расположена на оси Восточно-Тихоокеанского поднятия. Здесь различными приборами были подняты обломки базальтов и базальтового вулканического стекла, а также отдельные бентосные и планктонные фораминиферы, возраст которых по предварительному просмотру плиоцен-плейстоценовый.

Ст. 1011 (33°59′ ю.ш., 109°30′ з.д., глубина 4280 м). Дночерпатель принес темно-бурый металлоносный осадок с обильным эдафогенным материалом базальтового состава.

---

[1] Колонка, поднятая на ст. 1006, описана в предыдущем разделе, поскольку она принадлежит разрезам II–II и III–III.

Ст. 1012 (32°09,9′ ю.ш., 105°49,5′ з.д., глубина 3550 м). Колонка длиной 150 см образована кокколитовым илом, в котором абиогенная часть представлена в основном рудным веществом. По возрасту она не вышла за пределы эпохи Брюнеса, скорость осадконакопления более 2 мм/1000 лет, по γ-методу — 1,7 мм/1000 лет.

Ст. 1013 (31°00,9′ ю.ш., 102°00,5′ з.д., глубина 3660 м). Колонка (длина 175 см) сложена пелитовым карбонатным илом со значительной примесью рудного вещества и железисто-глинистых агрегатов. Возраст осадков (по палеомагнитным данным) плейстоценовый, для эпохи Брюнеса определены скорости в 1,6 мм/1000 лет, по γ-методу — 1,7 мм/1000 лет. По кокколитам горизонт 0—70 см содержит плейстоценовые комплексы, горизонт 70—175 см — верхнеплиоценовый (зона *Discoaster brouweri*).

Ст. 1014 данного разреза. Эта станция совпадает с первым меридиональным разрезом, где она уже описана ранее.

* * *

Из анализа литологического состава осадков южной части Восточно-Тихоокеанского поднятия следует, что содержание рудного вещества в абиогенной части осадков увеличивается постепенно при приближении к гребню поднятия. Переходы от обычных пелагических илов к металлоносным четко не выражены, поэтому границы распространения металлоносных осадков можно проводить только условно по определенному содержанию рудного компонента. Для этих целей правильнее использовать данные химических анализов, а не микроскопические подсчеты, ибо первые более надежно характеризуют количественное содержание рудного вещества в осадках.

По литологическим данным металлоносные осадки встречены на меридиональном разрезе Восточно-Тихоокеанского поднятия от ст. 996 до ст. 1014, на широтном пересечении — от ст. 997 до ст. 1004 и на диагональном пересечении — от ст. 1009 до ст. 1014. К югу от ст. 996 на меридиональном разрезе (станции 993—995) осадки представляют собой по данным химического анализа переходные типы от металлоносных к нормальным пелагическим, однако по форме выделения рудного вещества они приближаются к металлоносным. На западном склоне поднятия (станции 1005—1007) осадки также являются переходными от нормальных глубоководных пелагических к металлоносным.

В районах распространения металлоносных осадков на Восточно-Тихоокеанском поднятии ими представлена вся толща, вскрытая грунтовыми трубками, хотя состав осадков по вертикали и содержание в них рудного вещества меняются. Все колонки, содержащие металлоносные осадки, не древнее плейстоцена. Присутствие рудного вещества в осадках переходного типа от нормальных пелагических к металлоносным фиксируется также в неогене.

В пределах южной части Восточно-Тихоокеанского поднятия выделяются три типа металлоносных осадков, каждый из которых характерен для определенных структурных зон: карбонатные, бескарбонатные и осадки с эдафогенным осадочным материалом.

Первый тип металлоносных осадков — карбонатный — распространен на приподнятых (выше критической глубины карбонатонакопления) участках дна в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия — в гребневой зоне и в пределах верхней части склонов. Нижняя граница их залегания находится на глубине около 4300 м. На некоторых станциях мы встречаемся с карбонатными металлоносными осадками на глубинах, превышающих критическую. В таких случаях удается определить, что возраст биогенного карбоната много древнее, чем вмещающих его осадков. Общая закономерность распределения нарушается процессами переотложения. Изучение литологического состава осадков показывает, что в верхнем плиоцене и в начале плейстоцена переотложение осадочного материала было только в отдельных точках.

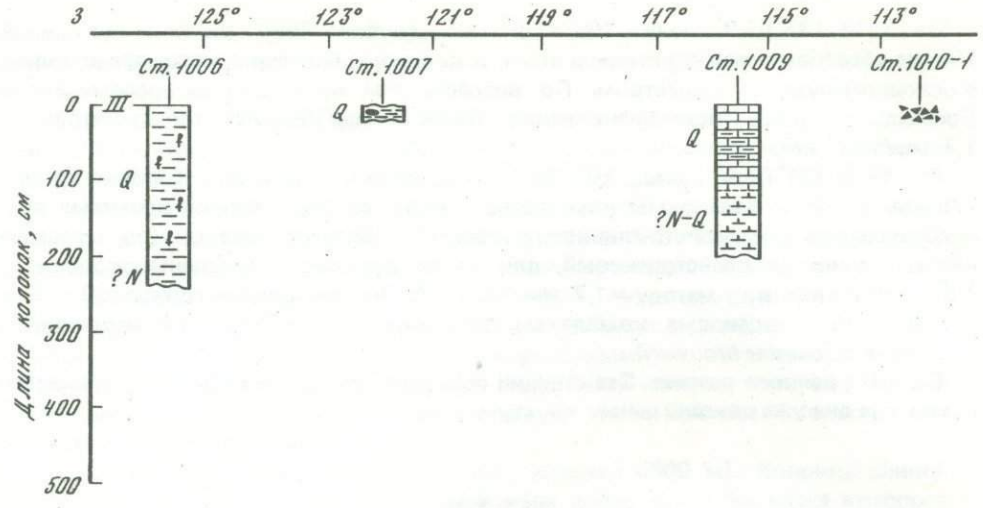


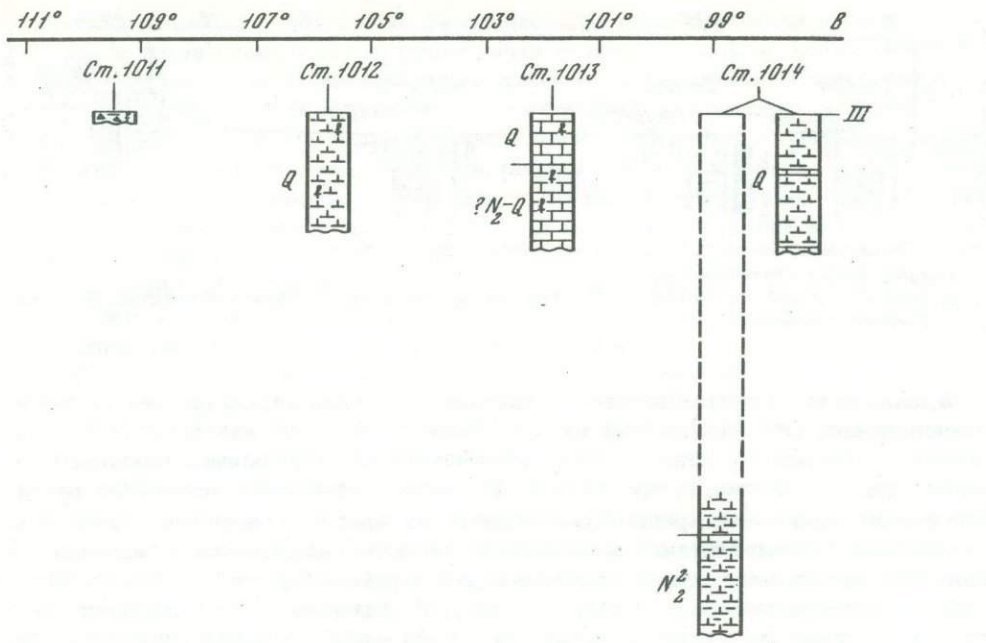
Рис. 4. Литологический состав осадков вдоль второго широтного разреза III—III
Условные обозначения см. на рис. 2

Процессы переотложения резко усилились в эпоху Брюнеса (0,7 млн.лет назад) и особенно широко распространились 0,35 млн. лет назад. Связано ли это с усилением циркуляции донных вод или с тектоно-магматическими процессами в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия, сказать трудно. Известно только, что с периода 0,7 млн. лет назад на Земле произошло резкое похолодание [Лисицын и др., 1976], которое могло привести к усилению динамики глубинных вод океана.

Металлоносные карбонатные осадки характеризуются бурой окраской, интенсивность которой зависит от содержания пигментирующего рудного вещества. Основной составляющей данного типа осадков является органогенный карбонатный материал, в котором обычно преобладают кокколиты. На склонах Восточно-Тихоокеанского поднятия в значительной примеси присутствует органогенный детрит из обломков фораминифер, иногда мшанок, но чаще всего из зерен, сложенных параллельно ориентированными удлиненными кристаллами кальцита, являющимися переотложенными обломками крупных донных организмов (фораминифер или мелких пелеципод). По направлению к оси хребта в составе карбоната несколько увеличивается содержание скелетов планктонных фораминифер. Абиогенная часть осадка сложена преимущественно рудным веществом, причем пелитовые кокколитовые илы обогащены им значительно чаще. Это может указывать на то, что в распределении железа большую роль играет гидродинамический режим.

Второй тип металлоносных осадков — это бескарбонатные илы. Они распространены на нижней части склонов Восточно-Тихоокеанского поднятия и прилегающих к ним частях глубоководных котловин. Внешне они отличаются от нормальных глубоководных красно-бурых пелагических глин темно-бурой до почти черной окраской. Это полужидкие колломорфные творожистые осадки с очень высоким содержанием воды. Кроме рудного вещества в них присутствуют все те же компоненты, что и в красных глубоководных глинах.

Третий тип металлоносных осадков встречен на ст. 1011. В нем присутствует большое количество эдафогенного материала. По-видимому, данный тип широко распространен в отдельных районах Восточно-Тихоокеанского под-



нятия, сильно раздробленных тектоническими подвижками. Состав эдафогенного материала базальтовый, т.е. соответствует составу обнажающихся вулканических пород. Аналогичный тип металлоносных осадков встречен ранее в пределах Западно-Индийского хребта [Безруков и др., 1972].

ХРЕБЕТ САЛА-И-ГОМЕС

Хребет представляет собой часть субширотной зоны сложных тектонических нарушений и протягивается от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия почти до берегов Южной Америки по 25—27° ю.ш. Данная зона отделяет плиту Наска от Чилийской, которая приподнята относительно нее примерно на 500 м и в ряде мест подвинута в сторону плиты Наска. Вследствие этого вдоль северного края структуры образовалась область сложного глыбового дробления. Целью геологических работ в данном районе было прежде всего изучение рудоносности структуры, отличающейся от срединного хребта. Был выбран такой район, в который не мог поступать рудный осадочный материал с Восточно-Тихоокеанского поднятия. Это была глубокая котловина, окруженная со всех сторон системой поднятий, возвышающихся над дном котловины более чем на 1000 м.

Дно котловины представляет две идеально выровненные поверхности, лежащие на глубине 3760 и 3750 м. Они разделены узким уступом высотой 10 м. Встречено несколько корытообразных долин с высотой бортов до 10 м, являющихся руслами суспензионных потоков.

Проведенное в районе сейсмопрофилирование показало, что в более мелководной котловине мощность отложений достигает 50 м, а в более глубокой — 100—150 м.

Под осадками находится слоистая хорошо отражающая поверхность, слегка наклонная к центру котловины. У краев котловин она смята в волнообразные складки. По-видимому, данная толща представляет собой лавовые покровы. Рассчитан общий объем осадочного материала в котловине, который составляет не менее 100 км^3.

На склонах котловины при драгировках были получены многочисленные обломки базальтов, измененные в разной степени глыбы бентонитового состава, карбонатные породы.

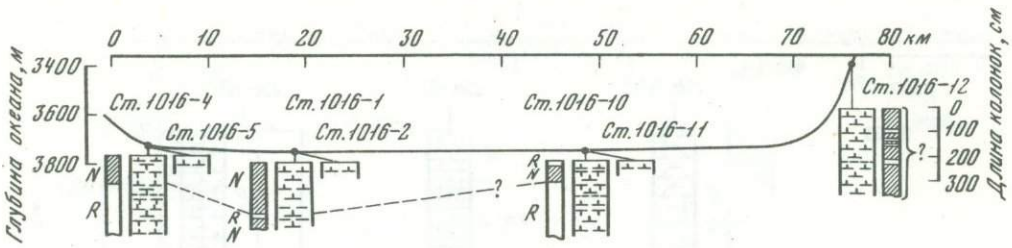


Рис. 5. Литологический состав осадков на полигоне Сала-и-Гомес

Условные обозначения см. на рис. 2

Данные магнитной стратиграфии: *N* — горизонты с нормальной намагниченностью, *R* — с обратной намагниченностью

В шлифах не удалось установить первичные структуры и текстуры бентонитов и, следовательно, интерпретировать их как продукт изменения какой-то конкретной породы. Однако ассоциация их с обесцвеченными базальтами, поднятыми в одной драге, а также присутствие в бентонитах заметного количества реликтов стекол, палагонита, кристаллов плагиоклазов и цеолитов позволяют допустить, что рассматриваемые бентонитовые глыбы представляют крайние члены вариации в ряду измененных базальтоидов, развитых в данном районе. Если этот вывод правильный, то сопоставление химических составов ряда базальты—палагонитизированное стекло—бентонит (все пробы получены из одной глыбы) позволяет заключить, что, во-первых, этот ряд показывает последовательное изменение базальтов под действием гидротермальных растворов, а во-вторых, при гидротермальной переработке происходит существенный вынос железа и титана и накопление калия и марганца.

Для химического анализа были подобраны образцы, характеризующие последовательные стадии окисления базальтов при подводном выветривании. Результаты анализов показали, что при этом происходит уменьшение содержания магния, связанное с разложением оливина, и практически не изменяются концентрации основных рудных элементов металлоносных осадков — железа и марганца.

Литифицированные карбонатные глыбы сложены кокколитами, фораминиферами, биогенным карбонатным детритом. Наряду с главной породообразующей массой карбонатного материала в них постоянно присутствуют цеолиты. Глыбы пронизаны ходами илоедов, сверху и внутри этих ходов имеется марганцевая корка. Возраст литифицированных карбонатов плейстоценовый.

В пределах данной структуры было получено несколько колонок донных осадков, образованных турбидитными потоками. Отчетливо видно циклическое строение разрезов, градационное распределение обломочных карбонатных фрагментов, вихревые текстуры. Мощности и полнота циклов различны. Общая мощность полного цикла составляет 0,4—0,8 м. Внутри него выделяются: грубозернистая песчаная пачка мощностью 20—30 см — первый элемент цикла базальный горизонт; тонкозернистая пачка кокколитового ила мощностью 20—30 см — второй элемент цикла; венчающий слой коричневых пелитовых илов — третий элемент цикла. Второй и третий элементы в ряде мест частично или даже полностью уничтожены новым турбидитным потоком. В таком случае встречаются сдвоенные песчаные пачки или неполные циклы без их верхней части.

С запада на восток котловина пересечена разрезом, на котором были получены четыре колонки (рис. 5).

Ст. 1016-4 (25° 24,4′ ю.ш., 98°47,0′ з.д., глубина 3730 м). Станция расположена на западном пологом борту котловины. Длина колонки 330 см. В ней насчитывается 13 полных или неполных циклов. Полные циклы имеют мощность до 40 см и начинаются слоем белого карбонатного песка, состоящего из обломков органогенных карбонатных остатков и целых раковин фораминифер. В составе песчаных слоев постоянно присутствует тонкодисперсный карбонатный материал, состоящий

исключительно из кокколитов. Выше песчаные слои сменяются алеврито-пелитовыми и далее пелитовыми карбонатными илами, в которых кокколиты составляют главную часть. Одновременно с изменением дисперсности материала быстро меняются окраска и ее интенсивность — от желтой и кремовой до бурой. Верхи циклов (если они не размыты следующим турбидитным потоком) сложены пелитовыми колломорфными илами, интенсивно окрашенными гидроксилами железа в темно-коричневый цвет. Это типичные металлоносные осадки. В таких илах кокколиты хотя и присутствуют, но не являются главным осадкообразующим компонентом.

Ст. 1016-1 (25°19,9′ ю.ш., 98°39,6′ з.д., глубина 3760 м). Колонка длиной 244 см получена восточнее предыдущей, уже в пределах плоского дна. Она сложена аналогичным материалом и содержит восемь циклов.

Ст. 1016-10 (25°25,5′ ю.ш., 98°23,1′ з.д., глубина 3760 м). Колонка длиной 295 см, взятая в южной части котловины, состоит из девяти аналогичных циклов.

Ст. 1016-12 (25°13,5′ ю.ш., 98°13,0′ з.д., глубина 3420 м). На северо-восточном склоне котловины получена колонка длиной 340 см. Она заметно отличается от описанных ранее. Здесь не отмечены слои, сложенные песчаным карбонатным материалом, равно как и слои, в которых преобладает рудоносное абиогенное вещество. Циклический характер изменения зернистости осадка и смена различно окрашенных слоев происходят настолько плавно, что не позволяют выделить внутри колонки турбидитные циклы, зоны размыва или уровни преимущественного накопления абиогенного вещества. В верхней части колонки (около 2 м) обнаружено пять уровней погрубения осадков, при этом изменение зернистости не связано со сменой окраски. Размер зерен в нижней части колонки (около 1,5 м) достаточно выдержан, хотя и можно различить три пары слоев, последовательно сменяющих друг друга и различающихся интенсивностью окраски.

Ст. 1016-6 (25°37,4′ ю.ш., 98°26,8′ з.д., глубина 3860 м). Колонка поднята в пределах южной котловины. По строению она аналогична образцам со станций 1016-1, -4, -11. Внутри колонки (длина 363 см) выделяется семь турбидитных циклов.

С помощью методов палеомагнитной стратиграфии сделана попытка корреляции различных колонок. Граница эпох Брюнес — Матуяма (690 тыс. лет) в колонках станций 1016-1, -4, -6 проходит внутри шестого турбидитного цикла. Стабильное положение возрастной границы в колонках, расположенных в разных частях исследованного района и даже в разных котловинах, позволяет сделать вывод о синхронности турбидитных потоков. По-видимому, формирование турбидитных циклов связано с моментами тектонических подвижек, вызывающих перемещение вниз по склонам осадочного материала, мобилизованного на возвышенных участках. В колонке ст. 1016-12 наблюдаемое чередование зон прямой и обратной намагниченности не поддается интерпретации.

На основании данных химического анализа подавляющая часть осадков сложена карбонатным материалом. Даже темно-коричневые разности имеют в своем составе 30—50% $CaCO_3$. Внутри каждого цикла снизу вверх с уменьшением содержания $CaCO_3$ происходит обогащение осадков железом (от 2 до 36%), еще более резкое увеличение концентрации марганца и падение содержания алюминия. В результате величина отношения Fe/Al возрастает с 7,8 до 27,0. Приуроченность максимальных концентраций алюминия к наиболее грубым карбонатным осадкам указывает на поставку со склонов некоторого количества обломочного базальтоидного материала (палагонита).

При седиментации осадочного материала, принесенного в котловину суспензионными потоками, происходит его сепарация в зависимости от гидравлической крупности частиц. Рудное вещество, сосредоточенное в мельчайших коллоидных гелях, сохраняется во взвешенном состоянии значительно дольше, чем другой осадочный материал. Поэтому оно завершает формирование турбидитного ритма. Важно особенно подчеркнуть, что в этом процессе происходит отделение алюминия от железа и марганца, являющихся ему антагонистами не только здесь, но и в металлоносных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Скорости осадконакопления в пределах данного района, установленные разными методами, приведены ниже (мм/1000 лет).

Станция	Палеомагнитная стратиграфия	γ-метод	Кокколитовый анализ
1016-1	3	2,9	1,3
1016-4	1,5	2,4	1,7
1016-6	3,0	1,2–2,0	1,8
1016-10	1,4	–	1,4
1016-12	–	1,2	1,7

ДРЕВНЕЕ ЮЖНОЕ ГАЛАПАГОССКОЕ ПОДНЯТИЕ

В 8-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" было выявлено, что привнос эндогенного рудного вещества осуществляется не только в пределах осевой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия. Генетическая связь металлоносных осадков просматривалась также с древней Галапагосской рифтовой системой (Южное Галапагосское поднятие), которая перестала активно развиваться 10 млн. лет назад. В 14-м рейсе судна был выполнен широтный разрез по 20° с.ш. через эту мало изученную структуру (см. рис. 1, *IV–IV*).

На фоне холмистой равнины данное поднятие имеет форму горста шириной около 40 миль. Оно ограничено уступами высотой более 1000 м и крутизной до 15°. Поднятие сложно расчленено и имеет центральную долину глубиной до 2500 м, которая, по-видимому, является древним рифтовым образованием. В пределах Южного Галапагосского поднятия во многих местах на поверхность дна океана выходят вулканогенные породы, не перекрытые осадками. Маломощная толща их встречена только в отдельных углублениях рельефа.

Ст. 1018 (19°58,6′ ю.ш., 98°31,1′ з.д., глубина 4300 м). На западном склоне получена колонка (рис. 6) длиной 50 см, представленная темно-бурым илом, состоящим на 50–60% из колломорфного дисперсного вещества, значительную часть которого составляют агрегаты с железистыми сгустками. Глобули гидроокисей железа составляют 10–20%. Около 20% осадков сложено цеолитами (филлипсит). В виде отдельных зерен присутствуют полевые шпаты, палагонит, тяжелые минералы, фосфатизированные костные остатки, органогенно-обломочные карбонаты. Редкие кокколиты, встреченные в нижней части колонки, указывают на плейстоценовый возраст.

Ст. 1019 (20°00,0′ ю.ш., 97°27,8′ з.д., глубина 4100 м). Здесь в колонке (длина 275 см) верхние 195 см представлены темно-бурым илом, по составу очень близким к илам предыдущей станции. Основу их слагают железисто-глинистые агрегаты, железистые глобули и цеолиты. Из второстепенных компонентов отмечены палагонит, полевые шпаты, тяжелые и рудные минералы, слюда, обломки базальтов. В отличие от предыдущей станции, здесь в верхней части колонки (0–120 см) содержится несколько повышенное количество карбонатного материала ($CaCO_3$ до 15%), представленного кокколитами и обломочными (биогенными) зернами. Ниже в интервале 195–275 см расположен более плотный темно-бурый пятнистый глинисто-карбонатный (кокколитовый) ил. Кроме кокколитов, в осадке присутствует рудное вещество в форме глобулей и неправильных сгустков, а также железисто-глинистые агрегаты. На контакте двух горизонтов встречены железистые корочки размером в 1–3 см, указывающие, по-видимому, на возможное замедление осадконакопления или перерыв. Верхние 100 см содержат кокколиты плейстоценового возраста. Скорость накопления этого горизонта более 0,5 мм/1000 лет, а по данным γ-метода – 5,0 мм/1000 лет. Ниже 200 см по комплексам кокколитов осадки могут быть отнесены к верхнему плиоцену (зона *Discoaster brouweri*).

Второй спуск трубки был неудачным, только в наконечнике сохранился кокколитовый ил неогенового возраста. Основную массу кокколитов в нем составляют виды *Cyclococcolithus* sp. (до 15%) и *Discoaster aulakos* Gartn. (36,7%).

На станциях 1020—1022 осадки были подняты только дночерпателем; геологические трубки приходили пустые с погнутыми наконечниками, что может указывать на малую мощность осадков в районе Южного Галапагосского поднятия.

Ст. 1020 (19°59,8′ ю.ш., 96°00,1′ з.д., глубина 4100 м). Дночерпатель поднял полужидкий темно-бурый колломорфный ил с комками более плотного осадка. По своему составу этот ил очень близок образцу из верха колонки ст. 1019. Его основу составляет колломорфное тонкодисперсное вещество (до 60%), мелкие железистые глобули (20%) и карбонатный материал (20%), представленный кокколитами и органогенным обломочным кальцитом. Встречаются цеолиты, полевые шпаты, фосфатизированный костный детрит. Комочки отличаются от вмещающего ила более высоким (около 40%) содержанием кокколитов. В отмывках из общей массы ила встречены обломки железистых корочек размером до 1 см, а также сильно измененных базальтов, покрытых такой же корочкой. По кокколитам осадки могут быть отнесены к плейстоцену. При этом комочки охарактеризованы примерно тем же комплексом кокколитов, что и вмещающий ил. Количественно преобладают переотложенные виды кокколитов неогенового возраста. В комочках встречен более древний палеогеновый вид *Discoaster barbadiensis*.

Ст. 1021 (20°00,0′ ю.ш., 94°12,9′ з.д., глубина 3750 м), На станции, расположенной на плоской ступени у подножия вулкана, был поднят алевритовый ил, мягкий, светло-палевого цвета. Осадок сложен кокколитами (около 50%), обломочными органогенными карбонатными зернами и фораминиферами. Встречено несколько угловатых обломков свежих базальтов. По кокколитам осадки относятся к плейстоценовому возрасту.

Ст. 1022 (19° 59,7′ ю.ш., 91°51,4′ з.д., глубина 4200 м). Принесенный дночерпателем осадок внешне напоминает ил, поднятый на ст. 1020, но содержит большое количество кокколитов (30%). Остальную часть ила слагает агрегированное колломорфно-дисперсное вещество и пигментирующие железистые глобули. Изредка встречаются мелкие цеолиты, палагонит. По составу кокколитов осадок может быть отнесен к плейстоцену, однако в большом количестве доминируют переотложенные неогеновые формы.

Ст. 1023 (20°00,3′ ю.ш., 89°29,0′ з.д., глубина 4210 м). Здесь поднята колонка длиной 320 см, представленная железистым колломорфным илом бурого цвета с отдельными осветленными пятнами. Основная масса ила сложена агрегированным колломорфным веществом, составляющим 60—70%, и железистыми глобулями (около 20%). Кроме того, постоянно встречаются цеолиты (5—10%), рудные корочки, отдельные обломки биогенных карбонатов и кокколиты. Карбонатный материал встречается главным образом в верхних 40 см колонки, затем он почти исчезает. Ниже горизонта 155 см (155 — 312 см) осадок становится более темным и более плотным, чем вышележащий, а по составу содержит несколько большее количество частиц гидроокислов железа. В основании колонки (312—320 см) залегает пелитовый кокколитовый ил светлобурого цвета, плотный, сложенный кокколитами (70%) и пегментирующими частицами гидроокислов железа (20%). Среди кокколитов в колонке преобладают неогеновые смешанные комплексы, что указывает на их переотложение. Наиболее древними являются кокколиты палеогенового возраста. По данным γ-метода скорость осадконакопления для верхов колонки 1 мм/1000 лет.

В колонках станций 1024—1031, расположенных к востоку, донные осадки представлены типичными пелагическими илами. Примесь рудного вещества в них либо отсутствует, либо встречается в очень небольшом количестве.

* * *

В распределении осадков по разрезу через древнюю Галапагосскую рифтовую зону наблюдаются те же закономерности, что и по разрезу через Восточно-Тихоокеанское поднятие, хотя они и менее четко выражены. В осевой зоне Южного

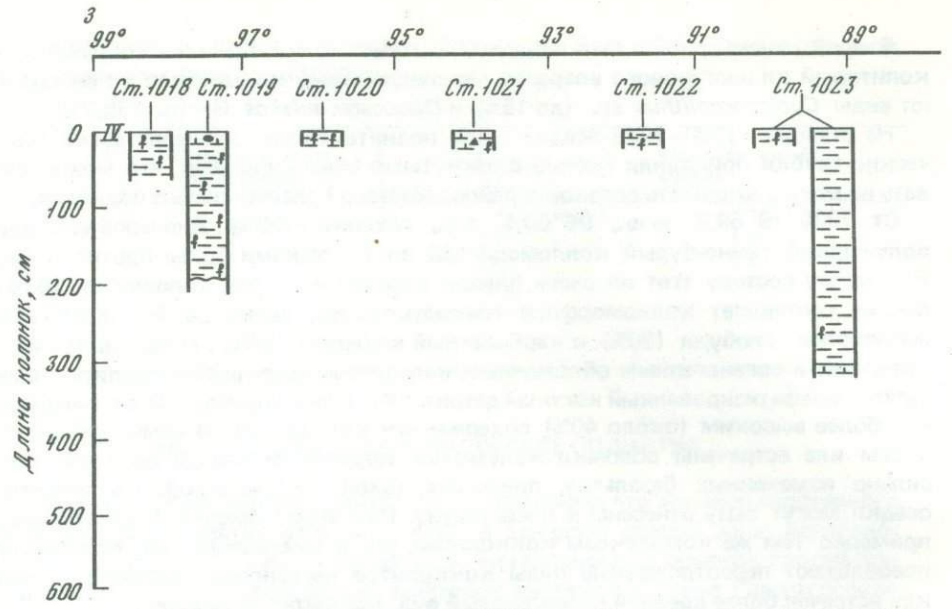


Рис. 6. Литологический состав осадков на разрезе IV—IV через Южное Галапагосское поднятие
Условные обозначения см. на рис. 2

Галапагосского поднятия на поверхности дна океана обнажены типичные металлоносные осадки с максимальным для данного района содержанием железа, марганца, целого ряда малых элементов и минимальным содержанием элементов-индикаторов терригенного осадочного материала. Основная масса абиогенного осадочного материала сложена колломорфным тонкодисперсным веществом, в котором, в отличие от металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия, присутствует значительная примесь глинистых минералов. Коллоидные гидроокиси железа с частицами глинистых минералов образуют железисто-глинистые агрегаты. Минеральный состав примесей типичен для нормальных пелагических илов.

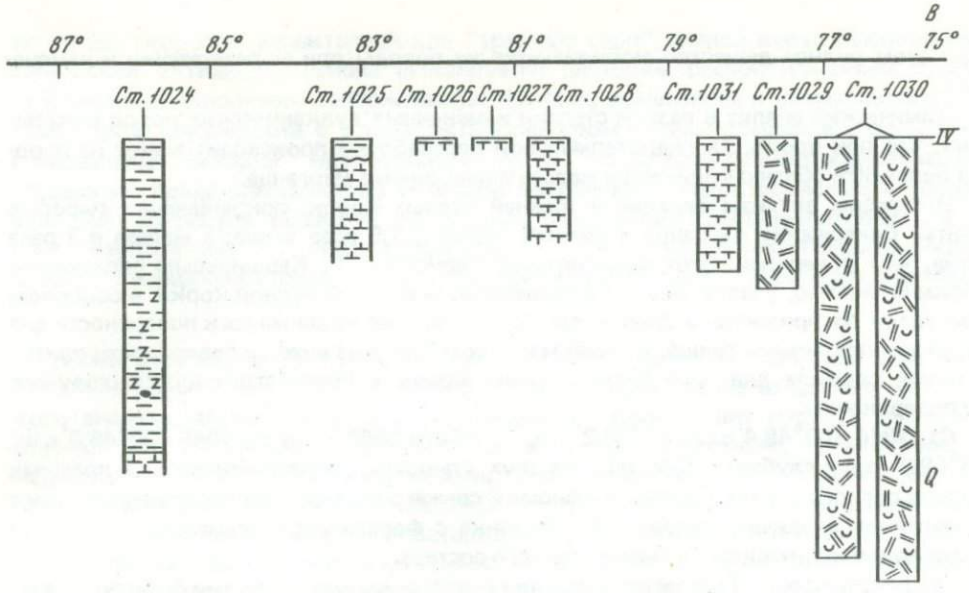
Область распространения металлоносных осадков невелика. На восточном склоне они быстро сменяются типичными пелагическими илами. С увеличением возраста ширина области распространения металлоносных осадков постоянно несколько увеличивается.

Эти факты свидетельствуют о том, что после прекращения активного тектонического развития Галапагосского рифта в миоцене привнос эндогенного рудного вещества не прекратился. Гидротермальная деятельность, с которой он, по-видимому, был связан, продолжалась не только в плиоцене, но и плейстоцене. Однако ее интенсивность постепенно ослабевала.

Абиогенные осадки исследованного района во многих случаях залегают на карбонатных кокколитовых илах, возраст которых проблематичен. Широкое распространение этой литологической границы независимо от тектонических элементов дна позволяет предполагать, что это явление связано с существенным изменением положения критической глубины карбонатонакопления, ее уменьшением. Между карбонатными и бескарбонатными илами на многих станциях зафиксирован региональный перерыв, связанный, видимо, с резким усилением придонных течений.

МОЛОДАЯ ГАЛАПАГОССКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА

Если формирование металлоносных осадков в осевых зонах срединных хребтов связано с интенсивным привносом гидротермами рудного вещества, то для понимания этого процесса своеобразной природной лабораторией является Галапагосская рифтовая зона, выделенная в последние годы в пределах Панамской котловины.



Последняя отделена на северо-западе от Тихоокеанской плиты хребтом Кокос, на юге от плиты Наска — валом Карнеги, на востоке от Карибской плиты — узким перешейком Центральной Америки.

На основании геофизических исследований было установлено, что в осевой зоне Панамской котловины проходит молодая, активно развивающаяся в настоящее время субширотная рифтовая зона, аналогичная рифтам срединно-океанических хребтов. На западе она выражена в рельефе в форме очень глубокого ущелья (впадина Хесса).

Меридиональный разрез через Галапагосский рифт был выполнен по 86° з.д. На юге он пересек вал Карнеги — очень пологое поднятие шириной 160—170 миль и относительной высотой 1100 м. Выровненный у северного подножия вала участок дна далее переходит в рифтовый рельеф с амплитудами от 200 до 700 м. В пределах этой зоны находится Галапагосский рифт, который выражен в рельефе в форме наклонного уступа высотой в 700 м.

Далее рельеф становится более спокойным, а затем переходит в сильно расчлененный глыбовый хребет Кокос. По данным сейсмопрофилирования [van Andel e.a., 1971], осевая зона вала Карнеги, Галапагосский рифт и хребет Кокос практически лишены осадков, их можно встретить только в отдельных "карманах", углублениях дна между обнажающимися на поверхности дна вулканическими породами. Между этими структурами мощности осадков не превышают первые сотни метров.

На валу Карнеги тралом поднято около 200 кг обломков разнообразных пород от мелкой щебенки до глыб размером 0,5—1,0 м в поперечнике. Это куски плит туфов основного состава мощностью около 10—15 см. Они сложены обломками вулканогенного стекла (около 95%), плагиоклазами, пироксенами и отдельными обломками эффузивов. Местами туф осветлен — и в таких участках наблюдаются выделения гидроокислов железа и марганца. В некоторых обломках туфов встречена большая примесь карбонатных скелетных остатков, по которым развивается интенсивная цеолитизация. Порода неравномерно хлоритизирована.

Бóльшая часть обломков (около 25% всего полученного материала) представлена цеолито-глинистой породой с многочисленными дендритами гидроокислов железа и марганца. Она содержит примесь вулканического стекла, плагиоклазов. Вероятно, данные обломки представляют собой гидротермально измененный туф.

При этом рудное вещество мобилизуется из породы при ее разложении и изменении.

Химический анализ в разной степени измененных вулканических пород показывает, что при процессах гидротермальной переработки происходит вынос из породы более 60% общего количества железа и накопление марганца.

Интересны анализы верхней и нижней рудных корок, покрывающих туфовые плиты. Содержание марганца в нижней корке в 1,5 раза выше, а железа в 3 раза ниже, чем в верхней. Этот факт интерпретируется Г.Л. Кашинцевым следующим образом. Железо, участвующее в формировании верхней рудной корки, в основном поступало из придонного слоя воды. Марганец же, поднимаясь к поверхности дна через вулканогенные толщи, в своей массе осаждался на нижней поверхности плиты, которая служила для него своеобразным экраном, препятствующим выходу его на поверхность.

Ст. 1044 (00°48,4′ с.ш., 87°30,2′ з.д. глубина 2660 м) и ст. 1045 (00°46,6′ с.ш., 86°08,9′ з.д., глубина 2572 м). На двух станциях, расположенных в пределах Галапагосского рифта, получены обломки свежего базальта, по трещинам которого развивается вторичный хлорит, а в колонке с фораминиферовым осадком — два прослоя вулканического стекла основного состава.

По разрезу через Галапагосский рифт геологическими трубками были получены колонки очень молодых осадков, по-видимому, не древнее 1 млн. лет. Несмотря на их разные структурно-морфологические положения, осадки оказались сравнительно однотипными. Как правило, в составе илов преобладает биогенный карбонатный материал, почти всегда в большем или меньшем количестве присутствуют остатки кремнистых организмов, главным образом диатомей. Среди примеси абиогенного материала отмечаются зерна полевых шпатов, тяжелых минералов, вулканических стекол, буроватые сгустки агрегированного вещества. Для большинства илов характерны разные оттенки зеленоватой окраски, в приповерхностном слое сменяемой буроватой, т.е. все осадки оказались обогащенными органическим веществом, что привело к формированию в них четких окислительных и восстановительных зон. Илы имеют пятнистую окраску, с одной стороны, связанную с диагенетическими процессами перераспределения химических элементов, в том числе железа и марганца, влияющих на цвет осадка, а с другой — обусловленную жизнедеятельностью илоедов.

В центре Галапагосского рифта на ст. 1044, где американскими исследователями зафиксирован ранее аномально высокий тепловой поток, трубкой была поднята колонка длиной 0,5 м. Верхние 12 см сложены глинисто-алевритовым кремнисто-карбонатным илом. В иле наблюдается очень тонкий (около 1—2 см) окисленный слой, а под ним восстановленный с агрегатами из шаровидных выделений пирита. Ниже залегает 20-сантиметровый слой розовато-зеленоватого ила комковатой структуры. В центрах отдельных комочков неправильной формы встречены остатки вулканического стекла. Комочки окрашены в зеленовато-желтый цвет, который на воздухе быстро переходит в желтый. Основная карбонатная (биогенная) масса осадка в комках пропитана зеленоватым, изотропным, гелевидным, частично хлоритизированным веществом с высоким содержанием закисного железа (Fe^{2+} около 2% в расчете на сухое вещество осадка). Ниже в колонке встречен зеленовато-серый карбонатный ил, сходный по составу с поверхностным горизонтом. По предварительным исследованиям горизонт 12—32 см представляет собой вулканогенно-биогенный осадок, испытавший существенное влияние гидротермальных растворов.

В западной части Галапагосского рифта, во впадине Хесса, были продолжены работы, начатые в 8-ом рейсе нис "Дмитрий Менделеев". В почти отвесных стенках впадины обнажены выходы базальтов, переслаивающихся с силлами долеритов. У самой подошвы склона обнаружены выходы крупнозернистых оливиновых габбро-норитов. Вниз по разрезу зернистость магматических пород — от базальтов шаровых лав через долериты и габбро до оливиновых габбро-норитов — возрастает с глубиной взятия проб. Скорость звука, измеренная в наиболее глубоко залегающем образце (оливиновый габбро-норит), оказалась равной 6425 м/сек, т.е. соот-

ветствует скорости, характерной для "третьего слоя" земной коры. Высокая тектоническая активность района фиксируется широким распространением зеркал скольжения, милонитов, тектонических брекчий, изменениями минерального состава пород, связанными с динамометаморфизмом (отальковывание и др.). Многочисленные находки низкотемпературных гидротермально-метасоматических ассоциаций свидетельствуют об активной деятельности гидротерамальных процессов. В.И. Старостин выделяет следующие ассоциации: кварц-цеолитовая, пирит-кварц-карбонатная, пирит-хлоритовая, пирит-халькопирит-сфалерит-кварцевая, кварц-гематитовая, альбит-олигоклаз-хлоритовая, кварц-флюоритовая.

* * *

Таким образом, в 14-м рейсе судна в пределах Галапагосской рифтовой зоны металлоносные осадки не получены. Как увидим далее из данных химического анализа, вдоль оси в осадках ощущается присутствие рудного вещества. Однако оно значительно разбавлено биогенным (карбонатным, кремнистым) и терригенным осадочными материалами. Экваториальная зона, особенно ее восточная часть, отличается значительной интенсивностью продуцирования биогенного осадочного материала. Экваториальная система течений обеспечивает привнос в данный район значительных масс терригенного вещества, сносимого с Американского континента. Скорости осадконакопления в этом районе равны 5—10 мм/1000 лет. Следует отметить, что ранее [Лисицын и др., 1976] во впадине Хесса мы встретились с другим типом обогащения осадков рудными компонентами, который не характерен для молодых осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия. Было показано, что привнос целого ряда металлов в донные осадки происходит при их гидротермальной переработке. Аналогичные осадки встречены в некоторых кернах глубоководного бурения [Hollister e.a., 1974].

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ

В исследованном районе встречено несколько литологических типов металлоносных осадков, каждый из которых характерен для определенных структурных зон океана. В 14-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" встречены следующие типы металлоносных осадков: а) карбонатные; б) бескарбонатные; в) грубообломочные — эдафогенные отложения с металлоносным цементом; г) турбидиты. Уже из этого перечисления видно, что обогащение рудным компонентом может происходить в разных фациальных типах океанических осадков и, таким образом, "металлоносность" афациальна.

1. Первый из перечисленных типов металлоносных осадков — к а р б о н а т н ы й т и п — был встречен в пределах магматически активных положительных структур океанического дна на глубинах, как правило, до 4300 м (гребень и склоны Восточно-Тихоокеанского поднятия, осевая часть древнего Галапагосского поднятия). Глубина их распространения определяется положением критической глубины карбонатонакопления. На периферии этих поднятий карбонатные металлоносные осадки иногда встречаются до глубины 4700 м, где они слагают самые молодые горизонты (до ~ 0,4 млн. лет). Проникновение их на такую глубину обусловлено переотложением осадочного материала, сносимого с поднятий вниз по склонам.

Металлоносные карбонатные илы внешне отличаются от нормальных карбонатных пелагических осадков бурой, иногда неравномерно-пятнистой окраской, интенсивность которой зависит от содержания пигментирующего рудного вещества.

Основную часть карбонатных металлоносных отложений составляет органогенный материал. Обычно в нем доминируют кокколиты, слагающие пелитовую фракцию. Но почти всегда в значительном количестве присутствуют скелеты планктонных фораминифер и органогенный детрит из обломков фораминифер, иногда мшанок, а чаще всего из обломков, сложенных параллельно ориентированными, удлиненными перпендикулярно стенкам скелетов кристаллами кальцита. Каким организмам принадлежат эти обломки (донным фораминиферам, мелким пеле-

циподам или другим), установить не удалось. При приближении к оси поднятий содержание кокколитов уменьшается, возрастает роль фораминиферового материала.

Абиогенные компоненты осадка представлечы в основном коломорфными сгустками и глобулями гидроокислов железа. Содержание железа в натуральном осадке колеблется от 2 до 7%. Обычно наиболее богаты рудным веществом пелитовые карбонатные илы кокколитового состава. Это указывает на то, что в его распределении большую роль играет динамический режим придонных вод.

2. Ниже зоны распределения карбонатных металлоносных осадков залегают их б е с к а р б о н а т н ы е р а з н о с т и. Областями их распространения являются нижние части склонов магматически активных структур и прилегающие части глубоководных котловин. Внешне эти осадки отличаются от нормальных пелагических глин гораздо более темной окраской. Если обычные илы имеют красновато-бурую окраску, то в металлоносных осадках она обычно темно-бурая либо буровато-черная. С изменением интенсивности окраски меняется и их структура. Осадки становятся полужидкими, колломорфно-творожистыми. Резко увеличивается их влажность (до 80% и более).

Основная алюмосиликатная масса независимо от содержания рудных компонентов во всех изученных колонках сложена тонкодисперсным веществом, не поддающимся уверенной расшифровке. Как было изложено выше, ее состав практически тот же, что и в нормальных пелагических илах и отличается только присутствием нонтронита, процессы формирования которого пока не ясны. В алевритовой фракции этих илов обычно присутствуют палагонит, вулканические стекла, темноцветные минералы (в первую очередь пироксены), плагиоклазы. Рудная часть этих илов представлена пигментирующими колломорфными сгустками, агрегатами и глобулями гидроокислов железа. Если в нормальных пелагических илах Южной котловины суммарное железо включает железо, входящее в стекло, палагонит, пироксены, глинистые минералы, железистые пленки вокруг зерен, а также заключенные в отдельных глобулях, то в металлоносных осадках наряду с теми же типами при увеличении количества глобулей (до 30%) главной его морфологической формой становятся колломорфные сгустки и их агрегаты. Общее содержание железа в таких осадках может превышать 20—25%, и они практически представляют железную руду.

3. М е т а л л о н о с н ы е о с а д к и с э д а ф о г е н н ы м м а т е р и а л о м были встречены на ст. 1011 на сильно расчлененной части восточного склона Восточно-Тихоокеанского поднятия в районе пересечения с Чилийским поднятием. Этот сложный тектонический узел интенсивно разбит разломами на отдельные глыбы, хорошо выраженные в рельефе (амплитуды изменения рельефа до нескольких сотен метров). Станция расположена у одного из таких поднятий. Для этого участка характерна очень небольшая мощность осадков, на крутых склонах обнажаются магматические породы.

Осадок представляет собой брекчию с полужидким цементом. Последний сложен бурым металлоносным (около 15% Fe) илом с небольшой примесью биогенного карбонатного материала (до 15%). По составу тонкозернистой массы он аналогичен описанным выше типам металлоносных осадков. В этом цементе находятся совершенно неокатанные остроугольные обломки базальтов и долеритов, некоторые из них несут следы гидротермальных изменений. Величина обломков в пробе из дночерпателя от нескольких миллиметров до 3—4 см. Драгой были подняты глыбы этих же пород до 0,7 м в поперечнике. В песчано-алевролитовой фракции этих илов присутствуют зерна плагиоклазов разной основности, пироксена, оливина, вулканических стекол, палагонита, обломки базальтов. Характер описанных отложений и их структурное положение подтверждают сделанный ранее вывод [Безруков и др., 1972], что эдафогенные осадки появляются в зоне сложного активного тектонического рельефа.

4. М е т а л л о н о с н ы е т у р б и д и т ы были встречены в небольшой изолированной впадине в пределах глыбового поднятия Сала-и-Гомес. Особенности их формирования подробно описаны в соответствующем разделе главы.

Для всех указанных литологических типов металлоносных осадков общим является то, что основная масса абиогенного материала сложена рудоносным веществом, резко отличающимся от материала нормальных пелагических илов. Различаются же они составом материала, разбавляющего рудное вещество.

Предварительный анализ закономерностей распределения металлоносных осадков, изученных в 14-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев", показывает, что положение областей их накопления не подчиняется общей зональности пелагического осадконакопления. Этот процесс азонален. Металлоносные осадки не являются формацией, генетически связанной только со структурой срединно-океанических хребтов. Они формируются повсеместно в областях активного проявления базитового вулканизма.

Рудная часть металлоносных осадков присутствует в форме коллоида. Однако образование гелей, а тем более значительных их масс, в океане при потенциально возможном бесконечном разбавлении может быть связано лишь с локально существующим и постоянно действующим источником пересыщенных растворов, поставляющих железо и другие элементы в форме истинного раствора. Лишь в этом случае правомерно появление не коллоидных разбавленных растворов, а гелевых масс, способных к осаждению и образованию самостоятельных осадков. Таким источником могут быть только термальные воды вулканически активных структур, выносящие в придонные океанические воды значительные количества рудоносного вещества.

ЛИТЕРАТУРА

Андрущенко П.Ф., Скорнякова Н.С. Текстуры и минеральный состав железо-марганцевых конкреций южной части Тихого океана.— Океанология, 1969, **9**, вып. 2.

Багин В.И., Багина О.А., Богданов Ю.А., Гендлер Т.С., Лебедев А.И., Лисицын А.П., Печерский Д.М. Железо в рудоносных осадках депрессии Бауэр и Восточно-Тихоокеанского поднятия. — Геохимия, 1975, № 3.

Безруков П.Л., Богданов Ю.А., Мурдмаа И.О., Романкевич Е.А. Донные осадки рифтовой зоны Индийского океана. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972, т. 1.

Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Масштаб 1 : 10 000 000/ Гл. ред. Л.И. Красный. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ МГ СССР, 1970.

Лисицын А.П., Богданов Ю.А. Геологическая экспедиция в восточную часть тропической части Тихого океана (8-й рейс нис "Дмитрий Менделеев"). — Океанология, 1974, **14**, вып. 2.

Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Мурдмаа И.О., Серова В.В., Зверинская И.Б., Лебедев А.И., Лукашин В.Н., Гордеев В.В. Металлоносные осадки и их генезис. — В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976.

Скорнякова Н.С., Андрущенко П.Ф. Железо-марганцевые конкреции. — В кн.: Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970, кн. 2.

Büser W., Grütter A. Über die Natur der Manganknollen. — Schweiz. miner. und petrogr. Mitt., 1956, **36**, H. 1.

Cronan D.S. Manganese nodules and other ferromanganese oxide deposits from the Atlantic ocean.— J. Geophys. Res., 1975, **80**, N 7.

Cronan D.S., Tooms J.S. The geochemistry of manganese nodules and associated pelagic deposits from the Pacific and Indian ocean. — Deep.-Sea Res., 1969, **15**, N 2.

Dymond J., Corliss J.B., Heath G.R., Field C.W., Dash E.J., Veeh H.H. Origin of metalliferous sediments from the Pacific ocean. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, **84**, N 10.

Glasby G.P. The mineralogy of manganese nodules from a range of marine environmets. — Mar. geol., 1972, **13**, N 1.

Goodell H.G., Meylan M.A., Grant B. Ferromanganese deposits of the south Pacific ocean, Drake passage and Scotia sea. — In: Antarctic. Geology, I. Amer. Geophys. Union. Antarctic Res. Ser., 1971, v. 15.

Hollister C.D., Johnston D.A., Lonsdale P.E. Current-controlled abyssal sedimentation: Samoan Passage, equatorial West Pacific. — J. Geol., 1974, **82**, N 3.

Hot brines and recent heavy metals deposits in the Red sea. N.Y.: Springer Verl., 1969.

Sayles F.L., Bischoff J.L. Ferro-manganese sediments in the equatorial East Pacific. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, **19**, N 3.

Van Andel T.H., Heath G.R., Malfait B.T., Heinrichs D.F., Ewing J.I. Tectonics of the Panama basin Eastern Pacific. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, **82**, N 6.

О.Б. ДМИТРЕНКО, В.М. КУПЦОВ, Т.И. ЛИНЬКОВА,
А.С. МОСКАЛЕВ, В.В. МУХИНА

СОПРЯЖЕННЫЙ АНАЛИЗ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СКОРОСТЕЙ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ ПО ДАННЫМ ИОНИЕВОГО, ПАЛЕОМАГНИТНОГО И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО МЕТОДОВ

Вопросы палеореконструкций при океанических исследованиях в настоящее время решаются с помощью методов определения возраста донных осадков, из которых наибольшее распространение получили биостратиграфический, палеомагнитный и методы ядерной геохронологии. Самым старым является биостратиграфический метод, использующий различные виды микрофлоры и фауны. Палеомагнитный метод и методы ядерной геохронологии значительно более молоды. Практически они используются не более двух последних десятилетий. Ни один из упомянутых методов не является в настоящее время универсальным, его нельзя применять к осадкам различных типов, возраста и зон, поэтому при проведении современных океанологических работ для получения более полной, надежной и представительной информации требуется привлечение всех перечисленных методов.

Для оценки скоростей седиментации в 14-м рейсе научно-исследовательского судна "Дмитрий Менделеев" были использованы одновременно три независимых метода: 1) иониевый, 2) палеомагнитный[1], 3) биостратиграфический.

Каждый из этих методов, обладая специфическими особенностями, имеет определенные возможности и ограничения.

Иониевый метод определения седиментации океанических осадков был предложен американским ученым У. Урри [Urrey, 1949]. В основе иониевого метода датирования лежит нарушение равновесия среди членов семейства естественных радиоактивных элементов уранового ряда в морской воде. Ионий, изотоп тория с массовым числом 230, образуется при распаде урана 234, хорошо растворимого в морской воде. В отличие от урана, ионий в морской воде неустойчив и вместе с железом, марганцем, фосфором и органическим углеродом увлекается в осадки морского дна, где распадается. Его период полураспада 82 тыс. лет. Исследуя содержание иония по длине колонки, можно построить кривую спада активности иония и определить скорость седиментации, а по ней и абсолютный возраст исследуемых осадков.

Большой вклад в развитие и усовершенствование иониевого метода внесли советские ученые [Старик, 1961; Старик, Кузнецов, Легин, 1959; Старик и др., 1959, 1960, 1961; Баранов, Кузьмина, 1957, 1958, 1960, 1965; Кузнецов и др., 1963]. Основные положения, лежащие в основе применения иониевого метода датировки, коротко можно сформулировать следующим образом [Старик, 1961].

1. Содержание урана и иония в океане должно оставаться постоянным в течение интервала времени, определяемого иониевым методом (больше 400 тыс. лет).

2. Миграция иония в морских осадках не должна иметь места.

3. Скорость осаждения иония на океаническое дно должна быть постоянной во времени, но если она меняется, мы должны знать законы, по которым она меняется.

4. Размещение осадочного материала в керне должно определяться нормальным процессом седиментации, и не должно быть последующих нарушений первоначального состава осадка.

Обширный, накопленный к настоящему времени фактический материал свидетельствуют о том, что первые три предположения выполняются достаточно на-

[1] Бóльшая часть палеомагнитных измерений и их интерпретаций выполнена Д.М. Печерским и С.С. Фаустовым.

дежно, в то время как выполнение четвертого требует в каждом случае отдельного рассмотрения.

В последние годы успешно применяется гамма-спектральный вариант ониевого метода датирования [Попов, Греков, 1971; Osmond, Pollard, 1967; Osmond, Cochran, 1973]. Относительная простота метода, не требующего специального радиохимического выделения исследуемых изотопов, высокая чувствительность и быстрота определения позволили использовать этот метод непосредственно в судовых условиях [Бобров, Кренделев, 1976]. Применение гамма-спектрального варианта, при котором непосредственно определяется содержание радия, требует введения еще одного предположения — в исследуемых кернах радий должен находиться в состоянии радиоактивного равновесия со своим материнским элементом — ионием (должна отсутствовать миграция радия по длине колонки). Специально проводимое исследование показало [Osmond, Cochran, 1973], что диффузия имеет место, но на определении скорости седиментации она значительно не сказывается. В целом вопрос о диффузии радия по длине колонки еще далек от разрешения и мнения ученых решительно расходятся. Применение гамма-спекрального экспрессного метода в судовых условиях имеет несколько методических особенностей, которые подробно рассмотрены в работе В.А. Боброва и Ф.П. Кренделева [1976].

В условиях 14-го рейса нис "Дмитрий Менделеев" использовались два гамма-спектрометра с кристаллами NaI (Tl) диаметром 150 мм, высотой 150 мм и кододцами диаметром 70 мм, глубиной 70 мм, в которые помещались контейнеры с исследуемыми пробами. Кристаллы для снижения фона естественного калия закрыты кварцевыми стеклами, запресованными с торцевой части. В детекторах использовались фотоумножители ФЭУ-49Б с колбами из натриевого стекла С-49-1, содержащего естественный калий в количестве менее 0,04%. Детекторы помещались в свинцовую защиту толщиной 5 см от стандартной установки УМФ-1500М, которая помещалась дополнительно в свинцовый домик толщиной 5 см, сложенный из свинцовых блоков БС-100. Общая толщина стенок свинцовой защиты составляла 10 см. Регистрация спектра производилась многоканальными амплитудными анализаторами АИ-128 и АИ-256. Высокое напряжение на фотоумножители подавалось от высоковольтного выпрямителя ВС-22. Спектральное разрешение детекторов было около 17%. Чувствительность установок существенно зависела от направления магнитного поля Земли, поэтому измерения проводились на переходах, когда курс судна не менялся. Пробы помещались в стандартные полиэтиленовые банки объемом 0,25 л. Вес влажных проб составлял 300—400 г в зависимости от типа осадка. Банки с пробами помещались в колодец кристалла, что обеспечивало высокую эффективность регистрации. Время измерения равнялось 30—120 мин в зависимости от активности пробы и имеющегося в наличии образца. Спектр естественных радиоактивных элементов сложен, в качестве рабочих использовались линии 1,46 *Мэв* для калия, 1,76 *Мэв* для радия и 2,62 *Мэв* для тория. Для калибровки использовались эталоны: калия на основе KCl, радия — эталон УР-24-ОС на силикатной основе и для тория — эталон Th на силикатной основе (паспорт № 24 от 1962 г.). На каждой станции отбирали 5—10 образцов в зависимости от длины колонки, для каждого образца и для эталона замеряли фон. Расчет содержания радия, калия и тория выполнялся на электронной вычислительной машине "Минск"-22 на борту судна. Содержания элементов относились к сухому остатку (при подсчете учитывалась влажность осадков, определяемая весовым методом).

. Для установления возрастного интервала, соответствующего определенной длине колонки, необходимо было знать содержание ония в верхнем слое колонки и величину "фонового" количества ония, т.е. необходимо определить ту точку по длине колонки, где достигается равновесие ония с его продуктами распада. В случае, когда использовались дночерпательные пробы, т.е. была уверенность в том, что мы имеем так называемый нулевой горизонт осадка, имелась возможность определять возраст отложений, и если верхняя часть трубки размыта — определять длину размытого участка и надстроить его.

Палеомагнитный метод в пределах последних 4 млн. лет геологической истории позволяет выделять в исследуемых колонках изохронные реперы — зоны различной магнитной полярности, обусловленные инверсиями геомагнитного поля. Сопоставления выделенных в колонках зон с магнитно-хронологической шкалой, границы зон в которой датированы K-Ar методом с точностью порядка 5%, дает возможность определять K-Ar возраст отложений с последующим использованием полученных данных для оценки скоростей седиментации.

Необходимо учесть, что палеомагнитные данные, которые приводятся в данной статье и используются для оценки скоростей седиментации, имеют различную достоверность. Говоря о достоверности, мы имеем в виду, с одной стороны, геофизическую достоверность — надежность выделения зон различной полярности, а с другой — неоднозначность. Интерпретация палеомагнитных данных в ряде случаев становится достоверной только при совместном их рассмотрении с биостратиграфическими материалами. В связи с тем, что абсолютный возраст отложений при палеомагнитных исследованиях относится только к границам зон полярности, скорость седиментации может рассматриваться как интегральная характеристика для интервала, заключенного в определенных границах. В тех случаях, когда в колонках границы не определены (например, вся колочка лежит в пределах одной зоны), можно оценивать лишь минимальную среднюю скорость по всей колонке.

Биостратиграфический анализ проводился по двум группам организмов: диатомеям и кокколитам.

Метод диатомового анализа в последние десятилетия с успехом применяется при стратификации донных осадков и дает цифры, хорошо сопоставимые с результатами, полученными различными палеонтологическими методами, а также точными методами — определениями абсолютного возраста осадков и палеомагнитной стратиграфии [Жузе, Петрушевская, 1974; Линькова и др., 1976, Donahue, 1970].

Диатомеи и силикофлягелляты являются быстро эволюционирующими группами водорослей. Видовой состав их может свидетельствовать о возрасте вмещающих осадков, а также об океанологических условиях бассейна в период формирования комплекса.

В колонках, полученных в 14-м рейсе судна "Дмитрий Менделеев", диатомеи и силикофлягелляты изучались в образцах отобранных равномерно по длине колонок с интервалами 2—30 см. Для выявления редко встречающихся форм диатомей и силикофлягеллят просматривался весь препарат. Подсчет количества и определение видового состава диатомей и силикофлягеллят производился в 1—5 рядах препарата в зависимости от количества водорослей в осадке.

В колонках из субантарктической области, вскрывших осадки, относящиеся к плиоцену и плейстоцену, на основании эколого-эволюционных изменений в составе диатомей и силикофлягеллят выделено шесть слоев (три в плиоцене и три в плейстоцене). Каждый слой характеризуется определенным комплексом диатомей и силикофлягеллят и имеет относительную возрастную датировку. Слой назван по наиболее характерному для комплекса виду диатомей или силикофлягеллят, чаще этот вид является доминирующим.

В разрезе колонок сверху вниз выделены следующие слои:

1. *Nitzschia kerguelensis;*
2. *Hemidiscus karstenii;*
3. *Coscinodiscus margaritaceus;*
4. *Rhizosolenia barboi (Rh. curvirostris inermis);*
5. *Nitzschia interfrigidaria — Coscinodiscus nodulifer;*
6. *Coscinodiscus nodulifer — Mesocena elliptica.*

Сопоставление данных диатомового анализа и палеомагнитной стратиграфии и привязка результатов к стандартной геохронологической шкале позволили дать абсолютную оценку возраста диатомовых слоев и подсчитать скорости осадконакопления для определенных временных интервалов. Четко выраженная последова-

тельность в смене диатомовых слоев по длине колонок позволяет судить о непрерывном и ненарушенном процессе осадконакопления в данное время.

Нарушение последовательности диатомовых слоев, выраженное отсутствием целого слоя или его части, свидетельствует о перерыве в осадконакоплении, обусловленном различными причинами. Подобные явления были отмечены в колонках станций 985, 987, 989.

Данные диатомового анализа свидетельствуют об отсутствии верхнего слоя в большинстве изученных колонок. В этих случаях оценка абсолютного возраста осадков иониевым методом и диатомовый анализ осадков дополняют друг друга и позволяют сделать обоснованные заключения и в ряде случаев достроить верхи колонок.

Изученные осадки по кокколитам датируются от миоцена до четвертичного периода. В этом диапазоне по наннопланктону Э. Мартини [Martini, 1971] и Д. Бакри [Bukry, 1971, 1973] выделены стандартные стратиграфические зоны, к которым привязывались изучаемые отложения.

Четвертичные отложения (до 2 млн. лет) не получили расчленения на зоны вследствие очень мелких размеров руководящих видов и затруднительного определения их в световом микроскопе (увеличение 1350). На основании значительного или массового присутствия вида *Rhabdosphaera stylifera* Lohm. в этих же слоях были выделены осадки плейстоцена. Поскольку ни одно стратиграфическое подразделение не было вскрыто колонками полностью, то определены минимальные значения скоростей осадконакопления.

Результаты определения скоростей седиментации представлены в виде пяти разрезов (рис. 1–5). На каждом рисунке слева приведена магнитно-хронологическая шкала в сопоставлении со стратиграфической шкалой. Здесь же дана шкала длины колонок в метрах. За границы плиоцена — плейстоцена на этих схемах мы принимаем раздел, проходящий по подошве виллофранкских (каллабрийских) слоев, что соответствует событию полярности Олдувей магнитно-хронологической шкалы. Справа приведены биостратиграфические шкалы по диатомеям и кокколитам.

Результаты оценки скоростей седиментации даются для каждой колонки в четырех вариантах, по результатам каждого метода отдельно; в первой графе — скорость по иониевому методу, во-второй — по палеомагнитным данным, в третьей и четвертой — по данным диатомового и кокколитового анализов соответственно. Значения скорости даются в миллиметрах за 1000 лет.

Для данных, полученных по иониевому методу, при наличии дночерпательных проб сплошной линией отмечена граница, соответствующая возрасту 300 тыс. лет. Если верх трубки оказывался размытым, мы могли определять длину размытой части и надстраивать ее пунктирной линией. При отсутствии дночерпательных проб пунктирной линией отмечена граница (по длине), до которой определена средняя скорость седиментации.

Анализ материала, представленного в рисунках, показывает, что для большей части рассматриваемых колонок величины скоростей седиментации, полученные различными методами, близки. Исключение составляют колонки станций 1004-3, 1023, 1024-1. По ст. 1004-3 имеются только палеомагнитные данные и данные кокколитового анализа, оценка скорости седиментации проведена только по палеомагнитным данным, при этом зона прямой полярности сопоставляется с эпохой полярности Брюнеса, а зона обратной полярности — с эпохой Матуяма. По данным же кокколитового анализа плейстоценовые осадки в этой колонке отсутствуют. Поэтому интерпретация палеомагнитных данных и оценка скоростей седиментации могут быть иными. В колонке ст. 1023 в ее верхней части по данным кокколитового анализа обнаружены переотложенные кокколиты неогенового возраста, в то время как по данным иониевого метода верхняя часть колонки сложена молодыми (~ 300 тыс. лет) отложениями. В колонках ст. 1024-1 как по палеомагнитным данным, так и по данным кокколитового анализа плейстоценовые осадки отсутствуют, в то время как по результатам иониевого метода осадки верхней части могут иметь возраст 300–400 тыс. лет. В настоящее время объяснение отмеченных

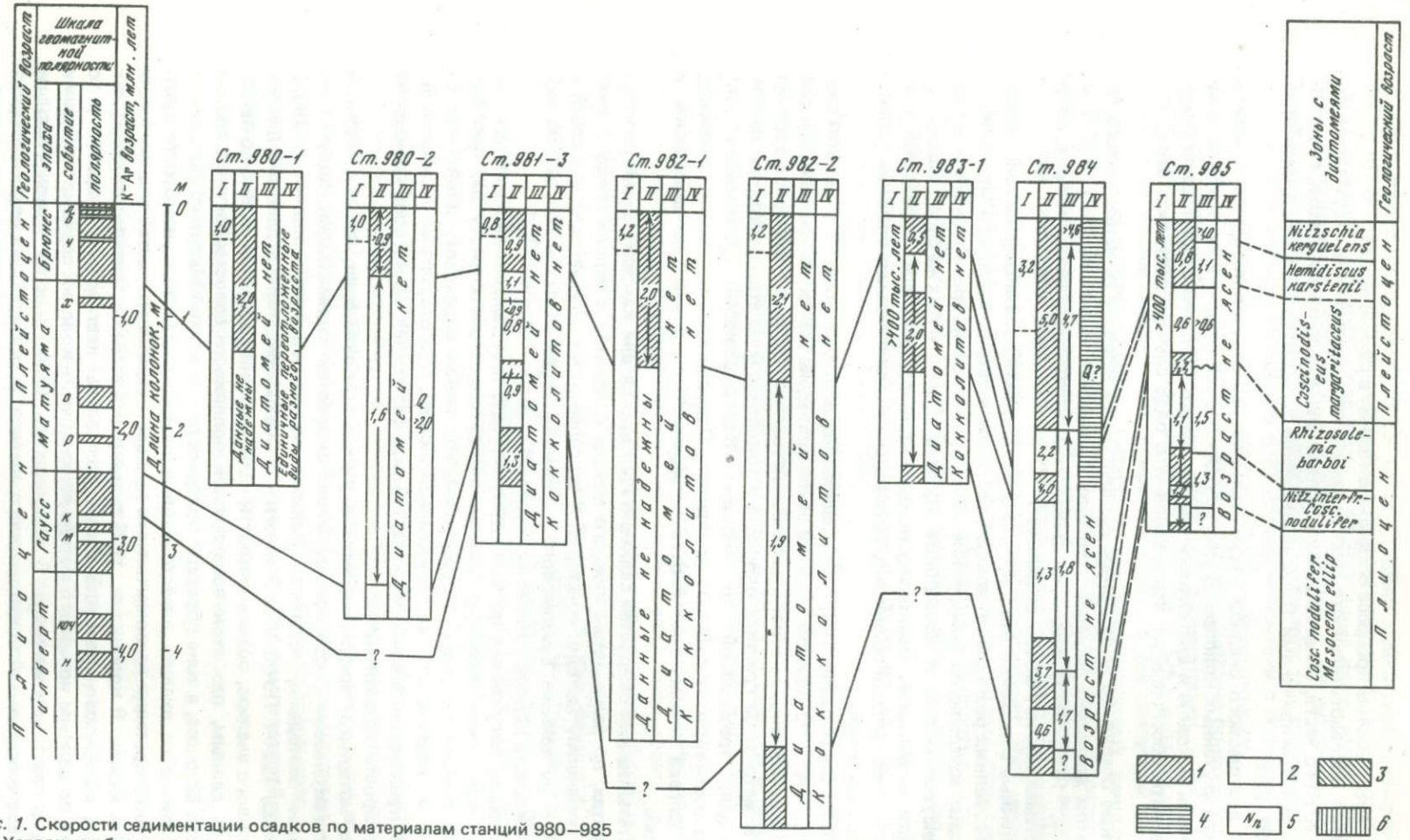


Рис. 1. Скорости седиментации осадков по материалам станций 980–985

Условные обозначения к рис. 1–5

I–IV – скорости осадконакопления (в мм/1000 лет), установленные по разным методам: *I* – иониевому, *II* – палеомагнитному (*1–3* – зоны геомагнитной полярности: *1* – прямой, *2* – обратной, *3* – неопределенной); *III* – диатомовому, *IV* – кокколитовому (*4–6* – кокколиты: *4* – плейстоценовые, *5* – неогеновые переотложенные, *6* – плиоценовые – зона *Discoaster brouweri*)

События геомагнитной полярности: *л* – Лашампа, *б* – Блек, *ч* – Чеган (*ν*-зона). *х* – Харамильо, *о* – Олдувей, *р* – Реюньон, *к* – Каена, *м* – Маммот, *н* – Нунивака, *коч* – Кочити

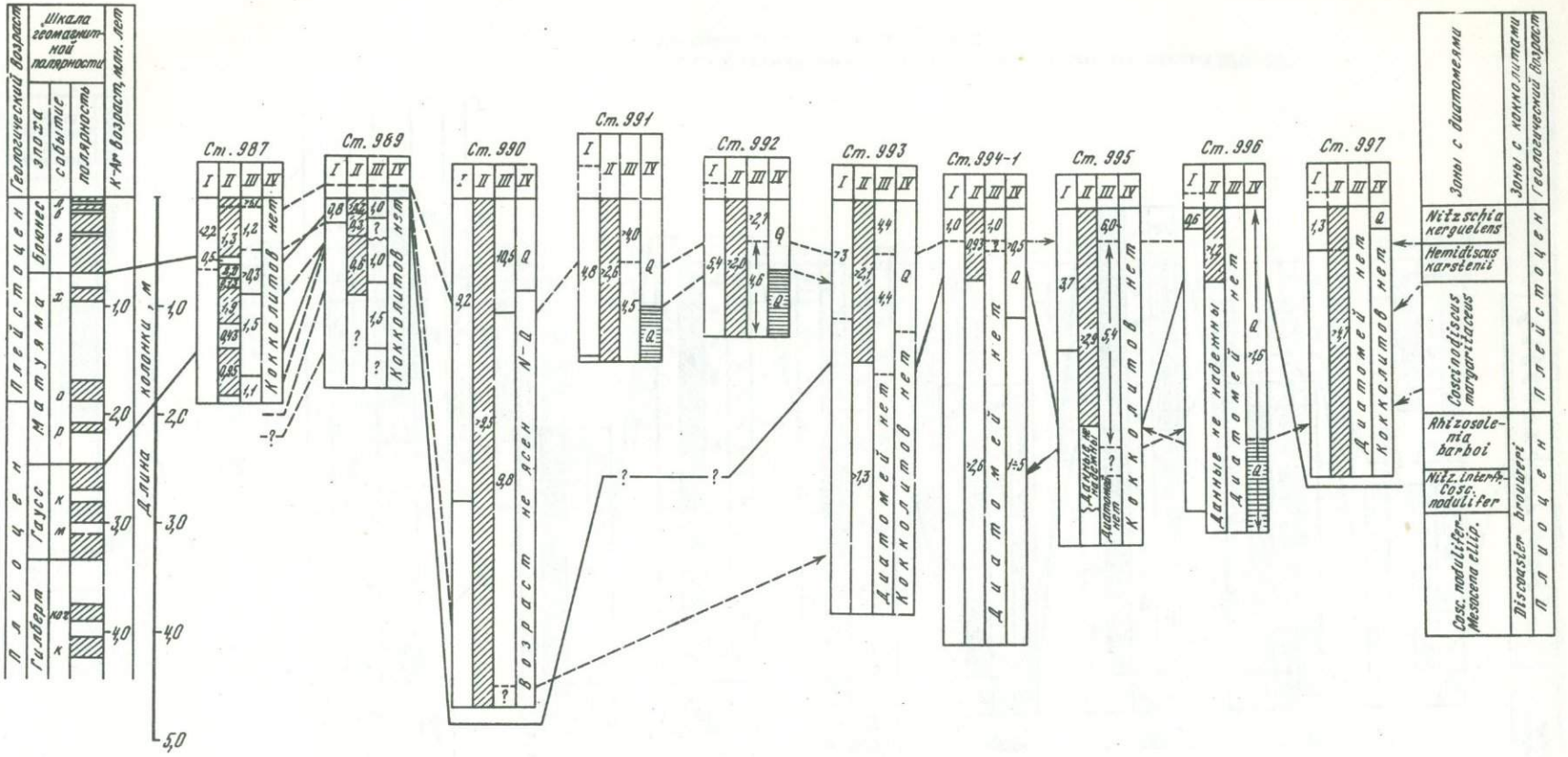


Рис. 2. Скорости седиментации осадков по материалам стэнций 987–997
Условные обозначения см. на рис. 1

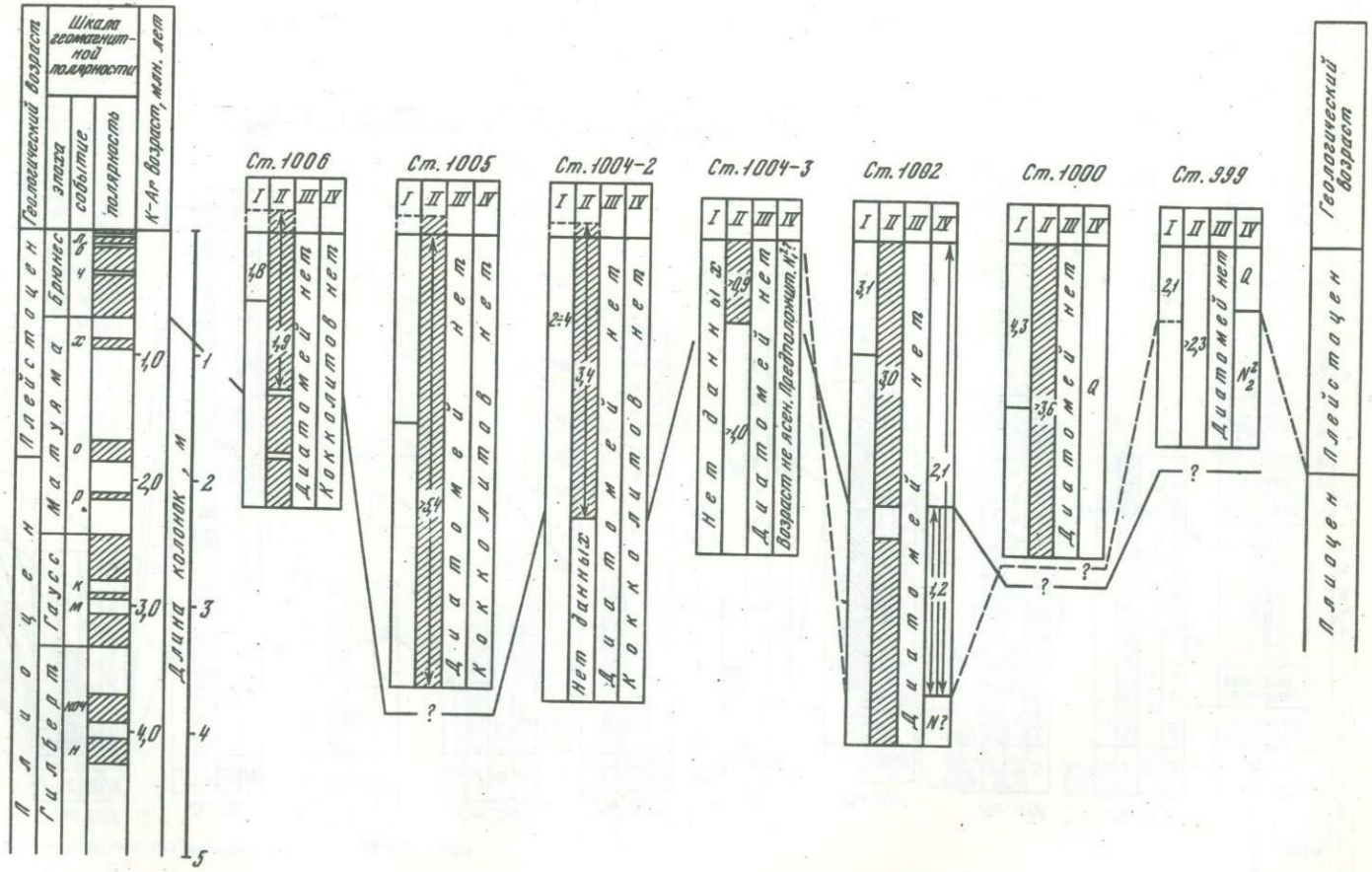


Рис. 3. Скорости седиментации осадков по материалам станций 999—1006
Условные обозначения см. на рис. 1

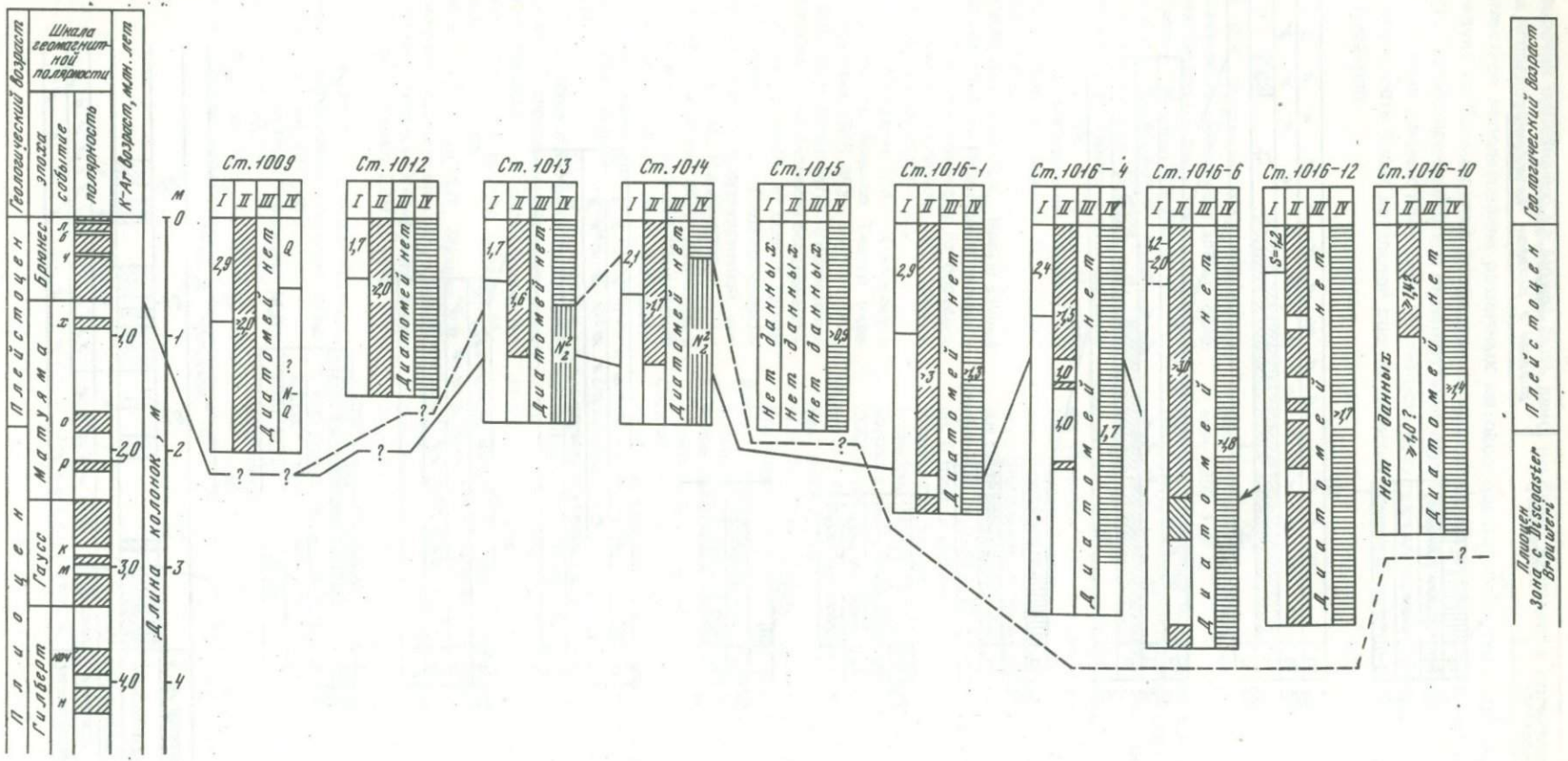


Рис. 4. Скорости седиментации осадков по материалам станций 1009—1016
Условные обозначения см. на рис. 1

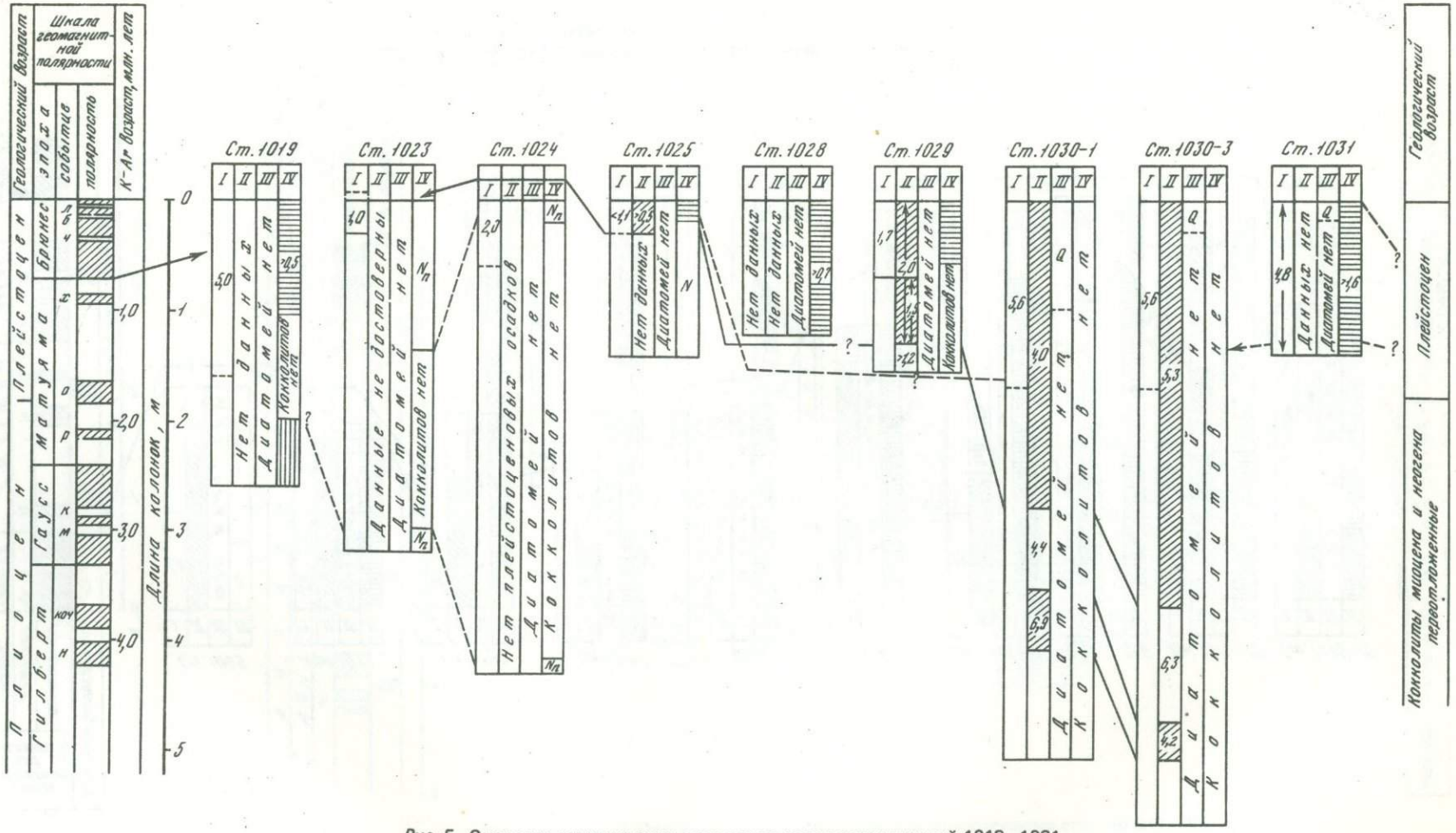


Рис. 5. Скорости седиментации осадков по материалам станций 1019—1031
Условные обозначения см. на рис. 1

противоречий однозначно не может быть дано, но будет уточнено в процессе дальнейших исследований.

Совместное использование различных методов оценки скорости седиментации, как следует из большинства проведенных исследований, оказалось весьма плодотворным. Более надежной стала интерпретация палеомагнитных данных, сопоставление полученных данных повысило надежность результатов каждого метода. Появилась возможность более детальной оценки величин седиментации по всему исследуемому профилю.

ЛИТЕРАТУРА

Баранов В.И., Кузьмина Л.А. Содержание радиоактивных элементов в донных отложениях Тихого океана в районе Японских островов. — Геохимия, 1957, № 1.

Баранов В.И., Кузьмина Л.А. Определение скоростей отложения донных осадков в окраинной части Тихого океана радиоактивными методами. — Труды V сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1958.

Баранов В.И., Кузьмина Л.А. Новые данные по радиоактивности Индийского океана. — Труды VII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Баранов В.И., Кузьмина Л.А. К вопросу о возрасте донных осадков Тихого океана. — Геохимия, 1965, № 3.

Бобров В.А., Кренделев Ф.П. Экспрессный метод определения скорости осадконакопления донных осадков на основе гамма-спектрометрии. — В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976.

Жузе А.П., Петрушевская М.Г. Диатомеи и радиолярии в колонке ст. 256 (Индийский сектор Южного океана). Опыт биостратиграфической корреляции. — В кн.: Микропалеонтология океанов и морей. М.: Наука, 1974.

Кузнецов Ю.В., Легин К.В., Симонян З.Н. Иониевый метод определения возраста океанических осадков. — В кн.: Абсолютная геохронология четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Линькова Т.И., Лисицын А.П., Мухина В.В. Комплексные исследования глубоководных донных осадков Индийского океана. — Труды/СВКНИИ ДВНЦ, 1976, вып. 76.

Попов Н.И., Греков А.С. Гамма-спектральный метод датирования морских осадков. — Океанология, 1971, № 3.

Старик И.Е. Ядерная геохронология. М.Л.: Изд-во АН СССР, 1961.

Старик И.Е., Кузнецов Ю.В., Легин В.К. О форме нахождения урана и теория в донных отложениях Антарктики. — Радиохимия, 1959, 1, № 3.

Старик И.Е., Кузнецов Ю.В., Легин В.К. и др. О некоторых особенностях иониевого метода определения возраста. — Радиохимия, 1961, № 4.

Старик И.Е., Кузнецов Ю.В., Лисицын А.П. и др. О темпах седиментации в южной части Индийского океана. — Труды VIII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1959.

Старик И.Е., Кузнецов Ю.В., Лисицын А.П. и др. О темпах седиментации в южной части Индийского океана. — Труды VII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций, М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Bukry D. Coccolith stratigraphy. Leg 7. Deep Sea Drilling Project. — In: E.L. Winterer, W.R. Riedel e.a. Initial Rep-ts Deep Sea Drilling Project. Washington, 1971, v. VII.

Bukry D. Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. — In: N.T. Edgar, J.B. Saunders e.a. Initial Rep-ts Deep Sea Drilling project. Washington, 1973, v. XV.

Cochran J.K., Osmond J.K. Gamma-spektrometry of Deep-Sea cores and sediment accumulation rates. — Deep-Sea Res., 1974, 21, N 9.

Donahue J.G. Diatoms as quaternary biostratigraphic and paleoclimatic indicators in high latitudes of the Pacific ocean. Dissertation Ph. D. Columbia Univ., 1970.

Martini E. The occurrence of Pre-Quaternary calcareous nannoplankton in the Oceans. — In: The micropalaeontology of oceans. Cambridge, 1971.

Osmond J.K., Cochran J.K. Sediment accumulation rates in the Tasman Sea. — Antarct. Journal of US, 1973, 8, N 5.

Osmond J.K., Pollard L.D. Sedimentation rate determinations in Deep-Sea cores by gamma-ray spectrometry. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1967, 3, N 5.

Urry W.D. Radioactivity of ocean sediments. VI Comentrations of the radioelements in marine sediments of the Southern Hemisphere. — Amer. J. Sci., 1949, 247, N 4.

В.М. КУПЦОВ, И.В. ГРАКОВА

РАДИОУГЛЕРОДНОЕ ДАТИРОВАНИЕ КАРБОНАТНЫХ ОСАДКОВ ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОГО ПОДНЯТИЯ

Крайне важным для понимания механизма и динамики образования металлоносных осадков является определение темпов их седиментации. В 14-м рейсе научно-исследовательского судна "Дмитрий Менделеев" для определения скорости осадкообразования непосредственно в судовых условиях использовались независимо три метода: иониевый, палеомагнитный и биостратиграфический (диатомовый и кокколитовый анализы). Результаты, полученные этими методами, описаны О.Б. Дмитриенко с соавторами [см. статью О.Б. Дмитриенко и др. в наст. сб.]. Однако в силу особенностей использования этих методов полученные скорости седиментации являются усредненными, иногда по достаточно большому промежутку времени (для иониевого метода — 300—400 тыс. лет, для палеомагнитного — практически в интервале 700 тыс. лет). Металлоносные осадки очень часто обогащены биогенным веществом, кремнистым или карбонатным. Но, как известно, темпы биогенной седиментации существенно зависят от климатических условий, которые непостоянны во времени [Emiliani, 1955, 1966; Emery, Garrison, 1967]. Высокий уровень стояния вод Мирового океана, как следствие потепления климата, отмечался в интервале 120—130 тыс. лет, 105 тыс. лет, 80 тыс. лет назад. Заметный подъем уровня вод океана начался 15 тыс. лет назад и особенно усилился около 13—11 тыс. лет назад. Потепления резко увеличивали биопродуктивность океанов, так как при таянии ледников возрос приток питательных веществ с континентов, что вызвало резкое усиление темпов биологической седиментации.

Для определения динамики накопления карбонатных металлоносных осадков в позднечетвертичное время мы применили радиоуглеродный метод датирования, верхний предел которого существенно зависящий от количества имеющегося для анализа материала — карбоната кальция ($CaCO_3$), составляет 40—45 тыс. лет при наличии в образце не менее 100 г $CaCO_3$. Невысокий верхний предел применимости метода, достаточно низкие скорости океанической седиментации, необходимость получения достаточной для анализа массы образца, особенно при низком содержании карбонатов, предопределили необходимость работы с ненарушенными монолитами осадков, поднятыми дночерпателем типа "Океан". Керны, поднятые прямоточными или поршневыми трубками даже большого диаметра, мало пригодны для анализа, так как верхняя часть осадка в трубке обычно бывает размыта. Тем не менее в некоторых случаях мы могли использовать осадки, поднятые трубками, в связи с тем, что возраст дночерпательных проб выходил за пределы применимости метода. Определение проводилось по бензольному варианту радиоуглеродного метода датирования. Часть определений была выполнена непосредственно в судовых условиях.

При анализе использовались донные отложения, поднятые при двух пересечениях Восточно-Тихоокеанского поднятия. Карбонатная составляющая осадков, используемая для анализа, обычно состояла из обломков органогенного кальцита со значительной примесью кокколитов и фораминифер.

При широтном пересечении поднятия по 39° ю.ш. в дночерпательных пробах станций 997, 1005 отсутствовало необходимое для анализа количество карбонатного вещества, на станциях 998, 999, 1003 не получено дночерпательных проб. Поэтому анализировались лишь металлоносные осадки станций 1000, 1001 и 1002. Результаты определения приведены в табл. 1.

Наиболее молодые осадки, имеющие возраст 6,5 тыс. лет, зафиксированы для верхнего горизонта ст. 1001, расположенной на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия. Для этих осадков в интервале 0—13 см зафиксирована достаточно высокая скорость седиментации — примерно 20 мм/1000 лет во временно́м интервале 6,5—11,7 тыс. лет. В более позднее время темпы седиментации были значительно

Таблица 1

Радиоуглеродный возраст осадков, поднятых на станциях широтного пересечения Восточно-Тихоокеанского поднятия

Проба	Станция	Координаты	Глубина, м	Горизонт, см	Характеристика осадка	Возраст, лет
605*	1000	39°00,6′ ю.ш.	3210	0–4,5	Пелитовый ил	9280± 260
606*		109°00,3′ з.д.		4,5–8,5	карбонатный,	
607*				8,5–12,5	биогенный	12250 ± 190
439	1001	38°59,5′ ю.ш.	2850	0 –3	Пелито-алев-	6500 ± 60
440		111°25,4′ з.д.		3–5,5	ритовый же-	7260 ± 130
441				5–7,5	лезисто-кар-	7200 ± 110
442				8 –10,5	бонатный ил	9500 ± 70
443				10,5–13		11720 ± 160
448				55–60		> 39100
526	1002	38°59,9′ ю.ш.	3520	0–2,5	Пелитовый	10470 ± 120
527		114°59,3′ з.д.		2,5–5	карбонатный,	9640 ± 130
528				5–7,5	биогенный ил	11680 ± 190
529				7,5–10		10220 ± 120
530				10–12,5		10510 ± 120

* В табл. 1 и 2 отмеченные образцы анализированы в судовых условиях.

ниже, так как образец в интервале глубин 55–60 см, полученный прямоточной трубкой, имеет возраст более 39 110 лет (скорость седиментации, усредненная по этому интервалу, меньше 14 мм/1000 лет). Верхний горизонт для осадков ст. 1000, лежащей на восточном склоне поднятия, имеет несколько больший возраст по сравнению с верхними горизонтами осадков ст. 1001, а темпы осадкообразований в интервале 9,3–12,6 тыс. лет здесь были практически такими же (~ 24 мм/1000 лет).

Осадки ст. 1002, расположенной на западном склоне поднятия, в пределах рассматриваемых глубин имеют один и тот же возраст – примерно 10–11 тыс. лет, т.е. накопились практически одновременно.

Несколько большее количество определений было выполнено для осадков, полученных при широтно-меридиональном пересечении Восточно-Тихоокеанского поднятия (профиль по станциям 1006–1014). Результаты определений приведены в табл. 2. Для станций восточного склона поднятия (1012, 1013, 1014) верхние горизонты осадков датируются 11–13 тыс. лет, т.е. осадкообразование закончилось здесь в самом начале голоцена. В пределах рассматриваемых интервалов глубин возраст закономерно увеличивается. Скорости седиментации для отдельных дночерпательных проб достаточно высоки – 18 мм/1000 лет для ст. 1012; 16 мм/1000 лет для ст. 1013 и примерно 13 мм/1000 лет для ст. 1014. Наблюдается некоторое уменьшение скорости седиментации по мере удаления от оси поднятия.

Несколько отличные результаты получены для осадков западного склона Восточно-Тихоокеанского поднятия. Осадки ст. 1009 в пределах дночерпательных проб одновозрастные, т.е. накопление их происходило практически одновременно. Обратная инверсия возраста обнаружена для осадков дночерпательных проб ст. 1007. Отличия в характере накопления осадков на западном и восточном склонах поднятия, по нашему мнению, хорошо объясняются особенностями геоморфологического строения Восточно-Тихоокеанского поднятия и его склонов. Эти вопросы подробно рассмотрены А.В. Живаго [см. статью А.В. Живаго в наст. сб.]. На восточном склоне поднятия преобладают пологие формы рельефа с углами наклона 2° и ниже, лишь в некоторых случаях они возрастают до 3–5°. Амплитуды рельефа не превышают 200–300 м. Эти особенности предполагают относительно спокойный режим осадко-

Таблица 2

Радиоуглеродный возраст осадков, поднятых на станциях широтно-меридионального пересечения Восточно-Тихоокеанского поднятия

Проба	Станция	Координаты	Глубина, м	Горизонт, см	Характеристика осадка	Возраст, лет
503	1007	36°20,2′ ю.ш.	4340	0–2,5	Пелитовый	13001 ± 480
504		121°30′ з.д.		2,5–5	карбонатно-	11630 ± 440
514				5–7,5	глинистый ил	8510 ± 380
613*	1008	35°03,4′ ю.ш.	630	Средняя	Мелкозернистый	20800 ± 1200
		118°36′ з.д.		проба	песок	
465	1009	34°28,2′ ю.ш.	3660	0–2,5	Пелитовый	13040 ± 200
466		115°29,0′ з.д.		2,5–5	карбонатный	13540 ± 160
467				5–7,5	(кокколито-	13690 ± 160
468				7,5–10	вый) ил	13630 ± 130
447				45–55		> 30210
521	1012	32°09,8′ ю.ш.	3550	0–2,5	Алеврито-пе-	11420 ± 170
522		105°49,0′ з.д.		2,5–5	литовый кар-	10460 ± 130
523				5–7,5	бонатный ил	12230 ± 140
524				7,5–10		13830 ± 160
525				10–12,5		16790 ± 280
531				40–50		28530 ± 620
618*	1013	31°00,9′ ю.ш.	3660	0–5	Пелитовый	13860 ± 280
619*		102°00,5′ з.д.		5–10	глинисто-	16880 ± 920
620*				10–15	карбонатный (биогенный) ил	
469	1014	29°59,3′ ю.ш.	3535	0–2,5	Пелитовый	11580 ± 210
470		99°00,5′ з.д.		2,5–5	карбонатный	12130 ± 150
471				5–7,5	кокколито-	13980 ± 190
472				7,5–10	вый ил	17830 ± 200
473				10–12,5		19670 ± 360
444				35–45		> 32710

образования. На западном склоне роль тектоники очень велика. Одним из характерных проявлений тектоники является система разломов Агассиц (между станциями 1005 и 1006). К северо-востоку от разлома Агассиц расположена еще более крупная зона разломов (37°04′ ю.ш. и 123°28′ з.д.), амплитуда колебаний рельефа дна здесь достигает 4,5 км, склоны имеют крутизну 8–10°. Подобный сильно расчлененчный рельеф с амплитудами 1–1,5 км прослеживается вплоть до подводной горы (ст. 1008), с вершины которой была отобрана средняя проба фораминиферового песка, показавшая возраст около 20 тыс. лет. Подобная резкая расчлененность рельефа предопределяет возможность переотложения, которое мы наблюдаем в осадках ст. 1007. О сильной зависимости характера осадкообразования от морфологии океанского дна свидетельствует то, что в ряде станций (998, 1010) вообще не получены осадочные породы, трубки приносили только обломки базальтов. Одинаковый возраст молодых прослоев в осадках на станциях 1002, 1009 можно объяснить аккумуляцией материала с достаточно большой площади, входящей в благоприятно сложившуюся геоморфологическую структуру.

Результаты, полученные при радиоуглеродном датировании металлоносных карбонатных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия, еще раз подтвердили, что на характер осадкообразования решающее влияние оказывают климатические условия и тектоника. Резкое возрастание темпов седиментации, начавшееся 13—11 тыс. лет назад, связанное с потеплениями климата, прослеживается в северном и южном полушарии — в Атлантическом и Индийском океанах и различных частях Тихого океана (Broecker e.a., 1958; Старик, Жарков, 1961; Старик и др., 1961], отчетливо заметно и в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия. Наиболее молодые осадки встречены на оси поднятия (8,5 тыс. лет); на западном и восточном его флангах активное биогенное осадкообразование прекратилось 11—13 тыс. лет назад.

ЛИТЕРАТУРА

Старик И.Е., Жарков А.П. Скорость осадконакопления в Индийскои океане по данным радиоуглеродного метода. — ДАН СССР, 1961, **136**, № 1.

Старик И.Е., Жарков А.П., Лисицын А.П. Скорость современного и позднечетвертичного осадкообразования в южной части Тихого океана по данным радиоуглеродго метода. — ДАН СССР, 1961, **139**, № 4.

Broecker W.S., Turekian K.K., Heezen B.D. The relation of deep-sea sed mentation rates to variations in climate. — Amer. J. Sci., 1958, **256**, N 7.

Emiliani C. Pleistocene temperatures. — J. Geol., 1955, **63**, N 6.

Emiliani C. Paleotemperature analysis of the Caribbean cores P-6304-8 and P-6304-9 and a generalized temperature curve for the past 435 000 years. — J. Geol., 1966, **74**, N 2.

Emery K.O., Garrison L.E. Sea levels 7 000 to 20 000 years ago. — Science, 1967, **157**, N 3789.

Ю.А. БОГДАНОВ, Е.М. ЧЕХОВСКИХ

СКОРОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И АБСОЛЮТНЫЕ МАССЫ

Одним из основных методов оценки роли эндогенного вещества в формировании металлоносных осадков является метод абсолютных масс. В данном разделе приводятся новые карты скоростей осадконакопления и аболютных масс, построенные на основании как новых, полученных в 14-м рейсе научно-исследовательского судна "Дмитрий Менделеев" данных, так и опубликованных в научной литературе. Так как не все имеющиеся материалы по скоростям одинаково достоверны, было отобрано более 250 надежных определений скоростей седиментации (таблица), полученных различными методами (палеомагнитный, микропалеонтологический, ядерной геохронологии, главным образом гамма-метод). Следует отметить, что интервал времени, для которого определялись скорости разными методами, различен. За основу принят интервал 0–0,7 млн. лет, который хорошо отбивается не только по палеомагнитным измерениям, но и по скелетным остаткам некоторых организмов. Данные, относящиеся к другим отрезкам геологического времени, считались менее представительными. Это учитывалось при проведении изолиний равных скоростей осадконакопления.

Скорости седиментации в описываемом районе колеблются в широких пределах (от $<$ 0,01 до 30 мм/1000 лет) (рис. 1), подчиняясь широтной (климатической), циркумконтинентальной и вертикальной зональностям поступления на дно осадочного материала, влиянию рельефа дна и характеру придонной циркуляции, перераспределяющей поступающий на океанское дно осадочный материал. На общем фоне средних скоростей седиментации (1–10 мм/1000 лет) отчетливо выделяются зоны максимальных (более 100 мм/1000 лет) и минимальных (менее 1 мм/1000 лет) скоростей. Высокие скорости осадконакопления приурочены к экваториальной и южной антарктической высокопродуктивным зонам, а также к прибрежным районам и к осевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Материал по скоростям осадконакопления, использованный при составлении карты

Метод	Число определений	Литературный источник
Палеомагнитный, биостратиграфический, гамма-метод	35	Новые материалы 14-го рейса нис "Дмитрий Менделеев"
То же	39	Лисицын и др., 1976
Палеомагнитный,	6	Theyer, Hammond, 1974
Палеомагнитный, биостратиграфический	15	Hays e.a., 1969
То же	2	Hays, Opdyke, 1967
Палеомагнитный	50	Goodell, Watkins, 1968
Биостратиграфический	6	Geitzenauer, 1972
Палеомагнитный, биостратиграфический	3	Glass e.a., 1967
Биостратиграфический	2	Hays, 1965
"	16	Ninkovich, Shackelton, 1975
"	9	Parker, 1967
Палеомагнитный	7	Jacobs, Hays, 1972
Гамма-метод	3	Bender e.a., 1971
Палеомагнитный	3	Ericson, Wollin, 1970
"	10	Ninkovich, 1968
Иониевый	10	Ku e.a., 1968
Биостратиграфический	11	Ridel, 1971
"	20	Riedel, Funnell, 1964
"	6	Жузе, Мухина, 1973

Зона высоких скоростей осадконакопления протягивается узким языком вдоль экватора от побережья Америки примерно до 145° з.д. Сравнительно быстрое накопление осадков здесь зависит от высокой продукции биогенного осадочного материала, что связано с зоной экваториальной дивергенции, а также значительным поступлением терригенного вещества с пассатными течениями. С востока на запад в пределах этого языка вследствие постепенного ослабления биологической продукции, а также увеличения глубины океана, контролирующей накопление карбонатного осадочного материала, скорости седиментации постепенно уменьшаются. Сходная картина наблюдается и в изменении мощности всего осадочного слоя, определенной при сейсмопрофилировании [Ewing e.a., 1967].

По обе стороны от экваториальной зоны высоких скоростей осадконакопления располагаются области минимального накопления осадков, соответствующие аридным зонам океана. Здесь в пределах распространения бескарбонатных осадков скорости менее 1 мм/1000 лет. Часты находки выходов на поверхность древних осадочных и вулканических пород. Обращает на себя внимание и тот факт, что в многочисленных колонках отложений, полученных в этих районах, присутствуют переотложенные более древние скелетные остатки морских организмов, что указывает на существование участков размыва ранне сформированных осадков [Riedel, Funnell, 1964].

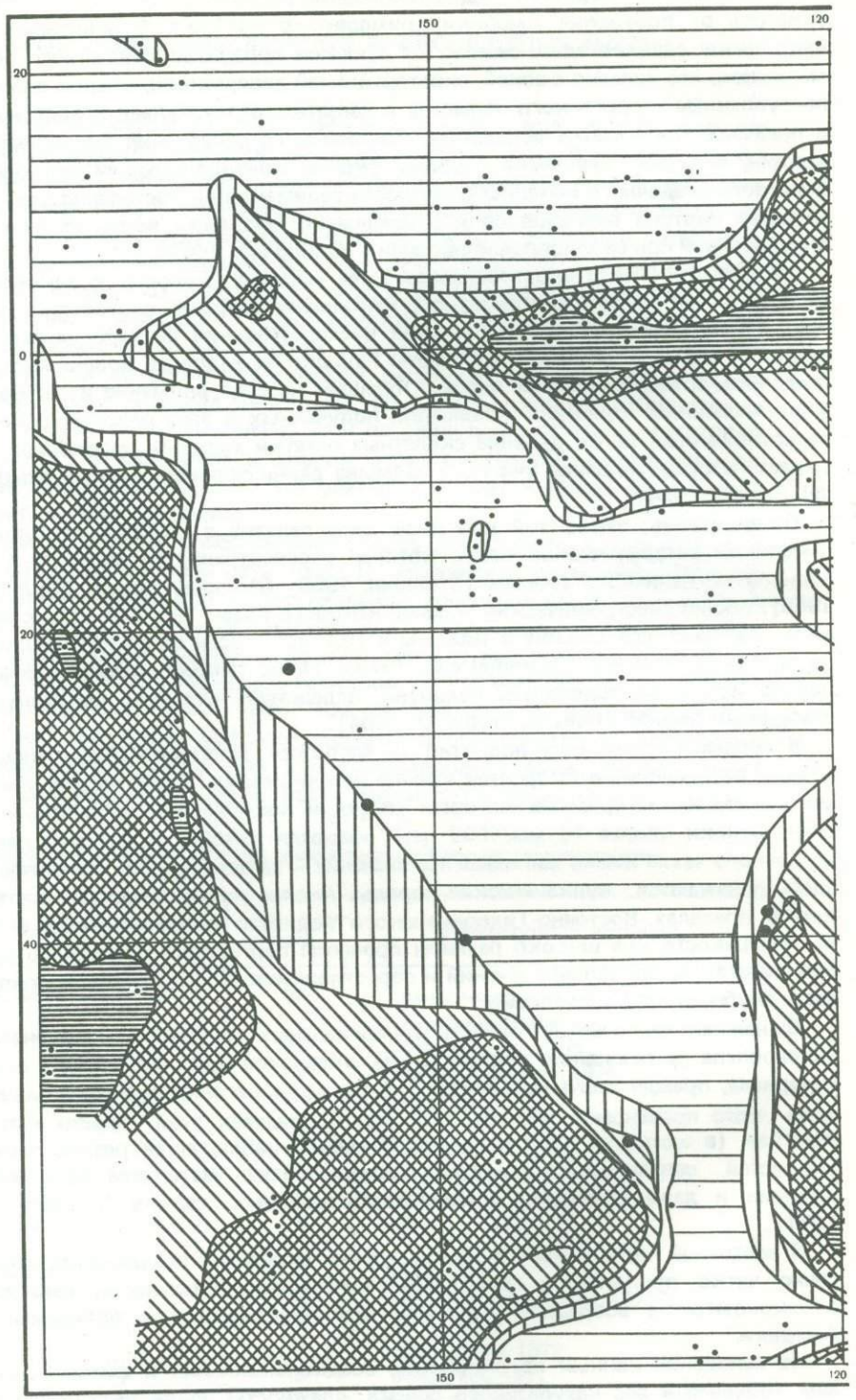
По-видимому, это в той или иной мере связано с абиссальной циркуляцией придонной антарктической воды, которая распространяется на север в виде западного пограничного течения [Stommel, 1958; Stommel, Arons, 1960; Reid e.a., 1968], общий геострофический перенос которого равен $19{,}1 \cdot 10^6$ $т^3$/сек на разрезе вдоль 43° ю.ш. при ширине в 1000 км и $19{,}7 \cdot 10^6$ $т^3$/сек вдоль 28° ю.ш. при ширине потока в 1100 км [Stommel e.a., 1973]. Такие течения следуют обычно параллельно контурам подводных поднятий, вследствие чего они получили название контурных течений [Heezen, Hollister, 1964].

В пределах подводных поднятий (в частности, Восточно-Тихоокеанского поднятия) распределение скоростей крайне неравномерно. Здесь наряду с отдельными участками, в пределах которых скорости накопления карбонатных осадков очень велики (более 10 мм/1000 лет), имеются районы, в которых накопление осадочного чехла имело минимальное значение — на поверхности океанического дна здесь обнажаются вулканические породы. Анализ литологического состава осадков в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия свидетельствует о том, что на поверхности дна широко развиты процессы сортировки осадочного материала под действием придонных течений и переотложения его на склоны и прилегающие части глубоководных котловин.

Южная антарктическая область максимальных скоростей осадконакопления обусловлена интенсивной поставкой на океанское дно биогенного осадочного материала, прежде всего кремнистого, а также терригенного. Величины скоростей здесь часто превышают 100 мм/1000 лет. В пределах этой области в отдельных участках (в частности, зона разломов Элтанин) наблюдается резкое уменьшение скоростей, связанное с выносом осаждающегося материала придонными течениями и даже размывом ранее сформированных осадков [Heezen, Hollister, 1971].

В восточной части района в распределении скоростей осадконакопления достаточно четко проявляется циркумконтинентальная зональность, выражающаяся в закономерном возрастании величин при приближении к побережью Южной Америки.

На основании данных по скоростям осадконакопления и физическим свойствам (объемный вес натурального осадка, влажность) были рассчитаны абсолютные массы осадочного материала (г), накапливаемые на единице поверхности океанического дна ($см^2$) за единицу времени (1000 лет). Этот метод был разработан Н.М. Страховым [Страхов и др., 1954] и успешно применен при изучении осадконакопления в океане А.П. Лисицыным [1974]. Определенную таким образом величину А.П. Лисицын предложил выражать в единицах Страхова — 1 С = 1 $г/см^2$ в 1000 лет (рис. 2).



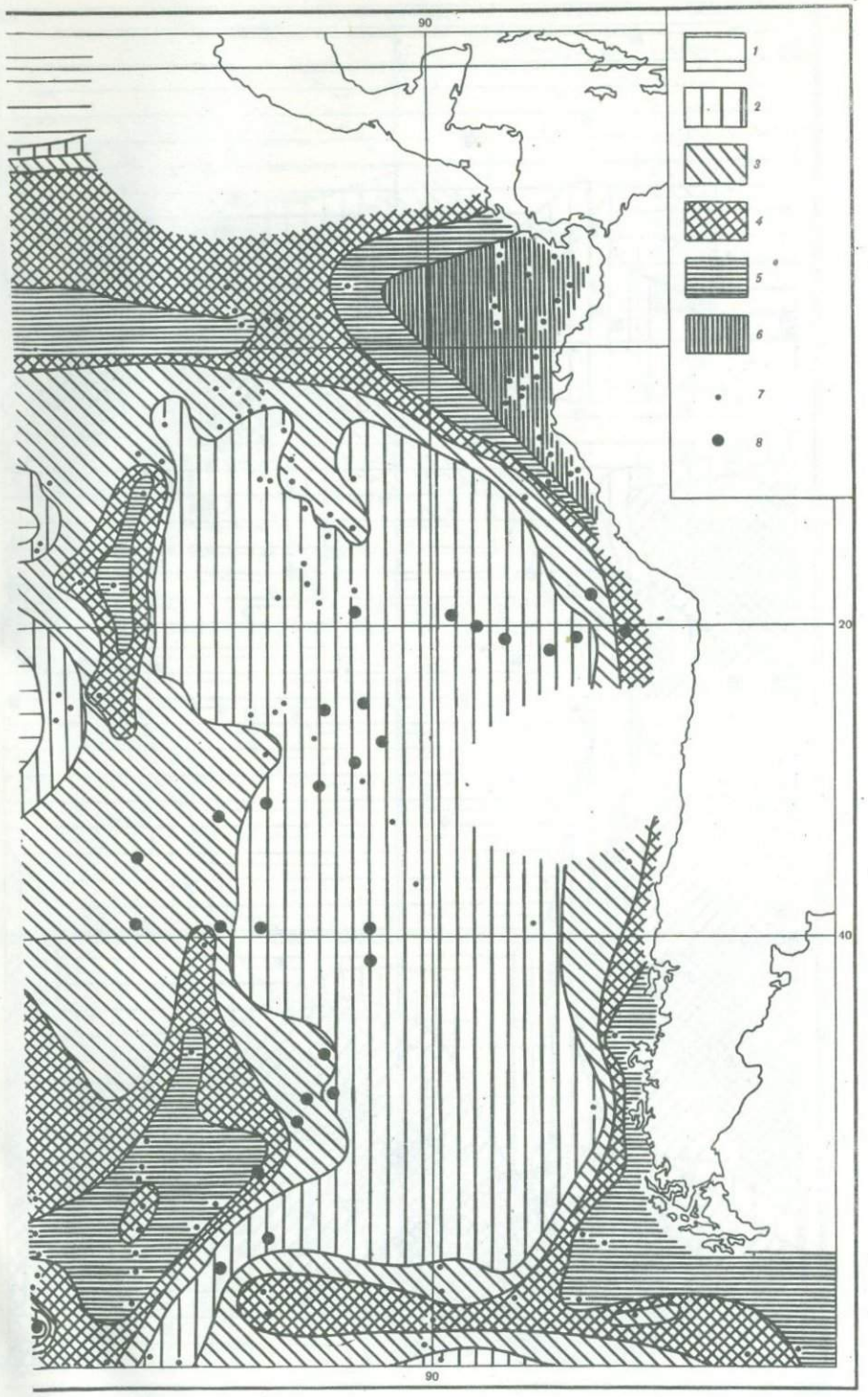
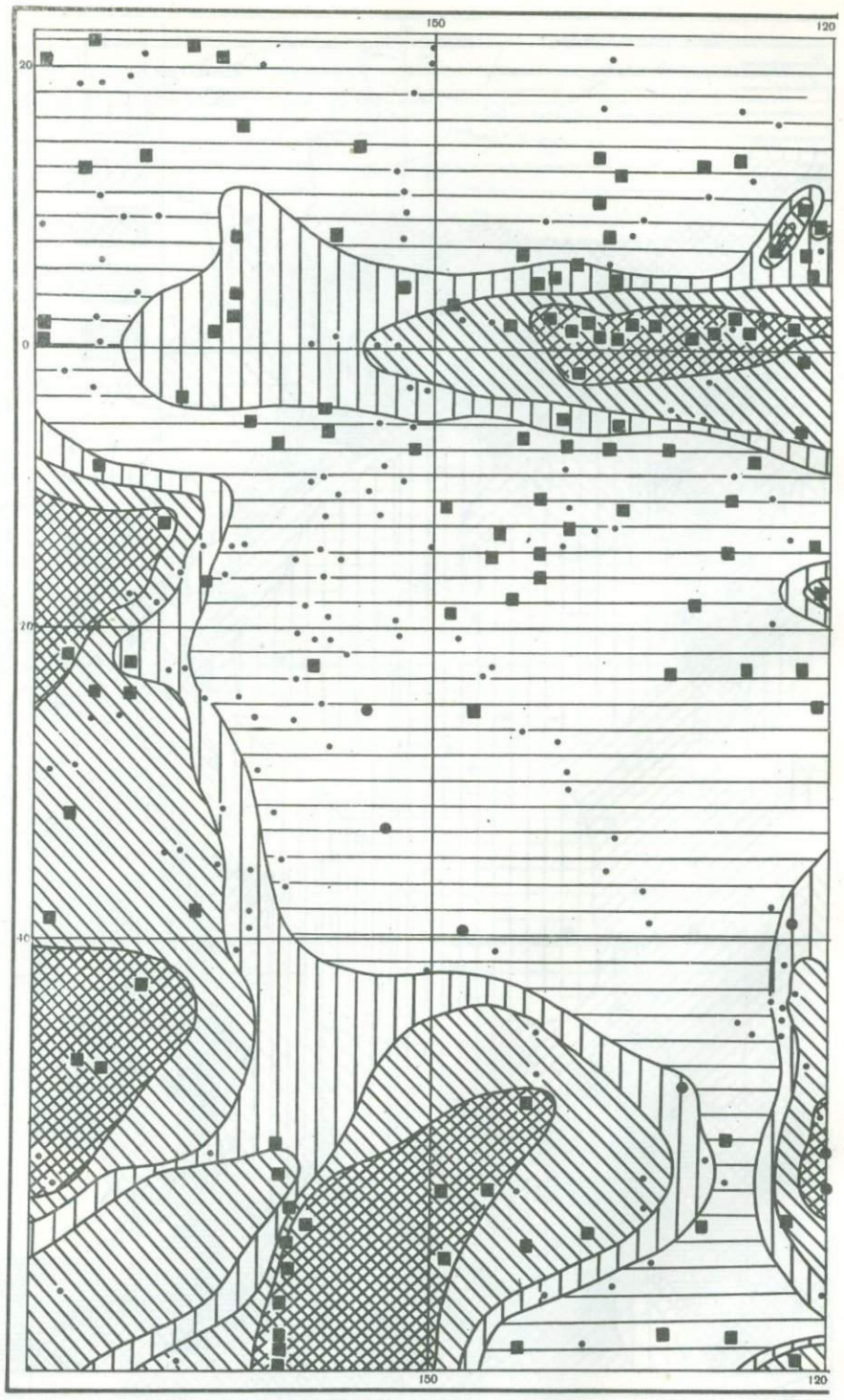


Рис.1. Карта распределения скоростей осадконакопления

1–6 – осадконакопление (в мм/1000 лет) : *1* – < 1; *2* – 1–2,5; *3* – 2,5–5; *4* – 5–10; *5* – 10–25; *6* – > 25; *7, 8* – определение скоростей: *7* – результаты, полученные и опубликованные ранее, *8* – выполненные в 14-м рейсе судна "Дмитрий Менделеев"



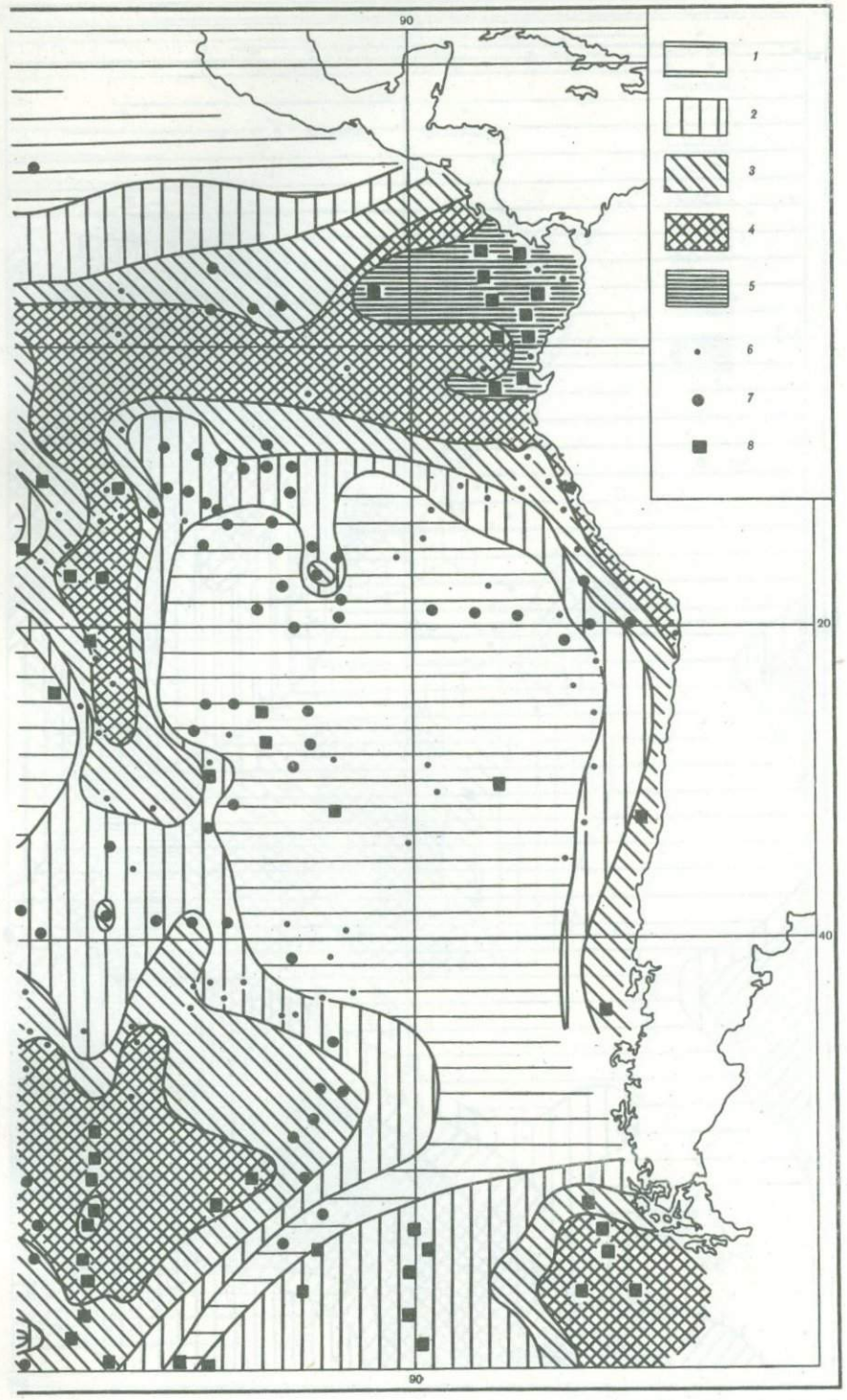
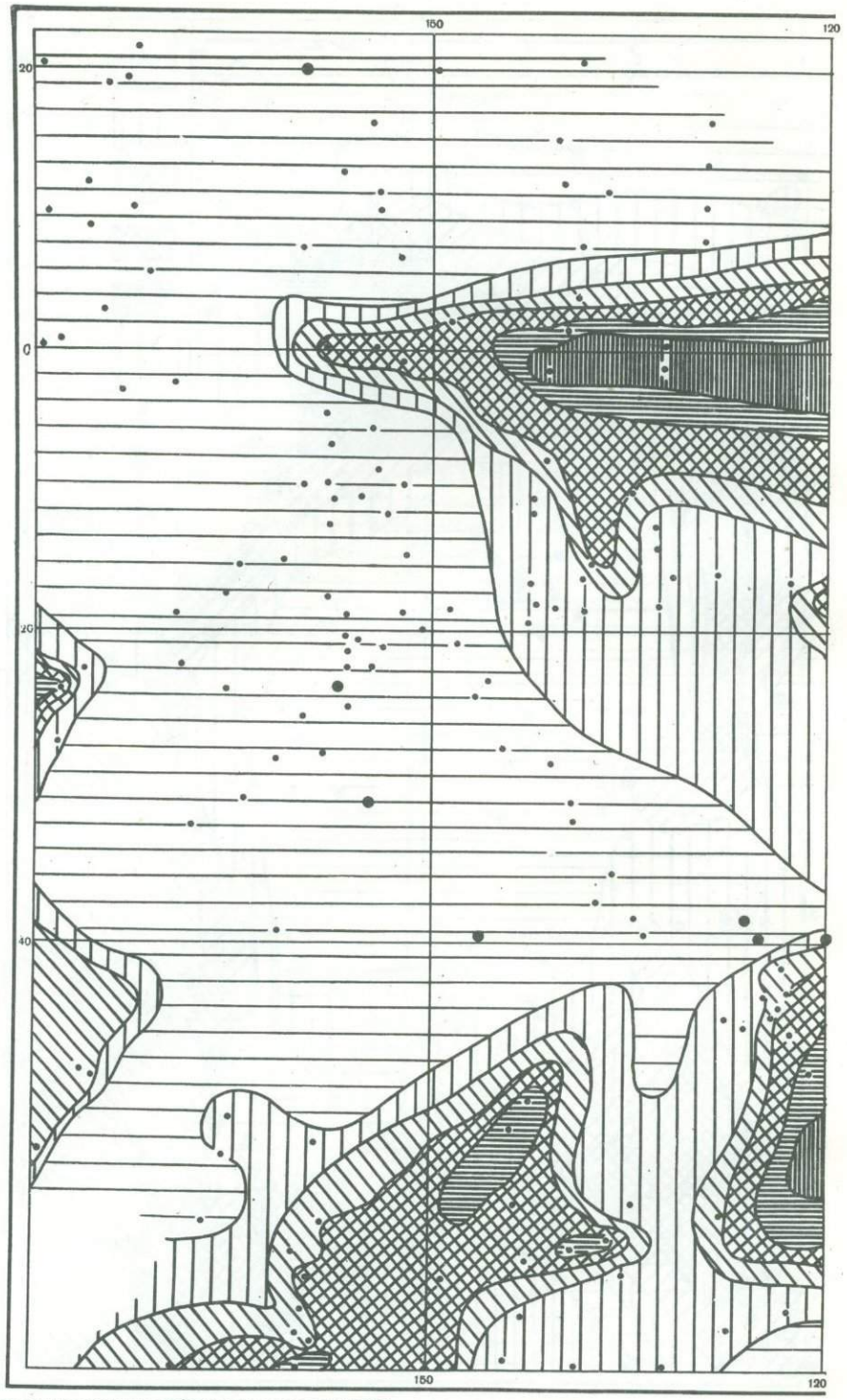


Рис. 2. Карта распределения абсолютных масс осадочного материала

1–5 – абсолютные массы (в г/см^2 в 1000 лет): *1* – $<$ 0,1; *2* – 0,1–0,3; *3* – 0,3–0,5; *4* – 0,5–1; *5* – $>$ 1; *6–8* – значения: *6* – достоверные, *7* – менее достоверные, *8* – рассчитанные на основании скоростей осадконакопления, взятых с карты их распределения



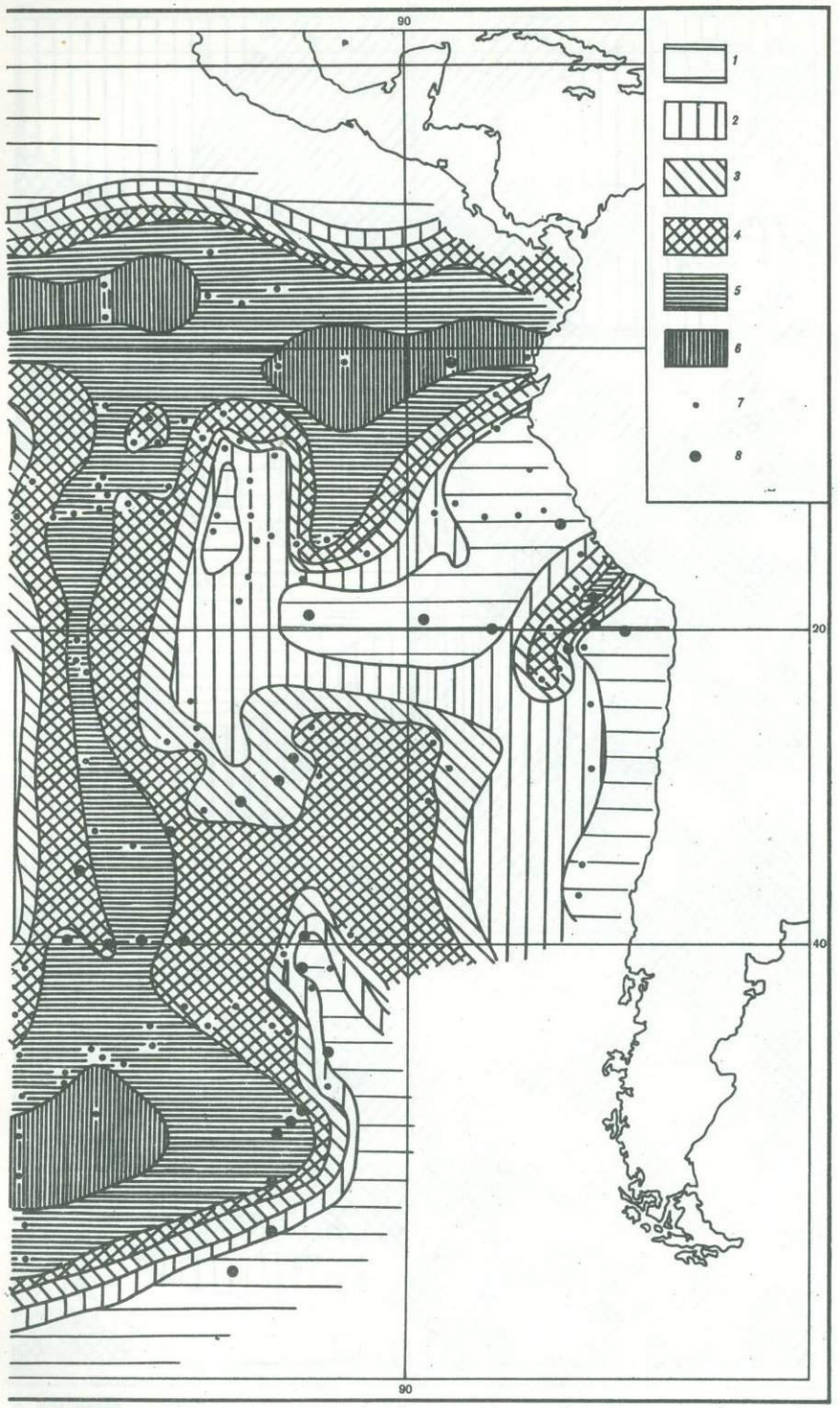
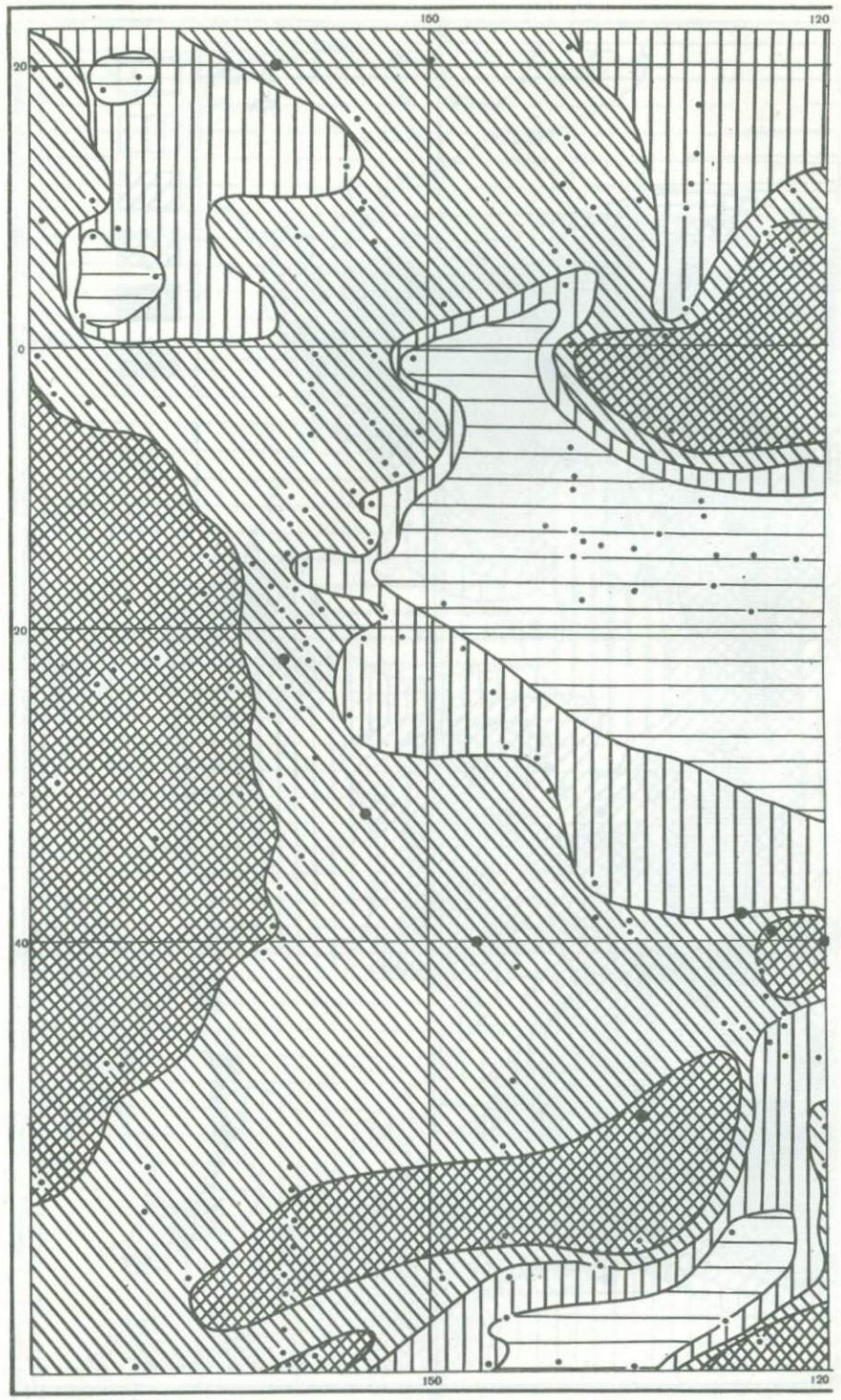


Рис. 3. Карта распределения абсолютных масс $CaCO_3$ в донных осадках

1–6 — абсолютные массы (в мг/см² в 1000 лет): *1* — < 10; *2* — 10–50; *3* — 50–100; *4* — 100–200; *5* — 200–500; *6* — > 500; *7, 8* — значения, рассчитанные: *7* — по материалам 14-го рейса судна "Дмитрий Менделеев", *8* — по опубликованным данным



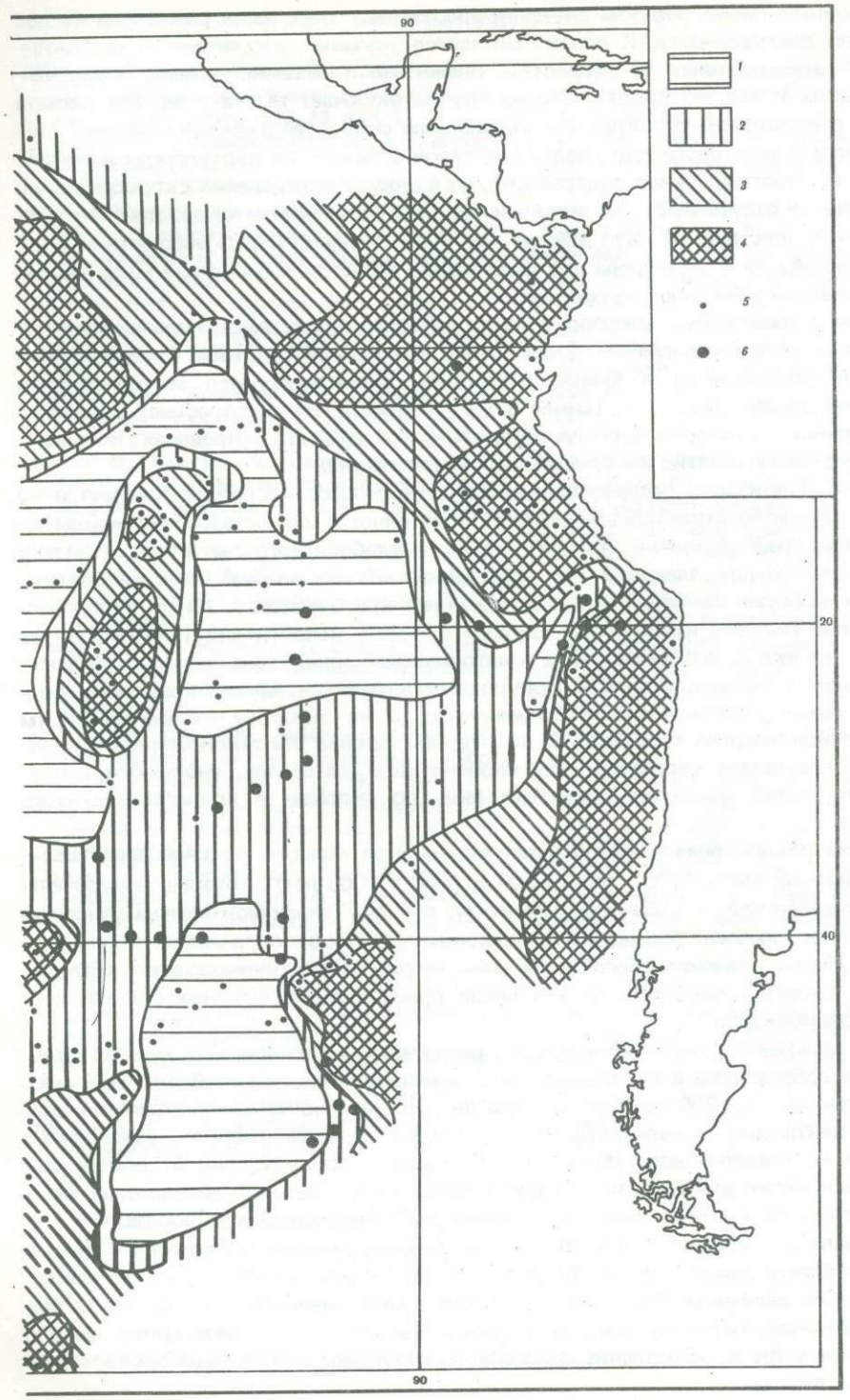


Рис. 4. Карта распределения абсолютных масс бескарбонатно-бескремнистого вещества в донных осадках

1–4 – абсолютные массы (в мг/см^2 в 1000 лет) : *1* – $<$ 50, *2* – 50–100, *3* – 100–150, *4* – $>$ 150; *5, 6* – значения рассчитанные: *5* – по материалам 14-го рейса судна "Дмитрий Менделеев", *6* – по опубликованным данным

Полученные таким образом значения абсолютных масс нами разделены на две группы по достоверности. К первой относятся значения, рассчитанные на основании конкретных данных по скоростям, влажности и объемному весу, определенных в одних и тех же пробах. Вторая группа включает те значения, для расчета которых использованы конкретные определения скоростей и средние значения объемного веса и влажности для различных типов осадков. На карту также нанесены значения абсолютных масс для станций, на которых определения скоростей осадконакопления отсутствуют, но их величины взяты из карты скоростей накопления осадков (см. рис. 1). Эти данные при сопоставлении карты абсолютных масс не учитывались, они приведены для дальнейших расчетов абсолютных масс отдельных химических компонентов осадков.

Величины абсолютных масс осадочного материала в исследованном районе колеблются от сотых и тысячных долей до первых единиц Страхова. Северная часть Восточной, Центральная и Южная котловины характеризуются минимальными значениями абсолютных масс (менее 0,1 С), которые резко возрастают в высокопродуктивных экваториальной и антарктической зонах, в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия и в прибрежных зонах океана.

На рис. 3 показано распределение абсолютных масс карбоната кальция и на рис. 4 — бескарбонатно-бескремнистого (абиогенного) вещества. Основной закономерностью распределения абсолютных масс карбонатного материала является зависимость его накопления от рельефа дна (глубины океана), ибо накопление в донных осадках контролируется положением критической глубины карбонатонакопления. Так как критическая глубина в океане непостоянна (она возрастает от 3500 м на юге до 5100—5200 м в экваториальной зоне), то в южной части высокие величины абсолютных масс приурочены к осевым зонам подводных поднятий, в частности Восточно-Тихоокеанского, а на экваторе — к прилегающим частям глубоководных котловин. В некоторых районах эта закономерность нарушается в результате переотложения карбонатного материала, сносимого с подводных поднятий донными течениями вниз по склонам в прилегающие части котловин.

На этом общем фоне распределения выделяются области максимальных величин абсолютных масс $CaCO_3$ (более 500 мг/см^2 в 1000 лет), которые приурочены к экваториальному и субантарктическому поясам, характеризуемым высокой продуктивностью планктонных карбонат-концентрирующих организмов.

Очень низкие значения абсолютных масс встречены в глубоководных котловинах, дно которых находится на глубинах, превышающих критическую глубину карбонатонакопления.

Очень сложная картина наблюдается в распределении абсолютных масс абиогенного (бескарбонатного и бескремнистого) материала. Величины абсолютных масс колеблются от 3 до 2000 мг/см^2 в 1000 лет. Достаточно четко проявляется циркумконтинентальная зональность, выражающаяся в закономерном уменьшении скоростей накопления масс абиогенного материала при удалении от побережий. Выделяются также две широтные области повышенных величин абсолютных масс. Первая приурочена к зоне пассатных течений, обусловливающих вынос терригенного материала в открытый океан от побережий Американского материка. В пределах этой области между 100 и 110° з.д., где она пересекает Восточно-Тихоокеанское поднятие, величины абсолютных масс несколько уменьшаются. Еще менее выдержан приантарктический пояс повышенных величин, что связывается нами с влиянием рельефа на накопление абиогенного материала и активным проявлением придонных течений.

В аридных зонах (особенно в южной) величины абсолютных масс абиогенного материала значительно уменьшаются. Однако и в этих зонах имеет место некоторое нарушение общей закономерности. В пределах осевой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия и особенно в северной его части, где широким распространением пользуются металлоносные осадки, абсолютные массы абиогенного материала значительно увеличиваются, по-видимому, за счет поставки эндогенного осадочного материала.

ЛИТЕРАТУРА

Жузе А.П., Мухина В.В. Зона *Mesocena elliptica* в плейстоценовых осадках Тихого океана. — Океанология, 1973, **13**, вып. 3.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974.

Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Мурдмаа И.О. и др. Металлоносные осадки и их генезис. — В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976.

Страхов Н.М. К познанию закономерностей и механизма морской седиментации. I. Черное море. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 3.

Страхов Н.М., Бродская Н.Г., Князева Л.М. Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954.

Bender M., Breecker W., Carnitz V. e.a. Geochemistry of three cores from the East Pacific Rise. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, **12**, N 4.

Ericson D.B., Wollin G. Pleistocene climates in the Atlantic and Pacific oceans: A comparison based on deep-sea sediments. — Science, 1970, **167**, N 3924.

Ewing T., Ewing M., Aitken T., Ludwig W. North Pacific sediment layer measured by seismic profiling. — Amer. Gephys. Union, Monogr. 1967, **12**.

Geitzenauer K.R. The Pleistocene caleareous nannoplanctin of the subantarctic Pacific Ocean. — Deep-Sea Res., 1972, **19**.

Glass B., Ericson D.B., Heezen B.C. e.a. Geomagnetic reversals on Pleistocene chronology. — Nature, 1967, **216**, N 5114.

Goodell H.G., Watkins N.D. The paleomagnetic stratigraphy of the Southern Ocean: 20° West to 160° East Longitude. — Deep-Sea Res., 1968, **15**.

Hays T.D. Radiolaria and Late Tertiary and Quaternary history of Antarctic Seas. — In: Biology of the Antarctic Seas, II. Antarct. Res. Ser. 5, Amer. Geophys. Union, 1965.

Hays T.D., Opdyke N.P. Antarctic Radiolaria, magnetic reversals, on climatic change. — Science, 1967, **158**, N 3804.

Hays T.D., Saito T., Opdyke N.D., Burckle L.H. Pliocene-Pleistocene sediments of the Equatorial Pacific: their paleomagnetic, biostratigraphic, and climatic Record. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, **80**, N 8.

Heezen B.C., Hollister Ch. Deep-Sea current evidence from abyssal sediments. — Mar. Geol., 1964, **1**.

Heezen B.C., Holloster Ch. The face of the Deep-Sea. N.Y.: Pergamon Press, 1971.

Jacobs M.B., Hays T.D. Paleo-climatic events indicater by mineralogical changes in deep-sea sediments. — J. Sediment. Petrol., 1972, **42**, N 4.

Ku T., Broecker W., Opdyke N. Comparison of sedimentation rates measured by paleomagnetic and the ionium metods of age determination. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1968, **4**, N 1.

Ninkovich D. Pleistocene volcanic eruptions in New Zealand recorded in deep-sea sediments. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1968, **4**, N 2.

Ninkovich D., Shackelton N.T. Distribution, stratigraphic position and age of ash Layer "L" in the Panama Basin region. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, **27**, N 1.

Parker F.L. Late Tertiary biostratigraphy of tropical Indo-Pacific deep-sea cores. — Amer. Paleontol. Bull., 1967, **52**.

Reid T., Stommel H., Stroup E.D., Warren B.A. Detection of a deep boundary current in the western South Pacific. — Nature, 1968, **217**, N 5132.

Riedel W.K. Occurrence of Pre-Quaternary radiolaria in deep-sea sediments. — In: Micropaleontology of oceans. Cambridge, 1971.

Riedel W.K., Funnell B.M. Tertiary sediment cores and microfossila from the Pacific ocean floar. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1964, **15**, N 120.

Stommel H. The abyssal circulation. — Deep-Sea Res., 1958, **5**.

Stommel H., Arons A.B. On the abyssal circulation of the World Ocean. — Deep-Sea Res., 1960, **6**.

Stommel H., Stroup E.D., Reid I.L., Warren B.A. Transpasific hydrographic sections at lats 43°S and 28°S. — Deep-Sea Res., 1973, **20**.

Theyer F., Hammond S.R. Paleomagnetic polarity sequence and radiolarion zones, brunhes to polarity epooh 20. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, **22**, N 4.

А.А. МИГДИСОВ, Ю.А. БОГДАНОВ, А.П. ЛИСИЦЫН, Е.Г. ГУРВИЧ, А.И. ЛЕБЕДЕВ, В.Н. ЛУКАШИН, В.В. ГОРДЕЕВ, Ю.П. ГИРИН, Е.Г. СОКОЛОВА

ГЕОХИМИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ

Хотя история изучения металлоносных осадков насчитывает немногим более десяти лет, проблема эта имеет достаточно солидную библиографию. С тех пор, как было обращено внимание на эти уникальные по своему химическому составу образования [Скорнякова, 1964], началось все более интенсивное их изучение. Так, большая серия исследований была проведена К. Бострёмом с соавторами [Boström, Peterson, 1966, 1969; Boström, Valdes, 1969; Boström, 1970, 1973; Boström, Fisher, 1971; Bostöm e.a., 1972a, b, 1973a, b, 1974] и А. Горовицем [Horowitz, 1970], которыми был получен богатейший материал по геохимии этого типа осадков. Важные геохимические исследования в этом плане выполнены Д. Пайпером [Piper, 1973], И. Бендером с соавторами [Bender e.a., 1971] и др. Широкие геохимические исследования были поставлены Д. Бишоффом с сотрудниками [Bischoff, Sayles, 1972; Sayles, Bischoff, 1973; Bischoff, Dicson, 1975], включившим в сферу своих работ изучение геохимии ряда элементов в иловых водах, а также эксперименты по высокотемпературному взаимодействию базальтов с морской водой, ставившие целью проверку гипотезы Корлисса [Corliss, 1971, 1973–1974] о происхождении металлоносных осадков путем высокотемпературного выщелачивания базальтов циркулирующей в них океанической водой. Аналогичные работы были поставлены и рядом других авторов [Hayesh, 1975]. Важным этапом в изучении этих образований за рубежом стало исследование металлоносных осадков в кернах океанского бурения [Initial Reports... 1970–1972], а также обобщающие работы Д. Даймонда с коллективом соавторов [Dymond e.a., 1973] и Д. Кронена [Cronan, 1976]. Серия обобщающих статей, посвященных рассматриваемой проблеме, была опубликована академиком Н.М. Страховым [1974а, б, в]. В самое последнее время, когда наша статья была уже подготовлена, появилась его монография по геохимии океанического литогенеза [Страхов, 1976], в которой уделено большое внимание анализу проблемы генезиса металлоносных осадков. Чрезвычайно интересную информацию представили опубликованные в последние два года работы советских ученых [Багин и др., 1975; Бутузова и др., 1975; Емельянов, 1975; Розанова, 1976]. Важное обобщение в области геохимии и литологии металлоносных осадков на новом материале, накопленном в результате 8-го рейса научно-исследовательского судна "Дмитрий Менделеев", было выполнено А.П. Лисицыным с соавторами [1976].

Тем не менее интерес исследователей к проблеме металлоносных осадков не уменьшается. Вновь полученные данные требуют дополнительных исследований, выявляя новые аспекты проблемы. Богатая же информация оказывается все еще недостаточной для разрешения многочисленных вопросов, касающихся генезиса этой интереснейшей формации.

Основной вопрос, который остается открытым – относительная роль источников элементов, обогащающих металлоносные осадки. Альтернативно рассматриваются два источника: эндогенный – поступление элементов в результате эксгаляций в зоне активных хребтов и экзогенный – привнос в результате глубокого развития процесов, связанных с пелагической седиментацией. При решении этого вопроса возникает целый ряд других, не менее важных. Так, например, является ли эндогенный источник собственно эндогенным ("ювенильным"), либо он представляет собой результат взаимодействия нагретой базальтовой породы с морской водой, как это полагают многие американские исследователи [Corliss, 1971; Dymond e.a., 1973; Piper, 1973; и др.].

Недостаточно выяснена роль скорости седиментации в образовании металлоносной формации: может ли этот тип осадков формироваться в условиях повышенных или высоких скоростей осадконакопления. В общей форме этот вопрос поднимался К. Бострёмом и Н.М. Страховым [Boström, 1973; Страхов, 1971б], но вряд ли все его аспекты можно считать решенными. В определенной связи с этой пробле-

мой стоит и другая: какой тип отложений можно ожидать при наличии процессов, сходных с образованием металлоносных осадков, но протекающих в иных тектонических и физико-географических условиях. Если в этих случаях возможно образование формаций, сходных с металлоносными, то какова должна быть их геохимическая характеристика: будут ли они характеризоваться тем же набором и соотношением элементов?

Не вполне ясен вопрос, насколько строгой является приуроченность металлоносных осадков и обогащающих их элементов к зоне активных хребтов, в частности к осевой их зоне, какова роль таких тектонических элементов, как трансформные разломы.

Наконец, существуют различные исследования по поводу не только источника, но и механизма поступления элементов в металлоносные осадки [Boström, Peterson, 1969; Bonatti e.a., 1976; Страхов, 1976]. Вряд ли все эти вопросы можно разрешить даже на базе нового материала, накопившегося к сегодняшнему дню. Однако некоторые из них могут быть в первом приближении выяснены.

Результаты уже проведенных исследований говорят о достаточно сложном, полигенном, характере рассматриваемых образований. Поэтому для более достоверной расшифровки происхождения металлоносных осадков необходимо изучение возможно более широкого спектра различных по своим свойствам химических элементов, выяснение форм их нахождения в осадках, содержаний и форм их нахождения в наддонных и иловых водах, во взвешенном материале, изучение процессов изменения магматогенных пород, проявлений гидротермальной активности и т.д. К сожалению, подобного рода многосторонние исследования остаются большой редкостью при изучении металлоносных осадков. Достаточно полным набором работ, проведенных во время одного рейса, может характеризоваться 8-й рейс нис "Дмитрий Менделеев" [Лисицын и др., 1976].

Исследования, выполненные весной 1975 г. во время 14-го рейса судна "Дмитрий Менделеев", являются примером такого комплексного изучения южной части Тихого океана. На основании результатов этих работ мы получили возможность обсудить в настоящей статье не только новый и достаточно представительный аналитический материал по широкому набору подообразующих и редких элементов в осадках, поднятых во время этого рейса, но и использовать для интерпретации этих данных совершенно конкретные, полученные на том же материале сведения о скоростях накопления осадков, их литологии и минералогии и т.д., специально рассмотренные в других статьях настоящего сборника. Богатый аналитический материал, полученный при изучении образцов, добытых в этом рейсе, позволяет нам вновь обратиться к уже опубликованным в литературе результатам химических анализов металлоносных осадков и предпринять попытку их обобщения в единой системе с нашими материалами.

МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Определение большей части породообразующих и редких элементов, выполненное химическим методом (Fe, Ti, Mn, CO_2 — аналитики Е.Г. Соколова, Н.В. Осадчая), атомно-абсорбционным методом (Al, Fe, Cu, Zn, Ni, Co, Cr, Pb, K, Na, Li, Rb, а в отдельных образцах и Si, Ca, Mg — аналитики В.В. Гордеев, А.В. Козьяков, А.И. Лебедев) и эмиссионным спектральным методом (V, Zr, Ga — аналитики В.Н. Лукашин, Й.В. Ширей), проводилось непосредственно на корабле. Детальное обсуждение использованных методов приводится в других работах [Гордеев, 1974; Лукашин, 1974], поэтому здесь остановимся лишь на характеристике точности и правильности выполненных анализов.

Воспроизводимость химического анализа составила 0,5—2,5% относительных (число параллельных определений $n = 16$). Атомно-абсорбционный анализ на породообразующие компоненты и марганец проводился в двух вариантах: 1) кислотным разложением в платиновых чашках с определением по стандартам ИО АН СССР и 2) кислотным разложением в стальных автоклавах с тефлоновыми вкладышами

Таблица 1

Результаты анализа стандартных пород атомно-абсорбционным методом, г/т

Стандарт	Cu		Zn		Ni	
	I	II	I	II	I	II
GSP-1	34 (4) / 33–35	33,3	100 (4) / 95–103	98	14 (2) / 12–15	12,5
W-1	105 (10) / 100–100	110	78 (10) / 75–81	86	73 (10) / 66–80	76
BM	39 (6) / 38–41	45	110 (6) / 104–124	107	59 (4) / 55–62	57
GM	11 (6) / 10–12	13	34 (6) / 30–38	40	10 (4) / 10–10	7,5
TB	46 (6) / 44–48	50	95 (6) / 90–100	95	38 (4) / 30–45	40
СТ-1А	210 (10) / 205–215	220±20	130 (10) / 125–185	150±10	100 (10) / 90–110	90±6
СГД-1А	70 (10) / 63–77	68±7	130 (10) / 125–180	120±10	63 (10) / 55–71	50±5
СГ-1А	36 (10) / 32–40	31±4	253 (10) / 248–258	270±30	20 (4) / 20	11±3

Примечание. В табл. 1–3: 1 — наши данные: в числителе — среднее значение; в знаменателе — разброс полученных цифр; в скобках — число определений; II — для стандартов СТ-1А, СГД-1А, СГ-1Д — паспортные данные, для международных стандартов — данные по

	Co		Cr		Pb	
	I	II	I	II	I	II
	10 (3) / 10–10	6,4	6,8 (1) / 6,8	12,5	–	–
	46 (10) / 41–51	47	116 (10) / 106–126	111	< 30 (10) / < 30	7,8
	40 (5) / 32–48	34	111 (2) / 108–114	123	–	–
	6 (4) / 5–10	3,5	5,5 (1) / 5,5	10	–	–
	16 (4) / 14–18	13	71 (2) / 70–72	80	–	–
	50 (10) / 45–55	46±5	160 (10) / 150–170	140±10	–	–
	43 (10) / 37–49	40±5	65 (10) / 60–70	52±6	< 30 (10) / < 30	18±3
	< 10 (4) / < 10	1,4±0,3	13 (10) / 10–16	12±3	250 (10) / 230–270	230±20

Ф. Фланагану [Flanagan, 1973]: подчеркнутое (табл. 3) одной чертой — средние значения, двумя — рекомендуемые значения, не подчеркнутое — приблизительные значения.

Таблица 2

Результаты анализа стандартных пород эмиссионным спектральным методом, г/т

Стандарт	Ga		Zr		Y	
	I	II	I	II	I	II
G-1	–	–	172 (4) / 150–195	210	–	–
G-2	27 (8) / 20–31	22,5	200 (8) / 180–250	300	10 (8) / 9–14	12
GSP-1	25 (8) / 15–31	22	330 (8) / 300–480	500	31 (8) / 27–33	30,4
AGV-1	24,8 / 18–33	20,5	140 (8) / 130–170	225	19 (8) / 15–24	23
BCR-1	24 (8) / 17–28	20	105 (8) / 90–160	190	33 (8) / 26–38	37,1
GM	27 (1) / 27	15	130 (1) / 133	145	42 (1) / 42	26
KH	4 (1) / 4	3	38 (1) / 38	30	26 (1) / 26	–

	Cr		V		Ni		Co	
	I	II	I	II	I	II	I	II
	25 (4) / 19–27	20	22 (4) / 16–25	17	–	–	–	–
	< 40 (8) / < 40	7	34 (8) / 30–37	35,4	4 (8) / 3–6	5,1	5 (2) / 4–7	5,5
	< 40 (8) / < 40	12,5	42 (8) / 39–48	52,9	10 (8) / 6–13	12,5	6 (8) / 5–7	6,4
	< 40 (8) / < 40	12,2	80 (8) / 70–120	125	14 (8) / 11–19	18,5	15 (8) / 13–16	14,1
	< 40 (8) / < 40	17,6	310 (8) / 270–356	399	14 (8) / 10–17	15,8	39 (8) / 33–42	38
	< 40 (1) / < 40	10	> 40 (1) / > 40	11	10 (1) / 10	7,5	4 (1) / 4	8,5
	25 (1) / 25	19	28 (1) / 28	25	12 (1) / 12	20	5 (1) / 5,0	4

Таблица 3. Результаты анализа стандартных пород методом инструментального нейтронно-

Стандарт	Fe		Sc		Sb		Co	
	I	II	I	II	I	II	I	II
PCC-1	5,9 (6) 5,6–6,2	5,85	9,9 (6) 9,0–10,3	6,9	1,5 (2) 1,3–1,7	1,4		
AGV-1	5,0 (7) 4,6–5,2	4,73	14,3 (7) 13,6–15,0	13,4	4,6 (7) 4,4–4,8	4,5	13,9 (7) 12,6–15,7	14,1
BCR-1	9,5 (4) 9,2–9,8	9,4	38 (4) 37–39	33	0,68 (4) 0,60–0,79	0,69	37 (4) 36–38	38
KH	0,62 (1) 0,62	0,65	3,5 (1) 3,5	2,3	0,15 (1) 0,15	–	3,8 (1) 3,8	4
TB	4,87 (3) 4,8–4,9	4,84	18,3 (3) 18–19	13,4	3,3 (3) 2,8–3,7	3,3	13,3 (3) 13,1–13,4	13
BM	6,8 (3) 6,6–6,9	6,77	35, (3) 32–38	34	1,8 (3) 1,6–2,2	2	35,3 (3) 33–37	34
GM	1,5 (1) 1,5	1,41	4,9 (1) 4,9	5,1	0,50 (1) 0,50	0,50	3,1 (1) 3,1	3,5
G-1	1,35 (1) 1,35	1,36	3,2 (1) 3,2	2,9	0,25 (1) 0,25	0,31	2,0 (1) 2,0	2,4
СГД-1А	8,0 (3) 7,8–8,2	8,03±0,16	29 (3) 26–32	27±3	Н.о.	1+0,7	33 (2) 31–35	40+5

Таблица 3 (окончание)

Стандарт	Hf		Ta		Ba	
	I	II	I	II	I	II
PCC-1	5,6 (7) 5,1–6,0	5,2	0,9 (3) 0,8–1,0	0,9	1140 (7) 1010–1300	1208
AGV-1	4,9 (6) 4,6–5,1	4,7	0,97 (3) 0,9–1,0	0,91	670 (3) 670–730	675
BCR-1	0,7 (1) 0,7	0,8	0,18 (2) 0,16–0,2	–	60 (1) 60	49
KH	4,5 (3) 4,3–4,6	4,8	1,4 (2) 1,3–1,5	1,4	730 (3) 700–750	725
TB	2,95 (2) 2,9–3,0	3,1	0,58 (1) 0,58	0,4	300 (2) 275–320	263
BM	4,8 (1) 4,8	4,7	1,65 (2) 1,6–1,7	2,1	380 (1) 380	328
GM	6,0 (1) 6,0	5,2	1,6 (1) 1,6	1,5	990 (1) 990	1200
G-1	6,5 (2) 6,3–6,7	–	–	–	1165 (2) 1130–1200	1300±200
СГД-1А	–	–	–	–	–	–

активационного анализа, г/т

Eu		La		Ce		Th	
I	II	I	II	I	II	I	II
						6,4 (7) 5,9–6,9	6,41
1,75 (7) 1,7–1,9	1,7	39,5 (7) 36–43	35	62 (7) 57–65	63	5,85 (4) 5,4–6,2	6,0
1,9 (4) 1,7–2,2	1,94	25,4 (5) 23–28	26	56 (4) 50–60	53,9	1,6 (1) 1,6	3
0,45 (1) 0,45	0,4	14,6 (1) 14,6	15	16 (1) 16	19	18 (3) 16–20	19
1,7 (3) 1,6–1,8	1,6	57 (3) 53–60	56	111 (3) 103–120	113	3,15 (2) 2,9–3,4	3
1,1 (3) 1,0–1,2	1,1	8,5 (3) 7,8–9,5	8,6	24 (1) 24	23	34 (1) 34	35
0,6 (1) 0,6	0,6	38,5 (1) 38,5	35	56 (1) 56	60	47 (1) 47	50
1,2 (1) 1,2	1,3	97 (1) 97	101	150 (1) 150	170	9,0 (2) 8,7–9,3	9,1
4,8 (2) 4,7–4,9	6±1	74,5 (2) 71–78	78±18	152,5 (2) 151–154	150±10	–	–

по методике и стандартам Орегонского университета США. В обоих случаях окончание анализа осуществлялось на атомно-абсорбционном спектрофотометре "Сатурн". Воспроизводимость химического и атомно-абсорбционного анализов на Fe и Mn оказалась достаточно высокой и составила 3–4% относительных при n = = 52. Сопоставимость двух вариантов атомно-абсорбционного анализа также представляется хорошей – относительная ошибка составляет (в %): Fe = 3,9, Al = 11, Mn = 7,1, Cu = 14, Ni = 15, Zn = 7,7. Указанные цифры получены при неодинаковом числе анализов n для: Fe, Mn 50, Al 26, Cu, Zn, Ni 30. Правильность анализа контролировалась международными стандартами W-1; PCC-1; G-1; G-2; GM; GSP-1; KH; TB; BM и др., а также стандартами внутрисоюзными: СТ-1А; СГД-1А; СГ-1А. Результаты анализов этих стандартов приведены в табл. 1–3.

Нейтронно-активационный анализ Sc, Sb, Co, Eu, La, Ce, Th, Ba (аналитик Е.Г. Гурвич) – единственный вид анализа, проводившийся в стационарных условиях. Его результаты постоянно контролировались стандартными образцами, данные о которых также приведены в табл. 3.

В отдельных случаях в работе использованы также методы фазового химического анализа (аналитик А.И. Лебедев). Применялась последовательная обработка осадков 25-процентной уксусной кислотой в смеси с 1-н солянокислым гидроксиламином и 2-н хлорированным этиловым спиртом [Бутузова и др., 1967; Chester, Huges, 1967; Багин и др., 1975; Лисицын и др., 1976]. Данный анализ частично проводился на борту судна, частично – в стационарных условиях. В обоих случаях он давал достаточную воспроизводимость. Сравнение с аналогичными анализами, произведенными на сходном материале и по той же методике в других лабораториях [Sayles e.a., 1975; и др.], будет приведено ниже. Полученные фазовым анализом данные сопоставлены также с расчетным определением форм накопления элементов [Boström, 1973; Страхов, 1974а], а также с независимо полученными данными методами магнитной минералогии [Багин и др., 1975].

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ

Формация современных металлоносных осадков южной части Тихого океана приурочена к зоне активных хребтов и, в частности, к Восточно-Тихоокеанскому поднятию. Она занимает осевую часть поднятия, его склоны и приуроченные к ним отдельные впадины [Boström, Peterson, 1966; 1969; Piper, 1973; Страхов, 1974а, 1976; Лисицын и др., 1976; и др.], т.е. по своей локализации четко приурочена к определенной геоморфологической и тектонической зоне океана. В связи с этим бо́льшая часть этих отложений залегает на глубинах выше критической для карбонатонакопления и является в основе своей формацией карбонатной, хотя в нижних частях склона и во впадинах отмечаются бескарбонатные разности. Содержание карбоната кальция в металлоносных отложениях местами превышает 90%. По внешнему облику, по минеральному и химическому составам эти образования резко отличаются от осадков других карбонатных формаций, развитых в разных тектонических зонах континентов и океана (табл. 4–6). Аномальность химического состава этой формации выражается прежде всего в резком увеличении в металлоносных образованиях содержаний Fe и Mn и существенном дефиците в них алюминия. Характерной чертой осадков этой формации одновременно с накоплением Fe и Mn является и необычно высокое накопление ряда редких элементов — Cu, Ni, Co, Zn, Pb, V, Th, U, Zr, Tl и др. Именно этот факт и обусловил название данного типа осадков как бедные глиноземом металлоносные отложения [Boström, Peterson, 1969; Dymond e.a., 1973]. Из табл. 6 следует, что средние химические составы обычных карбонатных пород континентов и океана различаются лишь незначительно. Единственным заметным отличием является

Таблица 4

Концентрация элементов в металлоносных осадках (данные анализов по длине колонок)

Элемент	$<10\%\ CaCO_3$	$10–50\%\ CaCO_3$		$>50\%\ CaCO_3$		Средневзвешенное значение	
		Порода					
		натуральная	бескарбонатная	натуральная	бескарбонатная	натуральная	бескарбонатная
Al	5,63 (23)	1,39 (11)	2,28	0,65 (83)	3,20	1,70 (117)	4,35
Fe	14,68 (24)	14,24 (11)	23,40	4,07 (87)	20,10	7,08 (122)	18,10
Mn	3,93 (124)	3,89 (11)	6,38	1,21 (86)	5,96	1,99 (121)	5,09
Ti	0,35 (23)	0,17 (11)	0,28	0,06 (87)	0,30	0,13 (121)	0,32
Cu	1004 (24)	763 (11)	1252	209 (83)	1030	422 (118)	841
Zn	359 (24)	277 (11)	455	94 (83)	463	165 (118)	422
Ni	809 (24)	593 (11)	975	155 (83)	763	329 (118)	841
Co	225 (15)	212 (11)	348	76 (84)	374	109 (110)	279
Pb	102 (9)	79 (11)	130	67* (30)	214	76** (150)	152
Ga	10 (23)	4 (9)	7	—	—	8*** (32)	9
V	314 (23)	340 (11)	560	108 (75)	532	175 (109)	448
Zr	368 (24)	283 (11)	465	138 (76)	680	200 (110)	510
Li	20 (13)	15 (11)	25	10 (72)	49	12 (95)	31
Rb	39 (14)	20 (11)	33	10 (82)	49	15 (107)	38
$CaCO_3$	—	39 (11)	—	79,7 (89)	—	60,9 (124)	—

* Содержание $CaCO_3$ в образце — 68,6%.
** То же — 49,9%.
*** То же — 14,2%.

Примечание. Содержание Al, Fe, Mn, Ti — в %; Cq, Zn, Ni, Co, Pb, Ga, V, Zr, Li, Rb — в $n \cdot 10^{-4}$%; в скобках — число проанализированных проб.

некоторое увеличение в пелагических карбонатных океанских осадках по сравнению с карбонатами континентального блока Cu, Ni, TR и ряда других элементов, характеризующих металлоносные осадки.

Было показано, что для карбонатов, отложенных в пределах континентального блока, изменение концентрации ряда элементов — Al, Ti, Fe, Mn, P, V, Cr и др. — связано с колебаниями в содержании нерастворимого остатка карбонатов, что указывает на нахождение этих элементов не в карбонатной части, а в терригенной примеси [Виноградов и др., 1952; Ронов, Ермишкина, 1959; Мигдисов, 1960; Ронов, Мигдисов, 1965]. Очевидно, что карбонатное вещество (равно как и $SiO_{2\ аморфн}$) является для этих элементов по существу инертным разбавителем. Подобным же образом рассматривается в качестве "разбавителя" и биогенный карбонат (раковин) современных фораминиферовых и кокколитовых илов океана. Так же подходят к изучению и металлоносных осадков активных хребтов [Boström, Peterson, 1969; Dymond e.a., 1973; Piper, 1973; и др.].

Если исходить из этого положения, правомерно сравнить рассмотренные выше средние составы карбонатных формаций разных тектонических зон континентов и океанов, пересчитанные на бескарбонатность, т.е. средние составы их нерастворимых остатков. В этом случае установленные выше различия оказываются еще более отчетливыми. Бросается в глаза удивительное постоянство средних содержаний алюминия в бескарбонатном веществе карбонатов всех рассматриваемых тектонических зон, за исключением отложений активных хребтов. При этом отчетливо вырисовывается резкое, часто превышающее целый порядок, увеличение относительных концентраций (эл./Al) многих элементов в металлоносных илах по сравнению с обычными карбонатами, что и составляет специфику химического состава этих образований [Piper, 1973]. Однако (даже без учета элементов, формирующих карбонатный скелет организмов и входящих в них в качестве изоформной примеси) нормирование элементов, обогащающих металлоносные осадки, равно как и пересчет их концентрации на бескарбонатную часть отложений, предполагает отсутствие их привноса с биогенной частью осадка. Это не является очевидным для элементов, участвующих в биогенном цикле и концентрирующихся биогенной (в данном случае карбонатной) частью осадка, принимаемой нами за "разбавитель".

Для того чтобы установить, насколько элементы, обогащающие металлоносные осадки, могут иметь биогенный источник, в табл. 7 рассмотрены данные по концентрациям элементов в кокколитовых и фораминиферовых карбонатных скелетах, приведенные в работе К. Бострёма с соавторами [Boström, Kraemer, Garner, 1973] по данным Д. Кринсли, Г. Томпсона, В. Боуэна и др. Мы привели эти данные к виду, удобному для сравнения с содержанием тех же элементов в бескарбонатной части материковых и океанических карбонатов, пересчитав их на близкое к последним содержание Ti. При этом концентрация Al в нерастворимом остатке карбонатных скелетов оказалась достаточно близкой к его концентрации в бескарбонатной части обычных карбонатных осадков. Накопление марганца практически незначимо, а железо оказывается даже в дефиците, равно как и Zn. В то же время наблюдаются случаи некоторого обогащения Cu, иногда Ni и Co.

Не исключено, что какая-то часть этих элементов, накапливаемых в металлоносной формации, может быть обязана и биогенному источнику, однако, судя по данным табл. 7, они в основном заключены не в раковинном веществе, а связаны с самим органическим веществом и продуктами метаболизма организмов. История поступления элементов из этого источника в осадок гораздо сложнее, чем простое захоронение. Она связана с процессами растворения вещества в водной толще, частичного выпадения в виде коллоидов, с сорбцией и другими процессами с участием морской воды.

Содержание большей части элементов, их соотношение между собой и отношения к Al сходны для бескарбонатной части пелагических известковых илов океанов и карбонатов геосинклиналей и платформ материков. Лишь содержания Cu и Ni, а также Mn (и его отношение к Fe), редкоземельных элементов и Y (а в их ряду соотношение Ce/La и Ce/Y) характеризуются отчетливыми трендами в этой группе

Таблица 5

Концентрация элементов в металлоносных осадках (данные анализов поверхностного слоя), $n \cdot 10^{-4}$ %

Элемент	<10% $CaCO_3$	10–50% $CaCO_3$		>50% $CaCO_3$		Средневзвешенное значение		
	Порода							
	натуральная	натуральная	бескарбонатная	натуральная	бескарбонатная	натуральная	бескарбонатная	среднее вычисленное содержание в бескарбонатном веществе
La	145,9 (6)	173,5 (2)	218,4	38,4 (12)	213,3	84,0 (20)	174,4	193,6
Ce	198,6 (6)	197,9 (2)	250,5	16,1 (12)	99,4	89,0 (20)	184,7	138,3
Eu	9,9 (6)	11,8 (2)	15,0	1,96 (12)	10,9	5,3 (20)	11,0	11,0
Sc	36,6 (6)	34,2 (2)	43,8	7,7 (12)	42,7	19,0 (20)	39,5	40,9
Th	11,8 (6)	9,8 (2)	12,4	1,48 (12)	8,2	5,4 (20)	11,2	9,7
Sb	8,6 (6)	6,8 (2)	8,6	3,0 (12)	16,8	5,06 (20)	10,5	13,5
Ba	4470 (6)	6520 (2)	8258	1904 (12)	10 580	3135 (20)	6504	8514
Hf	7,9 (6)	7,0 (2)	8,9	1,98 (12)	11,0	4,25 (20)	8,8	9,9
Fe	12,39 (6)	8,4 (2)	10,6	3,83 (12)	21,3	6,85 (20)	14,21	17,56
Zr	367 (6)	200 (1)	256	11,3 (12)	627	198 (19)	411	517
$CaCO_3$	1,5 (6)	21,0 (2)	–	82,0 (12)	–	58,1 (20)	–	–

Примечание. В скобках — число проанализированных проб.

Таблица 6

Сопоставление химического состава карбонатных металлоносных осадков юго-восточной части Тихого океана и карбонатных отложений платформ, геосинклиналей материков и пелагиали океанов

Элемент	Карбонаты платформ		Карбонаты геосинклиналей		Глубоководные осадки океанов		Карбонатные металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана	
	Порода							
	натуральная	бескарбонатная	натуральная	бескарбонатная	сухой осадок	бескарбонатный	сухой осадок	бескарбонатный
Si	4,48	22,4	6,62	30,2	–	–	–	–
Ti	0,11	0,55	0,08	0,36	0,08	0,26	0,06	0,30
Al	1,3	6,5	1,4	6,40	1,99	6,6	0,65	3,20
Fe	1,00	5,03	1,02	4,65	0,90	3,00	4,07	20,10
Mn	0,05	0,25	0,07	0,32	0,10	0,33	1,21	5,96
Cu	14	70	–	–	30	100	209	1030
Zn	26	130	–	–	35	117	94	463
Pb	8	40	–	–	9	30	67	214
Ni	12	60	–	–	30	100	155	763
Co	4	21	–	–	7	22	76	374
V	15	75	–	–	20	66	108	532
Cr	13	65	–	–	11	37	–	–
Zr	17	85	–	–	20	66	138	680
Hf	0,3	1,5			0,4	1,2	1,98	11,0
Ce	6,5	32,5	10	45,7	11	36,6	38,4	213,3
La	4,1	20,5	6,3	28,8	10	33,3	16,1	99,4
Mn/Fe	0,05	–	0,07	–	0,11	–	0,30	–
Ce/La	1,59	–	1,57	–	1,10	–	0,42	–
Zr/Hf	57	–	–	–	49	–	70	–
$CaCO_3$	80	–	78	–	67	–	80	–

Примечание. Данные А.Б. Ронова, А.А. Ярошевского [1967], А.П. Виноградова [1967], К. Турекьяна, К. Ведеполя [Turekian, Wedepohl, 1961], А.Б. Ронова и др. [1972], данные авторов Содержание Si—Mn в вес. %; Cu—La — в $n \cdot 10^{-4}$%.

Таблица 7

Содержание химических элементов в бескарбонатном веществе раковин океанических организмов и в планктоне

Элемент	Бескарбонатное вещество раковин		Планктон					
	Фораминиферы*	Кокколитофориды*	Сухой материал	Пересчет*	Сухой материал	Пересчет*	Сухой материал	Пересчет*
Si	–	–	2,57	16,7	–	–	–	–
Ti	0,26	0,26	0,04	0,26	0,0027	0,26	0,0047	0,26
Al	4,8	–	0,14	0,91	0,012	1,16	0,023	1,27
Fe	2,0	–	0,20	1,30	0,23	2,21	0,140	7,74
Mn	0,42	0,64	0,012	0,078	0,0008	0,082	0,0013	0,072
Cu	166	305	340	2210	7,1	681	60	3320
Zn	33	–	3700	24000	38	3660	850	46800
Pb	–	–	160	1040	7,2	690	–	–
Ni	438	95	83	539	3,2	308	18	995
Co	–	95	–	–	–	–	2	110
V	–	–	4,2	27	–	–	5,9	326
Cr	–	–	5,4	350	3,9	375	16	884
Zr	–	–	5,8	38	–	–	7,8	431
Hf	–	–	–	–	–	–	0,17	9,4
La	–	–	–	–	–	–	0,55	30,4
Ce	–	–	–	–	–	–	1	55
Mn/Fe	0,21	–	0,06	–	0,03	–	0,01	–
Ce/La	–	–	–	–	–	–	1,82	–
Zr/Hf	–	–	–	–	–	–	46	–
Литературный источник	Boström, Kraemer, Garner, 1973		Boström, Kraemer, Garner, 1974		Martin, Knauer, 1973		Данные авторов	

* Данные приведены в пересчитанном виде: содержание Ti приравнено к его концентрации в бескарбонатном веществе пелагических карбонатов океана; содержания остальных элементов пересчитаны пропорционально Ti.

Примечание. Содержание Si—Mn — в вес. %; Cu—Ce — в $n \cdot 10^{-4}$%.

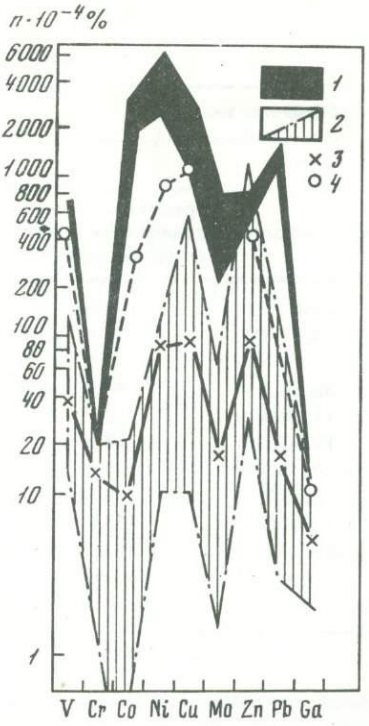


Рис. 1. Сопоставление средних содержаний микроэлементов в металлоносных осадках с их распространенностью в океанических железомарганцевых конкрециях и вулканогенно-осадочных марганцевых рудах

1, 2 — поля содержаний элементов, по Н.М. Страхову и др. [1968]: *1* — в океанических конкрециях, *2* — в вулканогенно-осадочных рудах; *3, 4* — среднее содержание элементов (данные авторов): *3* — в вулканогенно-осадочных рудах, *4* — в металлоносных осадках юго-восточной части Тихого океана

пород и достигают своего крайнего выражения в составе бескарбонатной части металлоносных осадков. Поэтому не исключено, что высокие накопления этих элементов в металлоносных осадках могут, по крайней мере частично, быть результатом резко выраженного осадочного (пелагического) их накопления в океане.

Правомерным является и сопоставление бескарбонатной части илов металлоносной формации с глинистыми породами и осадками. Особенно обоснованным является их сравнение с пелагическими красными глинами океана, в значительной степени являющимися остатком после растворения карбоната на поверхности дна, ниже критической глубины карбонатонакопления. В табл. 8 наряду с платформенными и геосинклинальными глинами и металлоносными осадками представлен также состав вулканогенно-терригенных осадков северо-западной части Тихого океана [Страхов и др., 1973; Волков и др., 1974], по существу являющихся аналогом геосинклинальных толщ. Чрезвычайно низкая глиноземность и резкая обогащенность металлоносных осадков (относительно глин, отложенных как на континенте, так и в океане) Fe, Mn и целым комплексом редких элементов (Cu, Ni, Co, Pb и т.д.) независимо от того, представлены эти осадки карбонатной фацией активных хребтов или бескарбонатной фацией их склонов, ярко проявляется и в этом ряду, подчеркивая аномальный характер химического состава рассматриваемой формации. В то же время в ряду от внутриконтинентальных глинистых образований к вулкано-терригенным осадкам океана, пелагическим глинам и, наконец, к металлоносным осадкам закономерно увеличивается концентрация Fe, Mn, Cu, Zn, Ni, Co и других элементов. Это еще раз убеждает в необходимости рассмотреть возможность поступления этих элементов в металлоносные осадки за счет глубоко проявленного пелагического осадочного процесса в ходе осадочной дифференциации.

Бескарбонатное вещество карбонатных металлоносных осадков, так же как и бескарбонатная их фация, по сравнению с нерастворимыми остатками других карбонатов, а также с глинистыми породами континентов и пелагическими красными глинами океана отличается прежде всего резкой обогащенностью железом и марганцем. Уровень концентрации последних в бескарбонатном веществе ставит металлоносные осадки активных хребтов океана в разряд рудных накоплений этих элементов. Их сопоставление с различными генетическими типами Fe—Mn руд, характерных для осадочной оболочки, дано в табл. 9. Для сравнения данных

Таблица 8

Средний химический состав металлоносных осадков Тихого океана и глинистых отложений важнейших структурных зон континентов и океана

Элемент	I	II	III	IV	V
Si	25,74	26,06	–	25,00	15,45
Ti	0,52	0,43	0,35	0,46	0,32
Al	8,63	9,30	6,45	8,50	4,35
Fe	4,36	5,10	5,07	6,50	18,10
Mn	0,04	0,06	0,07	0,67	5,09
Ca	3,39	2,91	–	2,90	2,18
Mg	1,48	1,51	–	2,10	2,04
Cu	57	–	69	250	1080
Zn	80	–	84	165	422
Cd	–	–	–	0,42	1,8
As	–	–	3,5	13	93
Sb	0,5	–	–	1	13,5
Pb	20	–	10	80	152
Mo	1	–	1,3	27	93
Ni	95	–	53	225	840
Co	20	–	13	74	280
V	130	–	109	120	450
Cr	100	–	79	90	40
Ga	18	–	17	20	9
Zr	275	–	139	150	510
Hf	8,3	–	–	4,1	9,9
Th	11	–	–	7,0	9,7
U	4,1	–	–	1,8	
Sc	17,6	–	–	19	40,9
La	38,0	24	23	42	133
Ce	68,5	50	43	84	74
Nd	30,8	24	22	52	123
Sm	6,8	5,8	5,4	12	26
Eu	1,32	1,1	1,4	2,6	6,3
Gd	5,4	5,2	5,9	11	30,5
Tb		0,9	0,8	1,6	4,5
Dy	4,35	4,3	4,0	8,5	26,1
Er	3,35	2,7	2,5	5,0	17,1
Yb	2,9	2,2	2,4	3,8	17,2
Lu	0,46	–	–		2,9
Y	28,5	25	29	46	247
Ba	300	–	–	2300	8500
Li	70	59		57,0	31
Rb	120	–	–	110	38
Cs	–	–	–	6,0	

Примечание. I – глины платформ, по А.Б. Ронову, А.А. Ярошевскому [1967], Ю.А. Балашову и др. [1974], А.Б. Ронову, А.А. Мигдисову [1965], А.Б. Ронову и др. [1970], А.П. Виноградову [1962], данным авторов; II – глины геосинклиналей, по А.Б. Ронову, А.А. Ярошевскому [1967], А.Б. Ронову и др., [1972]; III – вулканотерригенные осадки, по Н.М. Страхову и др. [1973], И.И. Волкову и др. [1974], А.Б. Ронову и др. [1972]; IV – глубоководные глины, по К. Турекьяну, К. Ведеполю [Turekian, Wedepohl, 1961], А.Б. Ронову и др. [1972]; V – металлоносные осадки, по К. Бострёму, М. Петерсону [Boström, Peterson, 1969], А. Горовицу [Horowitz, 1970], Д. Пайперу, Р. Графу [Piper, Graef, 1974], Ю.А. Балашову и др. [1974]; данным авторов.

Содержание Si–Mn – в вес. %; Cu–Cs – в $n \cdot 10^{-4}$%.

Таблица 9

Сопоставление среднего состава металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия с различными генетическими типами марганцевых и железомарганцевых руд

Элемент	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Si	—	—	12,1	12	—	—	9,4	15,45
Ti	—	—	0,20	0,15	0,08	0,10	0,67	0,32
Al	—	—	1,68	2,1	—	—	2,9	4,35
Fe	1,28	12,42	1,3	32	13,4	26,6	14,0	18,10
Mn	35,1	25,27	25,3	5,5	16,9	6,8	24,0	5,09
Cu	30	19	530	100	6	37	5300	1080
Zn	88	89	70	100	83	51	4700	422
Pb	23	3	23	10	7	8	900	152
Mo	15	65	1,5	100	9	18	350	93*
Ni	195	19	51	10	10	283	9900	840
Co	30	21	3,4	10	5	83	3500	280
V	80	95	37	1000	16	186	540	450
Cr	11	12	11,5	—	8	20	10	40
Zr	—	—	—	10	48	630	510	

*Данные К. Бострёма и М. Петерсона [Boström, Peterson, 1969].

Примечание. I–III руды: I — осадочные, Украина, по Н.М. Страхову и др. [1968], II — вулканогенно-осадочные, Кавказ, по Н.М. Страхову и др. [1968], III — эксгаляционно-осадочные, Урал, по Н.М. Страхову и др. [1968]; IV — эксгаляции вулкана Бану-Вуху, по К.К. Зеленову [1964]; V–VII — железомарганцевые конкреции: V — озерные, по Н.М. Страхову и др. [1968], VI — морские, по Н.М. Страхову и др. [1968], VII — океанические по Дж. Меро [1962]; VIII — металлоносные бескарбонатные осадки Восточно-Тихоокеанского поднятия — данные авторов.

Содержание Si–Mn — в вес. %; Cu–Zr — в $n \cdot 10^{-4}$%.

приведены анализы осадочных марганцевых руд олигоцена (Украина), вулканогенно-осадочных железомарганцевых руд верхнего мела (Кавказ), эксгаляционно-осадочных марганцевых руд ордовика (Казахстан), продуктов современных эксгаляционно-гидротермальных процессов в районе вулкана Бану-Вуху (Индонезия), а также анализы железомарганцевых конкреций современных озер, морей и океанов, детально рассмотренные в свое время Н.М. Страховым с соавторами [1968].

Марганцевые руды различного генезиса — чисто осадочные, вулканогенно-осадочные и эксгаляционно-осадочные — характеризуются либо селективным накоплением марганца, либо существенно повышенным его накоплением по сравнению с железом. В этом отличие их состава от состава металлоносных осадков. Продукты современных гидротерм также являются, как правило, селективными либо по железу, либо по марганцу. В связи с этим по содержанию и соотношению основных рудных компонентов металлоносные илы, с одной стороны, гораздо ближе располагаются к осажденным в морских условиях продуктам эксгаляции вулкана Бану-Вуху, а с другой — к железомарганцевым конкрециям морей и океанов. По набору же и соотношению редких элементов рассматриваемая формация противостоит не только осадочным и вулканогенно-осадочным рудам, характеризующимся неравномерными, но обычно низкими содержаниями микроэлементов, но в большинстве случаев и конкрециям внутриконтинентальных водоемов. Несмотря на неточность определения содержаний малых элементов в эксгаляте вулкана Бану-Вуху, металлоносные осадки по целому ряду элементов не выходят за пределы промежуточного положения между составом его эксгаляций и содержанием микроэлементов в океанических конкрециях. В ряду марганцевых и железомарганцевых руд осадочного и вулканогенно-осадочного генезиса металлоносные осадки наиболее далеки от руд чисто осадочных, в большей степени сходны с биметаллическими вулканогенно-осадочными рудами и приближаются к продуктам эксгаляции вулкана Бану-Вуху. От всех этих образований рассматриваемая формация отличается на порядок более высоким накоплением таких элементов, как Cu, Ni, Co, Pb, т.е. тех элементов, которые накапливаются в пелагических осадках океана. В

ряду аутигенных железомарганцевых образований — конкреций, составляющих генетический (фациальный) ряд от конкреций континентальных (озерных) к морским и, наконец, конкрециям открытого океана, металлоносные осадки занимают определенное место между морскими и океаническими конкрециями. При этом характерно, что по мере перехода от конкреций континента к морским, затем к металлоносным осадкам и, наконец, к конкрециям океана накапливаются те редкие элементы, которые дифицитны в железомарганцевых рудах.

Проведенные сопоставления оказываются весьма наглядными, если применить простейший способ "элементограмм" (рис. 1), использованный для аналогичных целей (сравнение средних содержаний микроэлементов в вулканогенно-осадочных марганцевых рудах и современных железомарганцевых конкрециях) Н.М. Страховым с соавторами [1968]. Указывая на специфичность химического состава металлоносных осадков в ряду железомарганцевых образований, такое сравнение выявляет их определенное сходство с эксгаляционными накоплениями, подчеркивая в то же время обогащение их целым рядом элементов, концентрирующихся в типичных аутигенных образованиях пелагических областей океана.

Все проведенные сопоставления говорят о возможности обогащения металлоносных осадков рядом элементов за счет экзогенного фактора. В связи с этим должен быть более детально рассмотрен вопрос о том, в какой мере нормальный пелагический осадочный процесс при глубоко прошедшей осадочной дифференциации может обеспечить формирование химического состава металлоносных илов?

Геохимическая дифференциация в океане и роль пелагической седиментации в создании повышенных концентраций элементов в металлоносных осадках

Проведенное в самом общем виде сравнение химического состава металлоносных осадков и различных типов пород континентов и океана не противоречит гипотезе о том, что для многих элементов металлоносные осадки являются крайним членом в ряду, отражающем постепенное увеличение роли осадочной дифференциации. Однако более строгим такое сопоставление можно считать, если придать этому ряду не столько тектонический (как это было сделано выше), сколько фациальный характер.

Недавно Н.М. Страховым [1974а, б], а также им с сотрудниками [Страхов и др., 1973] была опубликована серия работ, посвященная изучению геохимии океанических осадков северной части Тихого океана на фациальном профиле от вулканогенно-терригенных отложений у Японских островов до пелагических красных глин с цеолитами в центральных частях северной котловины океана.

Разбирая механизм дифференциации элементов в осадках "Японского профиля", Н.М. Страхов с соавторами [1973] пришли к выводу об определяющей роли механического фракционирования взвесей на океаническом профиле, т.е. решающем значением гранулометрического состава осадка и механического разноса аллохтонных и автохтонных (образовавшихся из растворов) взвесей океанической воды.

Рассматривая геохимию осадков этого же профиля, И.И. Волков с соавторами указывают на возможную роль и другого источника вещества: "Попадающие на поверхность дна гидроокиси Fe и гидратированная двуокись Mn сохраняют свою сорбционную и химическую активность. Учитывая ничтожные скорости накопления осадков в пелагиали, нельзя исключить явления связывания донным осадком растворенных микроэлементов океанической воды на контакте дно—придонная вода. Если считать активным слоем осадка, способным к взаимодействию с придонной водой, слой хотя бы в 1 мм, то время его контакта с придонной водой будет порядка 1000 лет, что превышает или сравнимо со временем осаждения самых тонких взвесей и со временем жизни Fe и Mn в воде океана" [Волков и др., 1974, с. 21].

Взаимодействие механической дифференциации, в которую вовлекается как терригенный материал, так и автохтонные взвеси, с процессами сорбции частиц во взвешенном состоянии и на поверхности осадков, по-видимому, наиболее полно отражает химическую сущность обогащения пелагических осадков широким набором элементов. В связи с этим переход от осадков Японского профиля к изу-

ченным в 14-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" осадкам Южной котловины, для которой характерно еще более резкое уменьшение поставки терригенного материала [Лисицын, 1974; Лисицын и др., 1976; Страхов, 1974а, 1976], должен иметь следствием дальнейшее развитие пелагического процесса, приводящего к обогащению осадков рассматриваемыми элементами. Нам кажется, что чрезвычайно важная и для сорбционных процессов роль гранулометрии в самой пелагиали океанов теряет ведущее положение, а на смену этому фактору выдвигается иной — уменьшение до исчезающе малой величины привноса терригенного материала и увеличение времени контакта поверхности осадка с океанической водой. На основании этого представляется логичным дополнить Японский профиль осадками Южной котловины, построив, таким образом, схематизированное пересечение, демонстрирующее постепенное увеличение степени пелагичности для тихоокеанских осадков. Данные табл. 10 и 11 убеждают в том, что пелагические осадки Южной котловины действительно характеризуются дальнейшим усилием тенденций, проявленных на Японском профиле: увеличиваются содержания Fe, Mn, Cu, Zn, Ni, Co и других элементов, тогда как концентрации Al, Ti, V, Cr, Zr, Ga, связанных в значительной мере с терригенным или литогенным материалом, снижаются.

Сравнивая состав эвпелагических красных глин южной части Тихого океана и металлоносные осадки, обнаруживаем, что тренды, обусловленные дифференциацией элементов в осадочном пелагическом процессе, находят в химическом составе этих осадков дальнейшее выражение. При этом отсутствует резкий переход в химическом составе от красных глин к металлоносным осадкам.

Этот вывод, отмечавшийся при литологических описаниях пород, выявляется, если рассмотренный фациальный профиль "достроить" широтным профилем через Восточно-Тихоокеанское поднятие. Такое его продолжение допустимо, поскольку в основу построения всего идеального профиля положено уменьшение скоростей поступления терригенного (литогенного) материала. Если судить по накоплению таких элементов, как Al и Ti, отражающих привнос терригенного (литогенного) материала, то в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия интенсивность их накопления крайне мала и, за исключением флангов поднятия, — существенно меньше, чем в пелагических котловинах [Boström, Peterson, 1969].

Профиль от Южной котловины к осевой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия является субширотным пересечением южной котловины Тихого океана, отражающим постепенное уменьшение влияния терригенного материала от северо-западных частей котловины к ее центру, некоторое возрастание на западных флангах поднятия (причины которого будут рассмотрены позже) и, наконец, резкое падение терригенного привноса в его осевой части. Начало профиля было дано в табл. 11 (ст. 981—983) и в целом он показан на рис. 2.

Прослеживается последовательное уменьшение концентрации Al вдоль профиля. Если по содержанию этого элемента судить, как это делают К. Бострём [Boström, 1973], М. Пайпер [Piper, 1973] и Н.М. Страхов [1974, 1976], о привносе терригенного материала, и взять в качестве предельного случая его концентрации в красных глинах Южной котловины, то к центру Восточно-Тихоокеанского поднятия его влияние окажется на порядок меньше, чем в пелагических котловинах. Титан, сохраняя в общем ту же тенденцию изменений, что и алюминий, характеризуется большими флуктуациями, несколько увеличивая концентрацию на флангах поднятия, что, по-видимому, отражает влияние на состав осадков основных пород, слагающих эту структуру.

Наиболее важно проследить изменение Fe, Mn и сопутствующих им элементов (Cu, Ni, Co, Zn и др.), обычно обогащающих металлоносные осадки. Испытывая некоторое понижение концентраций осадков от борта котловин (ст. 980) к цеолитовым глинам пелагиали (ст. 982), эти элементы начинают вновь накапливаться в центральных частях котловины в условиях наименьших скоростей седиментации (ст. 983). При этом, если содержания Fe не достигают еще исходных величин в осадках этой станции, то концентрации Mn, Cu, Co, V и Ce превышают их, а Ni, Zn накапливаются весьма значительно. Следует отметить накопление целого ряда элементов-гидролизатов на фоне отмеченного ранее падения Al, в частности Zr

Таблица 10

Химический состав осадков северо-западной части Тихого океана (Японский профиль) и Южной котловины

Элемент	1. Осадки Японского профиля					2. Осадки Южной котловины
	вулкано-терригенные	гемипелагические	переходного типа	пелагические красные глины	пелагические красные глины с цеолитами	красные глины (средний состав по 59 обр.)
Al	–	–	–	–	–	7,7
Fe	4,83	3,56	4,43	4,86	5,17	6,4
Mn	0,10	0,21	0,49	0,53	0,54	1,4
Cu	59	99	166	144	214	307
Zn	–	–	–	–	–	238
Ni	38	52	96	159	200	412
Co	11,5	15	24	53	90	185
V	103	103	128	127	133	126
Cr	66	67	61	72	89	40
As	3,5	4,7	8,4	11,6	14,8	35,0

Примечание. 1 – по Н.М. Страхову и др. [1973] и И.И. Волкову и др. [1974]; 2 – данные авторов.

Содержание Al–Mn – в вес. %; Cu–As – в $n \cdot 10^{-4}$%.

Таблица 11

Химический состав пелагических осадков Южной котловины Тихого океана

Элемент	Ст. 980-1	Ст. 981-1	Ст. 982-1				Ст. 983-1	Ст. 984
	Слои, глубина в см							
	0–20	0–5	0–8	10–15	20–23	40–45	2–4	0–5
Al	9,3	6,25	8,75	8,12		7,18	7,81	5,39
Ti	0,46	0,56	0,35	0,41	0,46	0,48	0,44	0,27
Fe	8,4	7,9	4,1	5,2	5,9	6,4	5,8	3,0
Mn	0,97	1,63	0,73	0,92	1,17	1,28	1,05	0,38
K	–	1,35	3,19	–	–	–	2,22	1,73
Cu	314	328	114	–	–	–	385	324
Zn	160	407	152	–	–	–	590	873
Ni	216	417	237	–	–	–	595	127
Co	89	230	79	127	147	174	117	46
V	120	135	80	–	–	–	145	63
Cr	20	43	38	–	–	–	36	25
Pb	88	–	–	–	–	–	45	–
Sb	2,2	3,6	1,5	1,9	1,8	2,6	3,1	1,5
Sc	32,5	30,9	17,5	23,0	25,9	27,3	25,9	20,0
La	24,7	77,0	50	43,5	40,5	44,5	30,0	37,2
Ce	112	197	102	140	146	146	128	65
Sm	8,1	26,6	14,8	–	14,5	–	4,7	–
Eu	2,4	7,5	2,5	3,8	4,1	4,2	1,9	1,65
Ga	2,0	18	14	–	–	–	19	–
Zr	160	135	150	–	–	–	220	–
Hf	4,0	5,8	5,5	4,7	6,5	4,3	4,8	4,8
Th	5,1	10,1	18,4	15,2	17,8	15,6	15,0	7,3
Rb	–	38	67	–	–	–	8,1	58
Ba	202	2210	410	533	740	445	680	3960

Примечание. Содержание Al–K – в вес. %; Cu–As – в $n \cdot 10^{-4}$%.

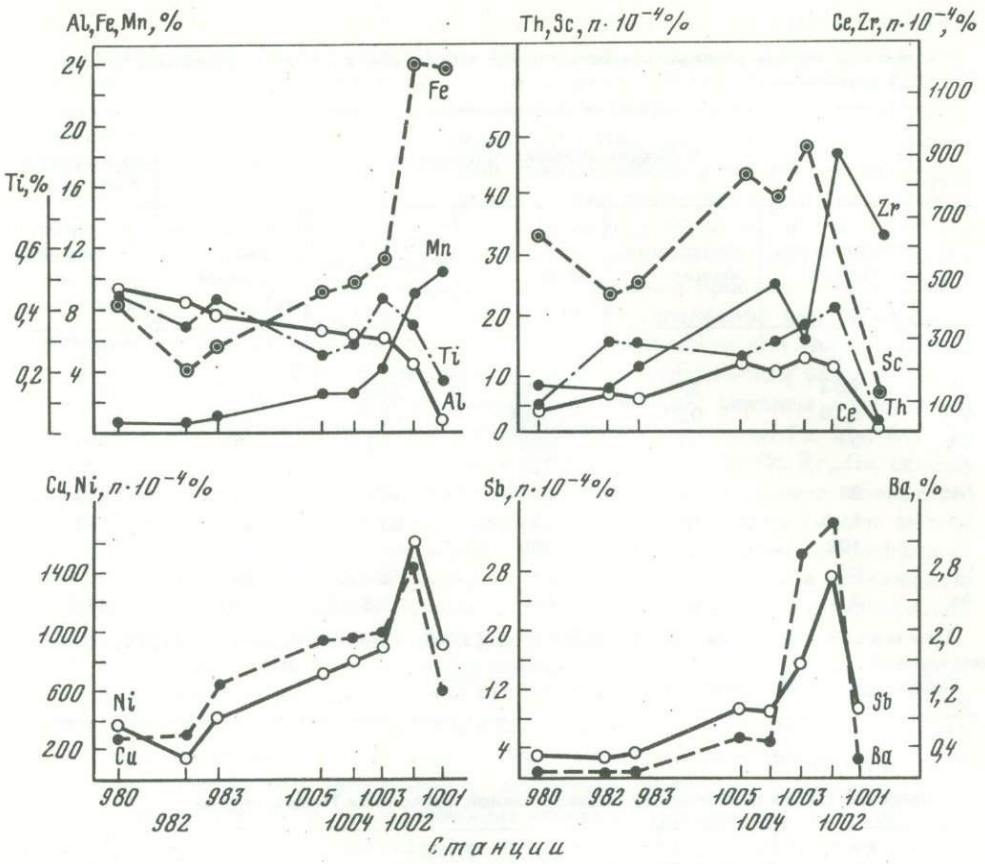


Рис. 2. Распределение химических элементов на профиле через Южную котловину Тихого океана (станции 980—983) к западной части Восточно-Тихоокеанского поднятия (станции 1005—1001)

и Hf, Ce и Th, для которых лишь в условиях крайне низких скоростей седиментации реализуются в осадке относительно подвижные их соединения.

Наметившиеся в пределах котловины тенденции наиболее резко проявляются при переходе к флангам Восточно-Тихоокеанского поднятия и далее к его оси: сначала постепенно, а затем стремительно растут содержания не только Fe и Mn, но также и V. В том же направлении хотя и в разной степени изменяются концентрации и многих других элементов (за исключением Al, Ti, Li, Rb), однако для них характерно увеличение концентрации лишь до станции, ближайшей к оси поднятия. На самой оси хребта, осадки, наиболее богатые Fe и Mn, оказываются несколько обедненными элементами-спутниками. К этой особенности распределения многих металлов нам придется еще возвращаться. Здесь же отметим основную закономерность, вытекающую из рассмотрения всего обобщенного схематизированного профиля, характеризующего различные по интенсивности терригенного осадконакопления условия седиментации в Тихом океане: по своему химическому составу осадки образуют как бы единый генетический ряд, отвечающий последовательной смене фациальных зон — от прибрежных терригенных и вулканогенно-терригенных осадков к гемипелагическим и эвпелагическим — котловин со все убывающим влиянием терригенного материала, затем флангов Восточно-Тихоокеанского поднятия (вносящих некоторое нарушение в этот ряд) и, наконец, осевых его частей, где влияние континентального материала становится исчезающе малым. Рассмотренные данные не противоречат предположению о том, что по крайней мере часть элементов, формирующих металлоносные осадки, может быть накоплена в ходе крайне развитого пелагического процесса при

практически ничтожном влиянии терригенного привноса, что наблюдается в осевых зонах поднятия.

В пользу этого говорит и сопоставление средних содержаний и соотношений элементов в основных членах ряда осадочной дифференциации, а также в морской воде, металлоносных осадках и в конкрециях (табл. 12). В качестве элемента для сравнения компонентов, значительно различающихся по концентрации в рассмотренных фазах, был принят алюминий. Приведенные в табл. 12 данные показывают, что в пределах обсуждаемого профиля идет постепенное приближение отношений элементов к значениям, характерным для морской воды. Как правило, в наибольшей степени приближены к ней марганцевые конкреции. Для элементов, меняющих валентность, соотношения, свойственные океанической воде, в них зачастую даже превышены (Mn, Co). Следовательно, металлоносные осадки можно назвать в этом аспекте как бы "недозревшими" пелагическими конкрециями.

При нормальной океанической седиментации основное поступление абиогенного осадочного материала осуществляется с континента в виде взвешенного и растворенного стока. Все остальные источники принимают несравненно меньшее участие в формировании этой части осадочного вещества. Уже в стадию транзита на континентах начинается его дифференциация в соответствии с разной геохимической подвижностью отдельных компонентов. Значительные массы перемещаемого в океан твердого стока осаждаются непосредственно у источников. В глубь пелагиали поток терригенного вещества ослабевает, что вызывает снижение скорости абиогенной седиментации, уменьшение абсолютных масс осадков. В связи с разной подвижностью химических элементов в океане при этом происходит закономерное изменение и химического состава накапливаемого на океаническом дне осадочного материала. Как на континентах в зоне транзита, так и в океане показателем подвижности химических элементов часто считается соотношение их растворенной и взвешенной форм. Обогащение всех осадков, расположенных на схематизированном профиле в более пелагической его части, происходит теми элементами, для которых роль растворенной формы становится существенной. Ряды подвижности, составленные по отношению к среднему составу земной коры, также подтверждают это. При этом ряды накопления элементов в металлоносных осадках почти не отличаются от рядов для пелагических глин и железомарганцевых конкреций.

Таблица 12

Отношения элементов к алюминию

Элемент	Литосфера	Глубоководные осадки	Осадки Южной котловины	Морская взвесь	Морская вода	Глубоководные конкреции	Металлоносные осадки
Al	1	1	1	1	1	1	1
Fe	0,58	0,78	0,83	0,52	5,0	4,8	4,2
Mn	0,012	0,08	0,18	0,013	0,4	8,4	1,2
Ti	0,056	0,056	0,069	0,013	1,0	0,23	0,074
Cu	5,81	30	40	600	8 000	1825	248
Zn	10,3	19,7	31	2900	30 000	162	97
Ni	7,2	27	54	130	12 000	3420	194
Co	2,2	8,8	24	8	300	1210	64
V	11,3	14,3	16,4	26	15 000	186	103
Zr	21	17,9	22,6	17	260	218	120
Ga	2,4	2,4	2,3	5,2	200	3,4	2,1
Pb	2,0	9,5	8,8	435	200	31	35
Li	4,0	6,8	5,8	14,8	1 800 000	–	7,1
Rb	18,7	13,1	8,3	43,5	1 200 000	–	8,7

Примечание. Содержание Al–Ti – в вес. %; Cu–Rb – в $n \cdot 10^{-4}$%.

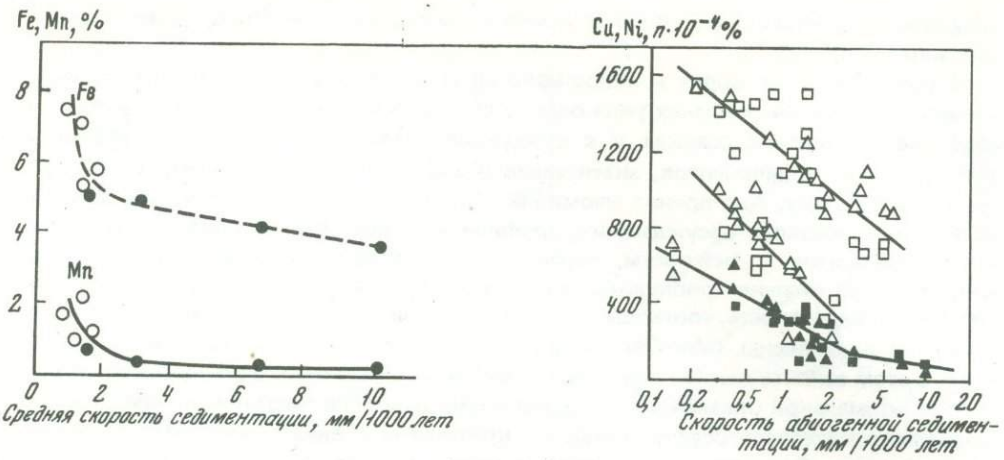




Рис. 3. Зависимость концентрации Fe, Mn, Cu, Ni, Mn/Fe в осадках Тихого океана от скорости абиогенной седиментации

1, 2 — Японский профиль: *1* — Fe, Mn; *2* — Mn/Fe; *3, 4* — Южная котловина: *3* — Fe, Mn, *4* — Mn/Fe для поверхностного слоя; *5* — Mn/Fe — среднее по колонкам; *6, 7* — сводные данные по Японскому профилю и Южной котловине (в бескарбонатном веществе): *6* — Ni, *7* — Cu; *8, 9* — металлоносные осадки: *8* — Ni, *9* — Cu

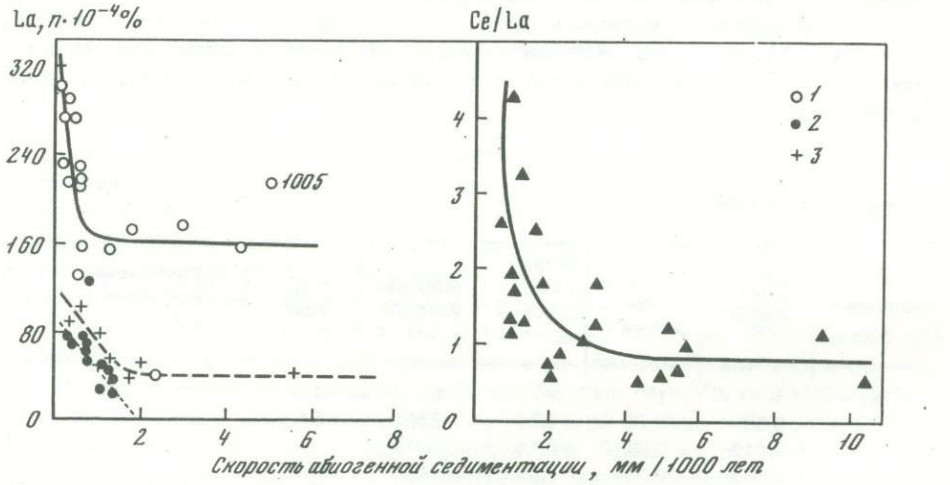


Рис. 4. Зависимость содержания La в бескарбонатном иле и отношения Ce/La в осадках юго-восточной части Тихого океана от скорости абиогенной седиментации

1 — металлоносные осадки; *2* — терригенные илы; *3* — пелагические глины Южной котловины

Однако сходство тенденций в обогащении элементов в пелагическом ряду осадков и в ряду металлоносных илов не дает ответа на вопрос о том, достаточно ли только одного, даже глубоко выраженного осадочного, пелагического, процесса, чтобы достигнуть столь высокого, как в металлоносной формации, концентрирования накапливающихся в этом процессе элементов. Помимо поступления с континентов терригенного вещества и его механической дифференциации, для осадконакопления в пелагиали океана оказываются важными и соединения элементов, растворенные в морской воде. Влияние их на химический состав осадков должно зависеть от химических свойств элемента и его способности образовывать раство-

римые (либо, наоборот, практически нерастворимые) соединения в океане и при изменении окислительно-восстановительных условий на поверхности осадка, от сорбции на различных минеральных фазах и планктоне.

При этом возможность соосаждения растворенных соединений из морской воды появляется лишь при слабом разбавляющем эффекте терригенного вещества. Уже отмечалось, что связывание осадком растворенных в воде элементов должно зависеть от времени контакта осадка и наддонной воды. А это значит, что концентрация в осадке элементов, накапливающихся в ходе осадочной дифференциации, должна быть связана со скоростью седиментации.

Можно полагать, что скорость терригенной седиментации, которая в общих чертах определяет "степень пелагичности" осадконакопления, дает ответ и на вопрос о количественных соотношениях между глубоко выраженным пелагическим процессом и накоплением металлоносных осадков.

Рассмотрим взаимосвязь между накоплением элементов в абиогенной части осадков и скоростью накопления этой фракции для материала, рассмотренного в качестве фациального профиля через Тихий океан. Данные по Японскому профилю использованы с учетом средних скоростей седиментации, опубликованных А.П. Лисициным [1971], а для колонок Южной котловины и металлоносных осадков имелись непосредственные определения скоростей осадконакопления, полученные комплексом методов в 14-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев".

Концентрация разных элементов (Fe, Mn, Cu, Ni) и отношения Mn/Fe в осадках терригенных и гемипелагических почти не зависит от скорости седиментации — с изменением интенсивности накопления содержания элементов меняются слабо (рис. 3): значительное поступление терригенного материала не позволяет в заметной степени проявиться процессам поступления элементов из морской воды на границе вода—осадок. Но их содержания увеличиваются в геометрической прогрессии при малых скоростях седиментации (как правило, меньших 3 мм/1000 лет, т.е. в пределах собственно пелагических скоростей). Сходная картина наблюдается и для свинца, хотя содержания его известны далеко не во всех колонках. Очень отчетливо вырисовывается подобная зависимость и при рассмотрении содержаний редкоземельных элементов и отношения Ce/La (рис. 4); довольно определенно проявляется она для сурьмы. Для V, Cr, Zr, Ga, Al и Ti обратно пропорциональная зависимость концентраций от скорости седиментации в общем ряду осадков не наблюдается. Это представляется логичным, поскольку при больших скоростях преобладающая часть этих элементов поступает в виде терригенной взвеси обломочных минералов. Поэтому концентрации этих элементов в Южной котловине с ее крайне малыми скоростями накопления осадков, как правило ниже.

В то же время должно быть отмечено, что в пределах только этой котловины концентрации циркония в илах как раз достаточно отчетливо коррелируются со скоростями осадконакопления. В этих условиях даже для такого типичного элемента-гидролизата, как цирконий, начинает проявляться роль относительно подвижных его соединений, влияние которых не могло быть сколько-нибудь заметным при интенсивной терригенной седиментации и лишь угадывалось в ряде исследований [Degenhardt, 1957; Мигдисов, 1964; Ронов, Мигдисов, 1965; Черников, Корсакова, 1966]. Сходные тенденции отразились и в распределении Th. Подобная реализация подвижных форм элементов-гидролизатов в осадках океана лишь недавно начала вырисовываться с достаточной достоверностью [Лукашин, 1974].

Значение океанического резервуара в качестве источника вещества при пелагической седиментации в океанах отражено на рис. 3. При этом вырисовывается обогащенность осадков железом и марганцем при малой скорости осадконакопления.

Кроме того, степень накопления элементов в осадках котловины достаточно хорошо коррелируется с их химическими свойствами. Составленный с этих позиций ряд элементов весьма сходен с рядом их подвижности в речном стоке, временем пребывания элементов в морской воде, а также с последовательностью изменения окислительно-восстановительного потенциала, отвечающего переходу элементов от более подвижных соединений, где они присутствуют в более низких валентных состояниях, к более труднорастворимым соединениям высоких валентностей.

Таблица 13

Содержание породообразующих и редких элементов в металлоносных осадках юго-восточной части Тихого океана (поверхностный слой)

Станция	Координаты		Глубина океана, м	Скорость седиментации, мм/1000 лет	$CaCO_3$	Al	Fe	Ti	Mn	Cu	Zn
	южная широта	западная долгота									
996	42°00′	100°14′	4423	0,6	0	5,00	10,25	0,41	2,90	592	280
997	38°56′	99°58′	4330	1,3	0	4,25	17,25	0,30	5,32	1520	448
999	39°00′	106°00′	3880	2,1	83,0	0,38	4,48	0,05	1,61	134	140
1000	39°00′	109°00′	3210	4,3	74,8	0,38	5,77	0,05	2,11	158	100
1001	39°00′	111°24′	2900	(6)	74,8	0,19	6,10	0,04	2,73	210	152
1002	39°00′	115°00′	3530	3,1	94,4	0,25	1,40	0,02	0,51	86	44
1003	38°59′	118°00′	4050	4,0	75,7	1,5	2,86	0,11	1,00	200	108
1004	39°05′	120°58′	4499	3,2	0	6,50	10,14	0,34	2,81	735	274
1005	39°04′	125°00′	4635	5,1	0	6,75	9,40	0,26	2,95	680	278
1006	38°20′	125°15′	4900	1,8	0	6,75	10,36	0,34	4,53	945	304
1007	36°20′	121°20′	4340	(3)	22,0	5,37	7,34	0,39	1,85	500	196
1008	35°01′	118°31′	620	—	90,6	0,25	0,90	0,02	0,12	15	26
1009	34°28′	115°29′	3660	2,9	86,2	0,63	1,23	0,05	0,44	65	76
1011	33°00′	109°31′	3540	(3)	7,2	5,7	15,57	0,82	2,46	440	200
1012	32°10′	105°49′	3550	1,7	83,4	0,31	3,75	0,03	1,27	—	—
1013	31°01′	102°00′	3660	1,7	68,6	0,80	7,45	0,02	2,17	455	140
1014	29°59′	99°00′	3530	2,1	79,6	0,66	4,93	0,04	1,28	300	95
1015	28°10′	98°30′	2600	0,9	88,2	0,19	1,85	0,02	0,52	95	45
1016	25°20′	98°40′	3760	2,9	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Содержание $CaCO_3$ — Mn — в вес. %; Cu—Ba — в $n \cdot 10^{-4}$ %; цифры в скобках — приблизительные данные.

Таблица 13 (окончание)

Станция	Sb	Ni	Co	V	Sc	Th	Zr	Hf	La	Ce	Sm	Eu	Ba	Влажность, %	Плотность, г/см^3
996	7,4	750	–	440	32	13	500	7,3	127	165	25	7,3	6780	69	1,16
997	12	1060	228	440	23	14	400	8,4	124	113	–	6,7	5260	72	1,12
999	4,0	250	190	135	5,4	1,8	210	2,0	49	33	6,8	1,9	1700	49	1,41
1000	1,4	215	158	130	2,1	0,8	160	0,7	21	9,7	3,8	1,1	1630	50	1,31
1001	1,1	145	110	175	1,0	0,2	170	0,6	9,8	3,1	1,8	0,5	700	54	1,22
1002	0,9	85	60	27	2,7	1,2	52	0,5	24	13	3,7	1,0	1840	36	1,42
1003	1,9	225	170	65	6,0	2,3	80	1,0	33	34	6,7	2,0	2780	46	1,32
1004	7,5	900	250	250	38	16	500	7,6	177	227	41	11,0	4390	63	1,14
1005	7,9	885	210	170	42	15	270	7,4	211	252	48	15,0	4640	67	1,18
1006	7,8	965	342	270	39	12	200	6,8	170	288	41	12,0	2590	69	1,14
1007	6,4	600	240	140	39	12	200	6,8	210	244	54	15,0	5100	–	–
1008	0,8	45	20	14	0,7	0,2	–	0,2	6,8	3,7	1,5	0,4	160	–	–
1009	1,0	75	44	29	4,6	2,1	64	1,6	32	33	5,6	1,5	2320	46	1,37
1011	3,2	235	90	360	40	4,0	240	5,5	38	55	8,6	2,4	1640	59	1,27
1012	3,3	–	–	–	4,0	0,7	–	2,6	45	24	7,4	2,0	2390	53	1,24
1013	6,6	315	65	80	7,3	1,9	110	2,0	68	49	12	3,2	2210	58	1,23
1014	2,5	165	35	100	4,7	1,0	160	3,4	43	31	9,6	2,3	2020	56	1,16
1015	1,4	50	20	39	2,6	0,6	65	0,9	25	13	3,8	1,0	1220	48	1,38
1016	7,6	–	–	–	1,2	3,7	–	3,8	97	81	18	5,2	3980	51	1,33

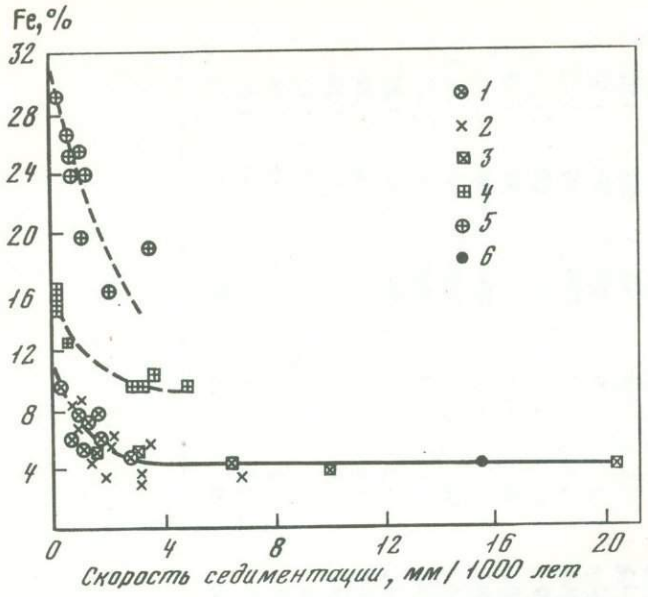


Рис. 5. Изменение концентраций Fe в осадках в зависимости от скорости их седиментации

1, 2 — пелагические осадки Южной котловины Тихого океана: *1* — среднее по колонкам, *2* — отдельные прослои; *3* — осадки Японского профиля; *4, 5* — металлоносные осадки: *4* — "бедные", *5* — "богатые"; *6* — среднее для осадков платформ

Приведенные данные показывают существенную роль морской воды в качестве источника вещества при пелагической седиментации. Этим подчеркивается значимость химических процессов, протекающих на контакте осадок—вода, для формирования состава илов. Для того чтобы оценить, могут ли эти процессы привести к столь высоким концентрациям элементов, которые мы обнаруживаем в металлоносных осадках, необходимо, по-видимому, эти образования рассмотреть в единой системе с другими пелагическими илами, выяснив и для них зависимость накопления элементов от скоростей седиментации.

Если процесс обогащения красных глин и металлоносных осадков всем комплексом элементов, характерных для этой формации, является единым и металлоносные илы представляют собой крайний член в ряду осадочной геохимической дифференциации в океане, то на графике зависимости элементов от скорости седиментации все точки, отвечающие разным уровням концентрации элементов в металлоносных осадках и в красных глинах, должны, по-видимому, лечь на одну кривую, соответствующую единому процессу. Альтернативой является наличие другого процесса, обязанного независимым источникам вещества металлоносных осадков. В этом случае кривые соотношения концентрации элементов и скорости седиментации должны быть различными для пелагических и металлоносных илов. "Переходные" между ними осадки должны в этом случае представлять собой смешанный продукт, в котором материал "независимого" источника в той или иной мере разбавлен красной глиной.

Данные о концентрации элементов в поверхностном слое металлоносных осадков, отобранных в 14-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев", и о скоростях их накопления представлены в табл. 13, 14.

Рассмотрение графиков, составленных на основании этой и предыдущих таблиц, убеждает в том, что предположение о возможности образования металлоносной формации только за счет глубокого развития осадочного пелагического процесса должно быть отвергнуто. Фактический материал показывает, что необходим дополнительный достаточно мощный источник элементов для формирования этих специфических отложений, как это и предполагается сейчас большинством исследователей. Наиболее убедительными являются данные, касающиеся основного абиогенного элемента этой формации — железа (рис. 5). Зависимость как концентрации, так и отношений железа к алюминию от скоростей накопления осадков во всем комплексе океанических образований показывает, что при одинаковом темпе седиментации получаемые величины не одинаковы — существуют разные уровни накопления железа в красных глинах, в "переходных осадках" и в металлоносных илах при идентичных скоростях седиментации. Сходные соотношения вырисовываются и для марганца.

Для металлоносных осадков существует достаточно ясная обратная зависимость концентрации этих элементов от скорости осадконакопления. Ее наличие

Таблица 14

Содержание породообразующих и редких элементов в бескарбонатном веществе металлоносных осадков юго-восточной части Тихого океана

Станция	Al	Fe	Ti	Mn	K	Cu	Zn	Pb	Sb	Ni	Co	V	Sc	Th	Zr	Hf	La	Ce	Sm	Eu	Li	Rb	Ba
996	5,0	10,25	0,41	2,9	2,85	592	280	—	7,4	750	—	440	31,5	13,3	500	7,3	127	165	25	7,3	—	—	6780
997	4,25	17,25	0,30	5,32	3,00	1520	448	104	14,8	1060	228	440	28,0	9,3	410	7,8	152	187		8,3	19	30,0	6780
999	2,24	26,35	0,29	9,47	0,71	788	823	284	23,6	1470	1117	794	31,8	10,6	1235	11,8	287	194	40	11,2	47	32	10000
1000	1,57	22,9	0,20	8,37	0,40	627	394	349	29,0	853	627	516	15,2	6,2	840	5,1	154	70	29	8,0	32	—	11800
1001	0,75	24,2	0,16	10,83	—	833	603	436	8,7	575	437	694	7,5	1,9	675	2,4	78	24	7,1	4,1	2,4	—	2780
1002	4,46	25,0	0,36	9,11	—	1535	785	—	11,8	1518	1071	482	34,4	15,3	929	8,9	300	171	66,1	12,5	—	—	32900
1003	6,17	11,78	0,45	4,12	—	823	444	97	15,3	925	699	267	48,0	19,0	796	10,2	270	275	72	16,0	49	57	29900
1004	6,50	10,14	0,34	2,81	2,55	735	274	—	8,0	900	250	250	39,3	15,8	500	7,7	177	227	41,4	12,6	23	47	29900
1005	6,75	9,40	0,26	2,95	2,60	680	278	—	8,5	885	210	170	43,4	13,3	374	7,4	211	252	48,5	17,0	—	42	4640
1006	6,75	10,36	0,34	4,53	2,75	994	304	—	9,1	965	342	270	37,5	14,9	200	5,4	170	288	41,4	13,3	23	48	2590
1007	6,88	9,41	0,50	2,37	3,05	641	251	—	8,2	769	308	180	50,5	15,4	256	8,7	270	300	69,2	19,5	18	44	6550
1008	2,66	9,57	0,21	1,28	1,28	160	277	—	8,5	479	213	149	7,5	1,8	106	2,3	72	39,5	15,6	3,9	85	—	1720
1009	4,56	8,91	0,36	3,19	1,30	471	550	—	7,2	543	319	210	33,3	15,2	463	12,0	230	239	40,6	15,2	58	42	16800
1011	5,7	15,6	0,82	2,46	0,72	440	200	70	3,5	235	90	360	39,8	4,0	253	5,8	38	55	9,1	2,9	12	45	1640
1012	1,87	22,6	0,18	7,65	0,90	1419	479	214	19,9	990	215	903	24.1	4,2	964	15,7	270	145	44,6	12,0	72	72	14400
1013	2,55	23,73	0,06	6,91	0,51	1449	446	175	21,0	1003	207	255	23,2	6,0	350	6,4	216	156	38,2	10,5	45	41	7050
1014	3,23	24,17	0,20	6,27	0,69	1470	446	147	12,3	809	172	490	23,0	4,9	784	16,7	210	152	47,0	11,3	58	—	9900
1015	1,61	15,68	0,17	4,41	0,68	806	381	—	11,9	424	170	331	22,0	5,1	551	7,6	213	114	32,2	8,5	68	—	10350
1016	—	19,2	—	—	—	—	—	—	14,2	—	—	—	27,0	4,7	435	8,9	229	191	42,4	12,3	—	—	9350
1018	—	9,4	—	—	—	—	—	—	8,8	—	—	—	33,7	9,5	250	5,3	115	232	—	9,8	—	—	11400
1019	—	9,15	—	—	—	—	—	—	9,4	—	—	—	36,7	12,2	208	6,8	155	212	—	9,8	—	—	10200
1020	—	10,5	—	—	—	—	—	—	9,0	—	—	—	36,2	9,6	—	3,6	169	195	—	10,6	—	—	9900

Примечание. Содержание Al—K — в вес. %; Cu по Ba — в $n \cdot 10^{-4}$ %.

позволяет заключить, что и в присутствии дополнительного и независимого источника этих элементов поступление в металлоносные осадки даже небольших количеств вещества, характеризующего нормальную пелагическую седиментацию, оказывает мощное маскирующее влияние. Это видно по существенно более резкому, чем для красных глин, подъему кривой концентрации железа и отношения Fe/Al в металлоносных осадках при уменьшении скоростей их накопления меньше 2 мм/1000 лет. При больших скоростях седиментации дополнительный источник основных металлов чувствуется слабо и их концентрация, будучи разбавленной терригенным веществом, лишь незначительно отличается от той, которая свойственна обычным красным глинам. В осевых зонах активных хребтов уменьшение притока терригенного вещества до исчезающе малых величин позволяет дополнительному источнику основных рудных компонентов проявиться с наибольшей отчетливостью. Останавливают наше внимание изменение содержаний Fe и Al в направлении от центральной части южной котловины к флангам Восточно-Тихоокеанского поднятия и, наконец, к его осевой зоне, скорости накопления бескарбонатного вещества и скорости накопления терригенного вещества (подсчитанного по содержанию в осадках глинозема). Таким образом, в первом приближении можно отделить скорость накопления терригенного вещества от скорости поступления рудного вещества из предполагаемого дополнительного источника. При этом оказывается, что главная часть абиогенного материала в осевых зонах хребта представлена не терригенным, а рудным веществом. Это можно подтвердить и грубым расчетом содержания в породах силикатного железа исходя из соотношений его с алюминием в нормальных пелагических породах.

Известно, что и в пелагических осадках железо в значительном количестве находится в свободной гидроокисной форме. Поэтому, чтобы разобраться в природе материала, поступающего из предполагаемого дополнительного источника, необходимо установить формы нахождения элементов в осадках океана, их изменения в ходе пелагической дифференциации, их характер в металлоносных осадках. Прежде всего это важно в отношении основного рудного элемента — железа. Однако и для малых элементов, обогащающих осадки, это представляет не меньшую проблему.

На рис. 3 было показано, что для никеля характер взаимоотношений его концентрации со скоростями накопления не столь определенный, как для железа. Часть точек, отвечающих металлоносным осадкам, ложится на единую кривую с пелагическими глинами, часть же — образует самостоятельную группу. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что металлоносный источник этого элемента не может с такой же определенностью, как для железа, быть отделен от основного его источника в нормальных красных глинах. Не исключено, что определенную ясность и здесь могут внести данные о формах нахождения этого элемента и его связях с формами нахождения Fe и Mn.

Формы нахождения элементов в нормальных пелагических и металлоносных осадках

Для химических элементов, тем или иным путем накапливающихся в пелагиали океана за счет растворенных соединений, следует ожидать существенного увеличения аутигенных или гидрогенных их форм по мере усиления пелагичности данных осадков. В большинстве случаев это может выражаться в возрастании роли гидроокисных и сорбированных форм нахождения элементов.

Попробуем на основании собственного и литературного материала проследить эти изменения, рассмотрев также формы фиксации химических элементов в металлоносных осадках. Важно при этом выяснить, в какой мере изменение форм нахождения элементов в ходе пелагического процесса может влиять на образование их повышенных накоплений в илах этой формации.

Проследить эти изменения можно используя данные о составе взвешенного вещества, представляющего собой исходный материал осадков, и о его соотношении с составом растворенной фазы на фациальном профиле океанов. Непосредственную

информацию по интересующей нас проблеме дают сведения о химическом составе различных фаз самих осадков отдельных зон океана. Это — данные фазового анализа, анализа различных гранулометрических фракций осадков, подкрепленные детальными минералогическими исследованиями. Наконец — это результаты статистического анализа корреляционных связей элементов в осадках. Естественно, что основной интерес представляют формы нахождения Fe и Mn, составляющих основу "рудного" вещества металлоносных осадков.

Основная масса железа, выносимого с континентов реками, во взвешенном материале отлагается на границе континента и океана. Из них 50–60% остается в устьях рек [Страхов, 1963]. Это преимущественно силикатная форма. По данным В.В. Гордеева [1974], обобщившего имеющийся литературный и собственный материал по рекам СССР, средняя концентрация Fe в речной взвеси равна 5%. В океанах содержание железа во взвеси уменьшается. Так, согласно этому же автору, в антарктической взвеси содержится только 3,14% Fe, а в пелагиали океана — всего 0,64%. В том же направлении уменьшается и концентрация растворенного железа — от 410 мкг/л в речных водах до 1,6 мкг/л в воде Тихого океана. В соотношении этих форм — взвешенной и растворенной — наблюдаются резкие изменения. Если для рек водосборов Тихого океана соотношение $Fe_{взв}/Fe_{раств}$ = 627, то в водах самого океана оно составляет всего 1,4. Такое изменение форм нахождения железа в водной толще океана находит отражение и в формах фиксации железа во взвеси: по подсчетам того же автора, силикатное железо составляет в океанической взвеси немногим более половины всей его массы, зато его фиксация в форме гидроокиси и в сорбированном состоянии составляет около 1/3. Примерно 15% взвешенного железа представлено в биогенной форме.

Однако эта информация будет неполной, если не указать на существенное различие в геохимической истории терригенных и гидрогенных форм элементов в океане. Согласно рассчетам Ю.А. Богданова и А.П. Лисицына, ежегодный привнос в океан абиогенного осадочного материала менее 10%. Около 80% из всего осадочного материала, ежегодно питающего океан, приходится на биогенные компоненты, продуцируемые непосредственно в океане. Но если основная масса абиогенной взвеси проходит транзитом через водную толщу и захороняется на океаническом дне, то из биогенных компонентов осадочного материала в осадки поступает: органического вещества десятые и сотые доли процента общей продукции [Богданов и др., 1971], а биогенного кремнезема 1–10% [Лисицын и др., 1966] и т.д. Основная часть биогенной взвеси растворяется, вновь включаясь в биогенный цикл. Таким образом, лишь небольшая часть элементов, участвующих в этом цикле, выходит из круговорота, достигая дна и захороняясь в осадках в составе отмерших организмов и их остатков. Только элементы, формирующие скелеты организмов, составляют частичное исключение из этого правила. Что же касается остальных элементов, в том числе рассматриваемых в этой работе (и, в частности, Fe), то непосредственно захороняемая их доля ничтожна [Страхов, 1976].

Гораздо более важной является та часть железа, которая, претерпев растворение, не вовлекается вновь в биологический круговорот, а сорбируется на взвеси и поверхности осадков, а также выпадает, коагулируя, в самостоятельную гидроокисную фазу (т.е. переходит в гидрогенную форму). Очевидно, что с увеличением степени пелагичности, с уменьшением поставки терригенного материала, будет увеличиваться и роль гидрогенных форм элементов в формировании химического состава осадков. Пелагические котловины океанов, где концентрация взвеси минимальна, а биогенное разбавление ее наиболее велико, представляют собой поле "господства" океанической воды и биоса: масса элементов, заключенных здесь во взвеси, значительно ниже, чем их масса, находящаяся в растворенном виде в воде [Гордеев, 1974; Лукашин, 1974]. Поэтому хотя в соотношении $Me_{взв}/Me_{раств}$ определяющим в этих условиях, казалось бы, является лишь крайне низкое содержание взвеси в толще центральных частей океана, действительно же влияющих факторов оказывается больше, а вкупе они определяют важную геохимическую сторону пелагической седиментации — ее существенно бóльшую, чем в других областях, "гидрогенность". Роль биоса, трансформирующего соотношения форм

элементов в пелагиали океанов, отмечалась недавно Н.М. Страховым [1976]. Особую роль этому процессу в формировании состава пелагических осадков отводит А.П. Лисицын [1977].

Учитывая, что речная взвесь чрезвычайно близка по своему химическому составу к среднему составу земной коры и обогащена относительно состава литосферы лишь Cu, Zn, Pb, можно в первом приближении проследить изменение относительного значения силикатной и гидрогенной форм железа в океанических осадках.

Если принять отношение Fe/Al в литосфере близким 0,6, то на Японском профиле [Страхов и др., 1974а] обнаруживается постепенное увеличение этого отношения в глубь пелагиали, которое может быть интерпретировано как появление гидроокисной (гидрогенной) фазы в наиболее удаленных частях профиля. Фаза эта, судя по произведенной оценке, присутствует в небольших количествах (0,2 и 0,37%, что составляет соответственно 4,0 и 5,8% общего содержания железа). Как и следовало ожидать, подобный расчет для осадков Южной котловины дает существенно более ощутимую долю "гидроокисного" железа (1,8%, что отвечает 26% валового содержания этого элемента).

Сопоставление подобных расчетных оценок с конкретными данными по фазовому анализу было произведено А.И. Лебедевым на пробах, отобранных в 8-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" в юго-восточной части Тихого океана [Лисицын и др., 1976]. Эти данные, приведенные в табл. 15, показывают, что методом двойной вытяжки, извлекающей, по данным А.П. Лисицына с соавторами [1976] и В.И. Багина с соавторами [1975], поочередно сорбированное железо и аморфные гидроокиси (25%-ная уксусная кислота с 1 н. солянокислым гидроксиламином) [Chester, Huges, 1967], а также раскристаллизованные гидроокиси (3 н. хлорированный эти-

Таблица 15

Содержание различных форм железа (в вес. %) в осадках восточной части Тихого океана

Форма железа	Илы, переходные от терригенных к пелагическим		Эвпелагические илы	Металлоносные осадки
	Северо-восточная часть Тихого океана	Зона пассатных течений		
$Fe_{вал}$	5,0	4,8	6,2	11,1
$Fe_{гидр.расч}$	0	0,5	2,4	9,9
То же, % от $Fe_{вал}$	0	10,4	38,7	89
$Fe_{аморф.гидр}$ (первая вытяжка)	0,3	0,35	0,63	0,77
То же, % от $Fe_{вал}$	6	7,3	10,3	6,9
$Fe_{раск.гидр}$ (вторая вытяжка)	0,9	–	2,95	8,38
То же, % от $Fe_{вал}$	18	–	47,5	75,5
$Fe_{гидр}$ (первая + вторая вытяжки), % от $Fe_{вал}$	24	–	57,8	82,7
$Fe_{сил.расч.}$	5,0	4,3	3,6	1,2
То же, данные фазового анализа	3,8	–	2,6	1,95
$Fe_{сил.расч}$, % от $Fe_{вал}$	100	89,6	61,3	11,0
То же, данные фазового анализа, % от $Fe_{вал}$	76,0	–	42,2	17,3
Al	10,6	7,4	6,4	22,0
Число образцов	9	7	12	9

Примечание. Различные формы железа: $Fe_{вал}$ – валовое, $Fe_{гидр.расч}$ – гидроокисное, расчетное, $Fe_{аморфн. гидр}$ – аморфное, гидроокисное, $Fe_{раск.гидр}$ – раскристаллизованное, гидроокисное, $Fe_{сил}$ – силикатное.

ловый спирт), по Г.Ю. Бутузовой с соавторами [1967], обнаруживается даже большее содержание свободных окислов железа, чем это следует из расчетных данных. В то же время данные фазового анализа ближе сопоставимы с приведенной ранее информацией о формах железа во взвеси. Авторы методики определения свободной гидроокиси железа с помощью обработки пород 3 н. хлорированным этиловым спиртом [Бутузова и др., 1967] использовали ее для отделения в основном аморфной гидроокиси. При этом железо силикатов практически не затрагивалось, за исключением лептохлоритов. Раскристаллизованные окислы железа также подвержены растворению, хотя и не полному, что было показано на примере достаточно устойчивого минерала железа — магнетита.

Исследование с применением инфракрасной спектроскопии, изучения магнитных свойств, мессбауэровских спектров, химических анализов и т.д. показали, что для осадков восточной части Тихого океана кристаллизованные гидроокислы, представленные в основном гётитом, растворяются второй вытяжкой практически полностью, а магнитные окислы (магнетит, маггемит) отмечаются в нерастворимом остатке в небольших количествах [Багин и др., 1975; Лисицын и др., 1976]. Методика обработки проб 25%-ной уксусной кислотой с 1 н.солянокислым гидроксиламином [Chester, Huges, 1967] удаляет, как показали экспериментальные данные, в основном аморфную гидроокись железа. Если исходить из приведенных сведений, то расчетные данные по свободной гидроокиси железа относительно общего его содержания оказываются для пелагических осадков океана систематически заниженными примерно на 20%. Скорее всего это может быть обусловлено недостаточной изученностью воздействия 3 н.хлорированного этилового спирта на различные типы осадков, в частности, на разные глинистые минералы и, что особенно важно, на измененную пирокластику. Кстати, Г.Ю. Бутузова с соавторами [1967] отмечают небольшое (не отражающееся на составе осадков Санторинской вулканической зоны) растворение мелкой пирокластики. Вероятно, мы имеем при анализе данных этой вытяжки некоторое завышение доли гидроокиси железа и соответствующее занижение доли силиката.

Однако, даже при наличии некоторой неопределенности в интерпретации данных второго этапа фазового анализа, закономерности изменения форм нахождения железа в ходе осадочной дифференциации выражаются достаточно четко: они показывают увеличение доли свободных гидроокислов железа в глубь океана. Это подчеркивается и результатами других методов фазового анализа: на Гавайском профиле осадков восточной половины центральной части Тихого океана терригенные осадки, по данным, полученным солянокислой и сернокислой вытяжками, содержат 2—3% Fe^{3+}_{HCl} и 0—15% $Fe^{3+}_{H_2SO_4}$, а пелагические глины — 14—22% Fe^{3+}_{HCl} и 10—38% $Fe^{3+}_{H_2SO_4}$ относительно валового содержания железа [Глаголева и др., 1975; Розанов и др., 1972].

Приведенные цифры более близких к расчетным оценкам. Однако порядок цифр и тренд в изменении всех оценок количества свободных гидроокислов железа в осадках океана — один и тот же.

Обработка эвпелагических илов Южной котловины, поднятых в ходе 14-го рейса судна "Дмитрий Менделеев", по методу Честера (первая вытяжка) дала результаты (табл. 16), чрезвычайно близкие к средним данным, приведенным в табл. 15. В этих осадках (ст. 980) в сорбированной форме и в виде аморфных гидроокислов находится от 0 до14% всего железа, составляя в среднем 7% (10% в эвпелагических илах, см. табл. 15). Сходные результаты дает и определение в первой вытяжке из красной глины ст. 983, расположенной в центральной части Южной котловины (табл. 17). Суммарное гидроокисное железо — 54% валового количества — оказывается здесь несколько большим рассчитанного по Al.

Если интерпретировать результаты анализов второй вытяжки, как это делают В.И. Багин с соавторами [1975] и А.П. Лисицын с соавторами [1976], то следует сделать вывод о том, что в медленно накапливающихся пелагических красных глинах основная масса гидроокиси железа находится в раскристаллизованном состоянии.

Таблица 16

Результаты обработки красных глин Южной котловины 25%-ной уксусной кислотой и 1 н. раствором солянокислого гидроксиламина

Станция	Горизонт, см	Объект и продукт обработки	Fe		Mn		Ti		Cu		Cu		Zn		Ni		Co		V		Ga		Zr	
			I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
980-1	0–20	Фильтрат	0,55*	7	0,84	87	0	0	146	47	0	0	184	85	66	62	5	4	11	55	75	47
		Остаток**	7,78	93	0,13	13	0,62	125	168	53	200	100	32	15	40	38	115	96	9	45	85	53
		Порода	8,37	100	0,97	100	0,49	100	314	100	100	100	216	100	106	100	120	100	20	100	160	100
980-2	90–200	Фильтрат	–	–	–	–	0	0	195	45	0	0	727	96	253	89	70	50	9	56	70	41
		Остаток	7,50	–	0,11		0,78		215	55	165	100	33	4	33	11	70	50	7	44	100	59
		Порода	–	–	–	–	–		410	100	163	100	760	100	286	100	140	100	16	100	170	100
980-2	160–175	Фильтрат	1,05	14	2,48	94	0	0	220	57	19	13	534	89	365	92	65	45	4	28	25	15
		Остаток	6,55	86	0,17	6	0,55	114	165	43	131	87	66	11	35	8	80	55	10	72	145	85
		Порода	7,60	100	2,65	100	0,48	100	385	100	150	100	600	100	400	100	145	100	14	100	170	100
980-2	200–210	Фильтрат	0,50	7	2,47	94	0	0	199	52	0	0	492	83	345	87	65	50	11	58	55	33
		Остаток	6,72	93	0,18	6	0,61	121	181	48	295	200	98	17	50	13	65	50	8	42	110	67
		Порода	7,22	100	2,65	100	0,50	100	380	100	148	100	590	100	395	100	130	100	19	100	165	100
980-2	345–350	Фильтрат	0	0	2,78	93	0	0	165	48	0	0	653	81	389	90	64	42	5	28	0	0
		Остаток	7,65	100	0,22	7	0,71	114	180	52	257	148	167	19	41	10	86	58	13	72	180	100
		Порода	7,50	100	3,0	100	0,62	100	345	100	173	100	810	100	430	100	150	100	18	100	180	100
Среднее		Фильтрат		7		92		0		50		3		87		84		38		45		27
		Остаток		93		8,0		100		50		97		13		16		62		55		73

*Данные рассчитаны.

**Остаток от выщелачивания.

Примечание. I – Содержание Fe–Ti – в вес. %; Cu–Zr –в $n \cdot 10^{-4}$%; II – доля элемента во фракции от содержания в породе, в %.

Иное выявляется при рассмотрении форм железа в металлоносных осадках. Расчетные данные указывают на то, что процесс обогащения свободными гидроокислами железа выражен здесь с максимальной силой. Содержание алюминия в этих осадках крайне мало, и, следовательно, силикатная фаза в осадках депрессии Бауэр [Лисицын и др., 1976], согласно табл. 15, присутствует в количестве около 11% общего веса железа. Для металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия, изученных в ходе 14-го рейса судна "Дмитрий Менделеев" (табл. 18), доля расчетного силикатного железа составит в среднем почти такую же величину. Для осадков зоны В – осевой зоны Восточно-Тихоокеанского хребта, – отличающейся высокими значениями теплового потока [Boström, Peterson, 1969], расчетная величина терригенного железа снижается до 1,5%. Более детальное рассмотрение форм железа в металлоносных осадках с применением фазового анализа, рентгеновского, мессбауэровского и других методов исследования приводится в следующих работах: Bischoff, Sayles [1972]; Dymond e.a. [1973]; Sayles, Bischoff [1973]; Багин и др. [1975]; Sayles e.a. [1975]; Лисицын и др. [1976]. Следует отметить, что все эти исследования посвящены осадкам депрессии Бауэр.

Однако в последние годы в интерпретации результатов этих исследований наметилась некоторая неопределенность. Заключается она в том, что металлоносные осадки этой депрессии также рентгеноаморфны и трудны для минералогического изучения, как и осадки хребта. Но в отличие от них, при несколько более высоком содержании глинозема, характерном и для осадков флангов хребта, они концентрируют в себе непропорционально большее количество кремнезема. Этот факт, а также обнаружение в них рефлексов железистого смектита привели зарубежных исследователей к выводу о том, что 70–90% осадка состоят из рентгеноаморфной силикатной Fe-монтморилонитовой фазы. Свое мнение они [Bischoff, Sayles, 1972; Sayles, Bischoff, 1973; Sayles e.a., 1975; и др.] подтверждают данными обработки осадков по методу Честера, согласно которым лишь 7–20% (в среднем 13%) осадков депрессии Бауэр представлены окислами Fe и Mn [Sayles e.a., 1975]. Авторы этих работ указывают, что "терригенный фон" депрессии мал и "терригенное" силикатное железо соответствует тому небольшому его количеству, которое попадает в осадок во всем этом удаленном от области сноса районе, включая абиссальные равнины. Появление железистого смектита считается поэтому результатом аутигенного процесса.

Мнение американских ученых о господстве силикатной фазы в металлоносных осадках депрессии расходится с данными некоторых советских исследователей [Багин и др., 1975; Лисицын и др., 1976], которые, применив метод двойной вытяжки, рассмотренный выше, пришли к выводу о значительно более высоком содержании окисной фазы, чем предполагают американские ученые. В приведенной табл. 15 показано, что содержание железа в первой вытяжке из металлоносных осадков составляет здесь в среднем 6,9% валового содержания железа, а по В.И. Багину с соавторами [1975] – 6,0% (см. табл. 18). Это значительно меньше, чем соответствующие результаты американских исследователей, согласно которым в эту вытяжку переходит в среднем 28,4% общего железа [Sayles e.a., 1975]. Во вторую вытяжку из металлоносных осадков переходит уже 75,5% валового железа. В результате, по В.И. Багину с соавторами [1975] и по А.П. Лисицыну с соавторами [1976], всего в металлоносных осадках депрессии Бауэр в гидроокисной, окисной и сорбированной формах содержится 69,3 или 82,7% всего железа, тогда как американские исследователи, ограничиваясь методом Честера, т.е. аморфной фазой, оста-

Таблица 17

Результаты фазового анализа красной глины и металлоносных осадков на профиле от Южной котловины к оси Восточно-Тихоокеанского поднятия

Объект и продукт обработки	Ti	Fe	Mn	V	Ni	Co	Sc	Ga	Zr	Hf	Th	La	Ce	Eu	Yb	Sb	Ba
						Ст. 983											
Порода	0,44 / 100	6,0 / 100	—	80 / 100	—	143 / 100	28 / 100	18 / 100	200 / 100	5,0 / 100	15,2 / 100	38 / 100	160 / 100	2,3 / 100	3,4 / 100	3,1 / 100	—
первая вытяжка	0,05 / 1,1	0,7 / 12	—	0 / 0	—	36 / 25	1,3 / 5	7 / 39	44 / 22	0,5 / 10	2,8 / 18	8,0 / 21	25,0 / 16	0,5 / 22	0,9 / 26	0,8 / 26	—
вторая вытяжка	0 / 0	2,5 / 42	—	28 / 35	—	103 / 72	60 / 21	2 / 11	13 / 6	0,6 / 12	2,4 / 16	13,9 / 36	107 / 67	0,9 / 39	1,5 / 44	1,6 / 50	—
Остаток	0,39 / 89	2,8 / 46	—	52 / 65	—	4 / 3	20,7 / 74	9 / 50	143 / 72	3,9 / 78	10,0 / 66	16,5 / 43	28 / 17	0,9 / 39	1,0 / 30	0,75 / 24	—
						Ст. 1005											
Порода	0,26 / 100	10,2 / 100	2,9 / 100	170 / 100	380 / 100	945 / 100	355 / 100	—	260 / 100	7,2 / 100	15,1 / 100	210 / 100	250 / 100	14,9 / 100	29,0 / 100	7,9 / 100	4640 / 100
первая вытяжка	0,09 / 35	1,8 / 18	2,8 / 97	46 / 27	214 / 56	77 / 31	2,5 / 7	—	103 / 39	1,5 / 21	3,9 / 26	105 / 50	50 / 20	8,2 / 55	18,1 / 62	1,3 / 17	840 / 18
вторая вытяжка	0,02 / 8	4,3 / 42	0 / 0	110 / 65	162 / 43	160 / 65	10,0 / 45	—	2 / 1	1,1 / 15	3,6 / 24	70 / 33	130 / 52	4,6 / 31	9,5 / 33	2,8 / 35	200 / 4
Остаток	0,15 / 57	4,1 / 40	0,1 / 3	14 / 8	4 / 1	9 / 4	170 / 48	—	155 / 60	4,6 / 64	7,6 / 50	35 / 17	70 / 28	2,1 / 14	1,4 / 5	3,8 / 48	3600 / 78
						Ст. 1002											
Порода	0,40 / 100	25,0 / 100	9,1 / 100	600 / 100	770 / 100	335 / 100	34,4 / 100	—	625 / 100	9,0 / 100	15,3 / 100	300 / 100	170 / 100	12,5 / 100	65 / 100	16,0 / 100	32300 / 100
первая вытяжка	0,21 / 52	12,9 / 52	9,0 / 99	384 / 64	518 / 67	163 / 49	14,6 / 42	—	392 / 64	5,0 / 56	6,7 / 44	220 / 73	100 / 59	9,2 / 74	59,8 / 92	5,4 / 34	11900 / 37
вторая вытяжка	0,09 / 23	9,6 / 38	0 / 0	201 / 34	246 / 32	160 / 48	8,0 / 23,2	—	130 / 21	2,7 / 30	3,6 / 24	69 / 23	52 / 30	2,8 / 22	4,9 / 7,5	6,8 / 42	900 / 3
Остаток	0,10 / 25	2,55 / 10	0,1 / 1	15 / 2	6 / 1	12 / 3	11,8 / 34	—	96 / 15	1,3 / 14	5,0 / 33	11 / 4	18 / 11	0,9 / 4	0,3 / 0,5	3,8 / 24	19500 / 60

Примечание. В числителе — содержание Ti—Mn — в вес. %; V — Ba — в $n \cdot 10^{-4}$ %. В знаменателе — содержание элементов относительно количества в породе, в вес. %. Первая вытяжка — 25%-ной уксусной кислотой и 1 н.раствором гидроксиламина; вторая обработка — 3 н. хлорированным этиловым спиртом.

новились на оценке ее доли в 28%. Действительно, разница в оценке количества силикатной формы в балансе железа получается разительной — 71,6% американских исследователей против 30,7% или даже 17,3% — отечественных.

В то же время интересно, что, в отличие от красных глин и терригенных осадков, определение окисного Fe фазовым анализом не превышает результат расчетного метода, а наоборот, является слегка заниженным. Этот факт, возможно, свидетельствует о том, что отношение Fe/Al в силикатном материале металлоносных осадков депрессии Бауэр изменено по сравнению с терригенным веществом. Действительно, для обогащающего илы этой депрессии "нетерригенного" силиката — Fe-монтмориллонита отношение Fe/Al должно быть весьма высоким. В статье Сайлеса с соавторами [Sayles e.a., 1975] наряду с анализом вытяжек по Честеру проведен

достаточно детальный рентгенографический анализ образцов, изучен химический состав различных по гранулометрии фракций осадка. Fe-смектит по этим данным составил около 90% рентгенокристаллических частиц во всех гранулометрических фракциях. Слабокристаллическая фаза не дала заметных рефлексов даже после длительной экспозиции (около 100 часов). После прокаливания (380°С) появлялся рефлекс гематита, свидетельствуя о существовании слабо окристаллизованной (или аморфной) гидроокиси Fe.

В принципе те же результаты были получены в работе В.И. Багина с соавторами [1975], в которой в качестве основной фазы был установлен (исследованиями магнитных свойств осадка и мессбауэровского эффекта) тонкокристаллический гётит, а в остатке от двойного выщелачивания — силикатная форма железа, анало-

Таблица 18

Формы нахождения железа в металлоносных осадках

Район	Число анализов	$Fe_{общ}$	Содержание железа относительно $Fe_{общ}$, %				Литературный источник
			Гидроокись расчетная	Гидроокись аморфная	Гидроокись кристаллическая	Силикатное	
Депрессия Бауэр	13	11,29	85,9	6,0	63,3	30,7	В.И. Багин и др., 1975
	56	13,8	88,7	28,4	–	71,6	Sayles e.a., 1975
Восточно-Тихоокеанское поднятие	21	12,8	82,9	–	–	–	Boström, Peterson, 1969
	19	16,85	90,6	–	–	–	Piper, 1973
	122	18,1	85,6	–	–	–	Данные авторов
	2	17,6	63	35	40	25	То же

Таблица 19

Химический состав осадков котловины Беллинсгаузена и восточных склонов Восточно-Тихоокеанского поднятия

Горизонт, см	$CaCO_3$	Si	Al	Fe	Mn	Ti	Mg	Ca	Cu	Zn	Ni
					Ст. 994						
0–5	65,1	8,45	2,15	0,80	0,30	0,15	0,65	24,2	87	84	80
5–11	71,7	6,0	1,35	1,05	0,20	0,12	0,45	29,0	65	72	55
50–55	18,0	19,0	4,30	3,82	1,15	0,26	1,3	6,7	195	115	176
120–125	<5	20,7	5,45	7,70	3,1	0,24	2,6	0,6	610	252	720
210–220	<5	19,4	4,60	7,65	3,2	0,23	2,7	0,6	370	230	560
300–305	<5	18,5	4,50	7,60	3,4	0,22	2,6	0,6	510	225	552
345–350	<5	18,4	4,60	7,70	3,3	0,21	2,4	0,7	545	240	530
445–450	69,0	0,55	<0,05	0,18	0,07	н.о	0,08	38,5	26	14	35
					Ст. 996						
0–2	~1	15,8	5,5	10,5	3,27	0,41	1,7	–	592	280	750
15–20	~1	17,3	5,82	11,7	3,22	0,43	1,7	2,1	920	300	525
45–5	~1	17,3	5,85	13,15	3,08	0,43	1,9	1,8	860	287	570
95–100	~1	17,1	5,90	12,30	3,30	0,42	1,9	1,6	875	268	505
155–160	~1	17,3	5,97	12,5	3,20	0,42	2,0	1,9	860	287	590
210–215	~1	16,2	5,05	12,4	3,3	0,37	2,1	1,8	840	332	610
225–230	~1	24,0	7,34	14,3	2,3	0,40	3,0	1,9	1070	456	690
270–275	~1	16,5	4,70	11,9	3,18	0,37	2,2	2,2	697	317	480
					Ст. 997						
0–5	~1	12,9	4,58	18,8	6,15	0,31	2,0	7,0	1455	470	1420
5–10	~1	17,8	5,85	24,5	8,35	0,30	2,8	7,6	1400	450	1180
30–40	~1	14,1	4,85	18,35	5,60	0,35	2,0	2,0	1430	442	1110
50–60	~1	15,3	5,00	19,50	5,37	0,32	2,2	1,3	1450	440	1177
90–100	~1	14,8	4,95	19,65	5,65	0,35	2,1	2,2	1320	455	1140
110–120	~1	14,0	4,45	18,80	5,92	0,35	2,0	1,9	1260	447	1065
150–160	~1	13,3	4,55	18,75	5,30	0,35	1,9	1,8	1150	429	955
190–205	~1	13,5	4,30	19,00	5,15	0,32	1,8	1,8	1325	440	990
240–250	~1	11,4	4,07	20,2	5,30	0,30	1,8	2,5	1275	445	960

Примечание. Содержание $CaCO_3$—Ca – в вес. %; Cu—Ni – в $n \cdot 10^{-4}$ %.

гичная Fe-монтмориллониту Красного моря. Уместно напомнить, что в остатке после уксуснокислой с солянокислым гидроксиламином вытяжки этими авторами была обнаружена нерастворившейся значительная часть гидроокисного железа — гётита, удаляемого лишь после второй вытяжки. Это дает возможность предположить неполное выделение гидроокисной формы Ф. Сайлесом с соавторами, ограничившихся аморфной фазой. Однако существенно меньшие количества железа, вскрытые вытяжкой Честера в опытах В.И. Багина с соавторами [1975], по сравнению с экспериментами американских авторов не позволяют утверждать это с достаточной уверенностью. Кроме того, следует учитывать отмечавшуюся неопределенность в интерпретации результатов второй вытяжки. Думается, что методические работы ближайшего будущего позволят более определенно решить вопрос о количественном соотношении рассматриваемых фаз.

Обратимся, однако, к металлоносным осадкам, отлагающимся не в депрессии Бауэр, а вдоль оси Восточно-Тихоокеанского хребта и на его склонах. В цитированных выше работах особо подчеркнуто, что эти осадки отличаются от илов исследованной депрессии именно отсутствием в них значительных количеств Fe-смектита. Этот вывод делался на основании данных К. Бострёма и М. Петерсона [Boström, Peterson, 1969] о том, что осадки хребта представлены аморфными гидроокислами и содержат существенно меньше кремнезема по сравнению с илами депрессии Бауэр.

Результаты фазового анализа осадков поднятия (см. табл. 17) подтверждают это, о чем свидетельствуют значительно большие, чем в предыдущем случае, концентрации аморфного железа (первая вытяжка). Особенно разительны данные для илов, отлагающихся вблизи осевой зоны хребта (ст. 1002). Здесь суммарное количество гидроокисного железа, перешедшего в вытяжки (90%), почти в точности отвечает расчетному гидроокисному железу (88%). Очевидно, вопрос о железистом смектите не стоит для металлоносных илов Восточно-Тихоокеанского поднятия, особенно для осевой его части, столь остро, как для впадины Бауэр, и расчетные оценки гидроокисного железа для них вполне правомерны.

Результаты фазового анализа, расчетные данные и вопрос о характере силикатного вещества в рассматриваемых илах можно проконтролировать и с помощью корреляционных связей между основными элементами. Попробуем рассмотреть металлоносные осадки с точки зрения соотношений валовых Fe и Si, использовав для этого данные К. Бострёма и М. Петерсона [Boström, Peterson, 1969] и наши результаты анализа осадков восточного фланга хребта и прилегающих частей котловины Беллинсгаузена в районе 39° ю.ш. (табл. 19). В качестве сравнения нанесем вслед за Ф. Сайлесом с соавторами [Sayles e.a., 1975] на диаграмму результаты анализов красных глин Тихого океана, выполненные Е. Гольдбергом и Г. Аррениусом [Goldberg, Arrhenius, 1958], а также средний состав красных глин Южной котловины (см. табл 10), анализы тех же образований, приведенные в работе И. Нэйду [Nayudu, 1971], средние составы пелагических красных глин по данным разных авторов [Turekian, Wedepohl, 1961, Landergren, 1964] и, наконец, средние составы разных фаций осадков Красного моря [Bischoff, 1969] и эксгаляций вулкана Бану-Вуху [Зеленов, 1964].

Все точки океанических пелагических осадков, не являющихся по своим характеристикам металлоносными, дают картину отрицательной корреляции Fe и Si и располагаются вдоль линии регрессии (/), проходящей со сравнительно небольшим наклоном к оси абсцисс (рис. 6). В непосредственной близи от этой линии располагается и точка, отвечающая обломочной фации Красного моря, к ней же тяготеют и некоторые точки флангов хребта. Такое соотношение Fe—Si в пелагических осадках вполне оправдано терригенной природой основной части их вещества с добавлением некоторого количества гидрогенного и, возможно, вулканогенного (пирокластического) железа.

Совершенно иные соотношения этих элементов характерны для осадков депрессии Бауэр, которые отвечают почти тем же интервалам содержаний SiO_2, что и красные глины. Однако, если в последних угол наклона линии регрессии (/) крайне мал, отвечая небольшому уменьшению содержания железа с увеличением количества

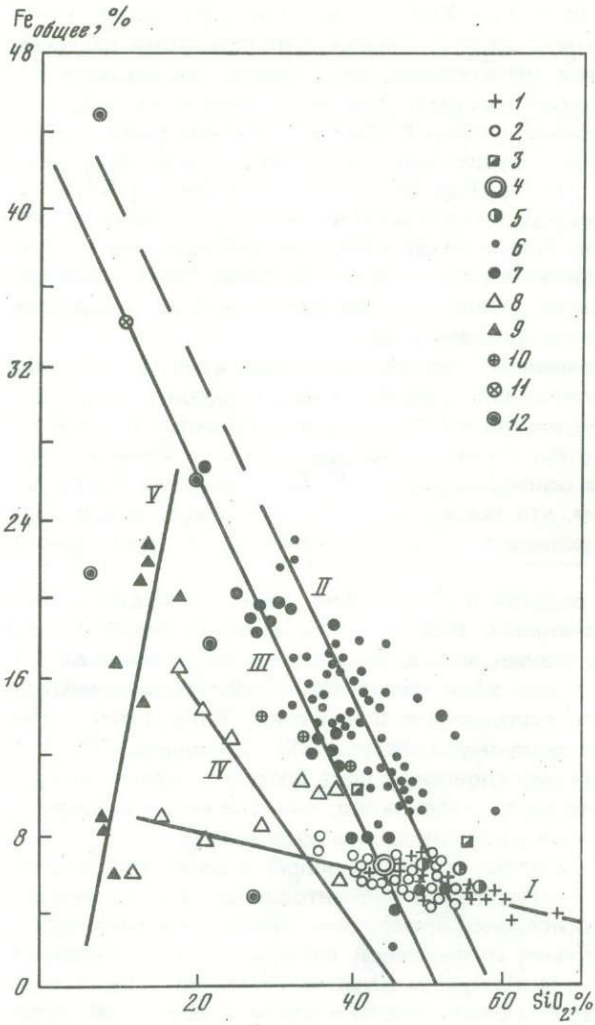


Рис. 6. Соотношение Fe и SiO_2 в металлоносных осадках Тихого океана, пелагических красных глинах и в некоторых продуктах современного рудного процесса.

1–5 — красные пелагические глины: *1* — Тихого океана [Goldberg, Arrhenius , 1958], *2* — Южной котловины (данные авторов), *3* — Южной котловины (Nayudu, 1971], *4* — Южной котловины, средний состав (данные авторов), *5* — средний состав по данным разных авторов [Goldberg, Arrhenius, 1958; Landergren, 1964; Turekian, Wedepohl, 1961]; *6–12* — осадки: *6* — депрессии Бауэр [Sayles a.e., 1975], *7* — флангов Восточно-Тихоокеанского поднятия (данные авторов), *8* — флангов поднятия [Boström, Peterson, 1969]; *9* — осевой зоны поднятия [Boström, Peterson, 1969], *10* — флангов поднятия [Piper, 1973], *11* — продукты эксгаляций вулкана Бану-Вуху [Зеленов,, 1964], *12* — различных фаций Красного моря [Bischoff, 1969]

I–V — см.в тексте

в осадках кремнезема (~ 1% Fe на 10% SiO_2), то в металлоносных илах тому же изменению кремнезема отвечает почти на порядок большее накопление железа. Линия, около которой концентрируется, хотя и с большой дисперсией, основная масса точек, характеризующих осадки депрессии Бауэр (*II*), как бы разворачивается относительно линии красных глин на значительный угол, фиксируя существенное дополнительное поступление железа.

Точки наших анализов, представляющих осадки восточного фланга Восточно-Тихоокеанского хребта на 39–40° ю.ш. (см. табл. 19), отличаются значительно меньшим разбросом, вытягиваясь вдоль линии (*III*), параллельной точкам осадков депрессии (*II*), но на уровне меньшего содержания кремнезема. Необходимо отметить, что вблизи от этих прямых и на их продолжении ложатся точки составов Fe "монтмориллонитовой" фации Красного моря, эксгаляции вулкана Бану-Вуху и гётит-аморфной фации Красного моря. К ним же примыкают точки металлоносных осадков западных флангов хребта по 11–12° ю.ш., описанных Е. Гольдбергом и Г. Аррениусом [Goldberg, Arrhenius, 1958].

Составы металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия на 14° ю.ш., приведенные К. Бострёмом и М. Петерсоном [Boström, Peterson, 1969], попадают на графике (см. рис. 6) в область малых концентраций SiO_2 слева от точек, отвечающих составам склоновых осадков по 39° ю.ш., и не обнаруживают, в отличие от последних, какой-либо зависимости Fe–SiO_2. Если, однако, рассмотреть отдельно выделенные этими авторами осадки флангов хребта, то они попадают час-

тично на продолжение линии, отвечающей развитию красных глин, несколько точек ложатся вблизи линии, намеченной для осадков фланга по 39° ю.ш., а ряд составов образует группу, расположенную почти параллельно предыдущим, но еще более смещенную в сторону меньших концентраций кремнезема (*IV*).

Совокупность точек, отвечающих собственно осевой зоне хребта (группа *B*; зона с высоким тепловым потоком, по Бострёму и Петерсону), обнаруживает зависимость, диаметрально противоположную всем рассмотренным ранее случаям (*V*). Хотя пределы изменения концентраций кремнезема весьма малы (6—18%), а для железа укладываются почти в тот же интервал (6—23%), положительная корреляционная связь этих компонентов оказывается, несмотря на небольшое число анализов ($n = 9$), статистически значимой ($r_{xy} = 0{,}66$, $P = 95\%$). Интерпретируя эту зависимость, следует, конечно, иметь в виду сравнительно малую точность эмиссионных спектральных определений SiO_2, выполненных К. Бострёмом и М. Петерсоном (относительная ошибка составляет, по данным этих авторов, 25%), а также небольшой разброс его концентраций. Тем не менее трудно себе представить, что статистически установленная зависимость могла оказаться результатом случайных ошибок измерений.

Рассматривая весь комплекс данных (см. рис. 6), можно сделать некоторые выводы, которые могут иметь отношение к вопросу об изменении форм нахождения железа в пелагическом процессе и в металлоносных осадках.

Во-первых, линия пелагических красных глин (*I*) отражает взаимосвязанные изменения концентраций SiO_2 и Fe в ходе осадочной дифференциации. Уменьшение концентраций SiO_2 сопровождается увеличением в осадках железа. При этом средний состав красных глин Южной котловины Тихого океана оказывается наименее кремнеземистым и наиболее железистым среди всех других оценок среднего состава подобных образований. Еще более отчетливый тренд дают конкретные анализы глин Южной котловины. Часть их группируется вокруг точек, полученных по данным Е. Гольдберга и Г. Аррениуса [Goldberg, Arrhenius, 1958]; среди этих точек также есть несколько анализов из этого района, а значительная группа существенно сдвинута в область малых содержаний SiO_2 и повышенных — Fe. Такое соотношение элементов связано с относительным увеличением в ходе развития пелагического процесса роли "гидрогенного" железа и уменьшением доли связанного с SiO_2 терригенного. На этой линии лежат точки наших анализов осадков котловины Беллинсгаузена (ст. 994) и ряд точек фланга хребта по данным К. Бострёма и М. Петерсона [Boström, Peterson, 1969]. Не исключено поэтому, что некоторые наиболее маложелезистые металлоносные осадки флангов хребта также могут быть обязаны накоплению железа в ходе обычного, но сильно выраженного пелагического процесса в условиях ослабленного поступления терригенного материала.

Во-вторых, линии, отвечающие составам основной массы металлоносных осадков флангов хребта (см. рис. 6, *II—IV*), включая и депрессию Бауэр, определенно свидетельствуют о дополнительном, не связанном с пелагическим осадочным процессом накоплении железа. Интенсивность его поступления в разных участках неодинакова. В связи с существенно большим по сравнению с красными глинами привносом железа эффект разубоживания кремнеземом проявляется еще более отчетливо. Однако большее содержание SiO_2 в осадках депрессии Бауэр при параллельном по сравнению с другими районами хребта изменении его соотношения с Fe дает основание предполагать наличие здесь дополнительного кремнезема, который, судя по сопоставлению с красными глинами, имеет нетерригенное происхождение. Специфичность осадков депрессии хорошо подчеркивается графиком.

В-третьих, о возможном источнике этого кремнезема, равно как и локализации поступления железа, может говорить взаимосвязь этих компонентов в зоне осевой части хребта, характеризующейся повышенным тепловым потоком. Поскольку с этой зоной связывается обычно поступление эндогенного материала, то привнос в ходе вулканического процесса существенных масс железа и кремнезема представляется, судя по многочисленным аналогиям, вполне логичным.

Следует при этом отметить, что рассмотренные соотношения не дают ответа на вопрос о терригенном или нетерригенном характере силикатов в металлоносных

осадках. Более объективным критерием является в этом отношении соотношение Si и Al – основных элементов терригенного сноса.

На графике (рис. 7) рассмотрены те же образования, что и на предыдущем рисунке, но в координатах Si–Al. Данные этой диаграммы совершенно отчетливо и однозначно указывают, что металлоносные осадки флангов хребта (за исключением депрессии Бауэр) характеризуются тем же соотношением Si–Al, что и красные глины, и кремнезем в них в основном терригенный. А это означает – избыток железа относительно алюминия должен в этих илах находиться в гидроокисной форме, что позволяет с достаточной достоверностью использовать расчетный метод определения гидрогенного (гидроокисного) железа в дальнейших рассмотрениях.

Анализы осадков ст. 994 говорят о небольшой добавке к терригенному веществу биогенного кремнезема, сдвигающего нормальное отношение Si/Al = 3 до ~4. Это подтверждают и данные литологического анализа (в этих осадках присутствует около 10% кремнезема в виде скелетов диатомей).

Осадки депрессии Бауэр представлены точками, концентрирующимися в правом нижнем углу графика, – с большими значениями Si и малыми Al. При этом концентрации этих элементов не связаны сколько-нибудь определенной зависимостью. Лишь осадки станции [Sayles e.a., 1975], расположенной на склоне Галапагосского поднятия и отличающейся несколько бóльшим (по сравнению с другими осадками депрессии) поступлением обломочного материала, несут на себе следы взаимосвязанного и прямо пропорционального изменения Al и Si. Нанесенные же на график точки анализов различных гранулометрических фракций осадков депрессии указывают на обратную пропорциональность в изменении этих компонентов: с уменьшением размерности фракций до коллоидной в них повышается концентрация кремнезема и уменьшается содержание Al.

Учитывая, что в этом же направлении увеличивается количество Fe и Mg и уменьшается содержание K, можно говорить о появлении здесь безалюминиевой силикатной фазы, не связанной с терригенным привносом и имеющей, таким образом, "гидрогенный" характер. Если удастся установить, что весь кремнезем находится здесь в связанном состоянии, то неизбежно заключение, что эта фаза, действительно, играет весьма большую роль в осадках депрессии. К сожалению, пока этот вопрос остается открытым. Осадки осевой зоны, характеризующиеся соотношением Si и Al, в точности отвечающим изменению содержания этих элементов в гранулометрических фракциях депрессии Бауэр, обращают на себя внимание как на возможные непосредственные продукты процесса поступления дополнительных железа и кремнезема. Почему наиболее резко выраженная фиксация их в новую силикатную фазу происходит именно в пределах депрессии – весьма важный и интересный, но специальный вопрос, требующий особого исследования.

Резюмируя данные (прямые и косвенные) о формах нахождения железа в пелагических глинах и металлоносных осадках, приходим к выводу, что в ходе пелагического осадочного процесса происходит изменение в соотношении этих форм, причем по мере снижения скоростей накопления осадков все бóльшую роль играют формы "гидрогенные" – гидроокисные. Их количество достигает в условиях наиболее интенсивной пелагичности осадков 25–55% общего содержания Fe в илу. В металлоносных же осадках, даже с учетом некоторой разнородности результатов фазового анализа, количество гидрогенной формы железа резко возрастает, превышая 50% и зачастую составляя 80–90% и больше общего содержания железа. При этом доля гидрогенного Fe увеличивается с уменьшением интенсивности абиогенной седиментации (рис. 8).

Даже если данные о господстве силикатной формы железа в виде Fe-монтмориллонита в депрессии Бауэра принять за окончательные, то и это не изменит выводы, так как железо здесь имеет аутигенное, гидрогенное, происхождение. Изменение в соотношении форм железа в металлоносных осадках по сравнению с пелагическими глинами приводит к выводу о дополнительном, не связанном с осадочным процессом, источнике основной массы этого "гидрогенного" железа. Данные же о соотношении Fe–Si и Si–Al в осадках осевой зоны Тихоокеанского хребта в зоне повышенного теплового потока указывают на нее как на область вероятного эндо-

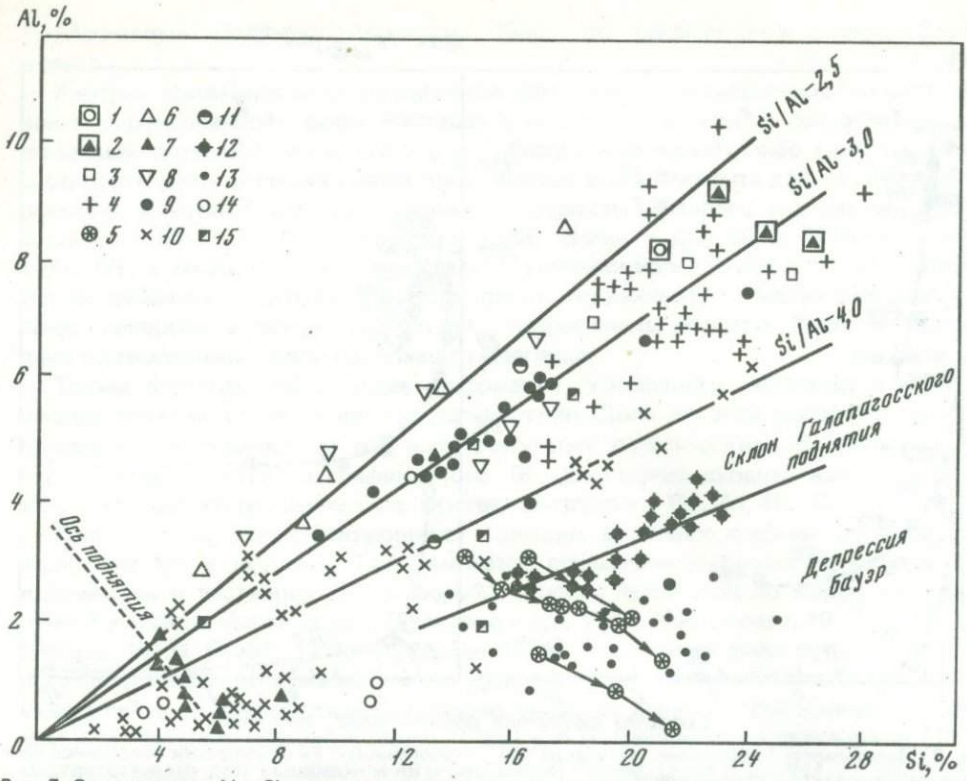


Рис. 7. Соотношение Al и Si в металлоносных осадках и пелагических красных глинах Тихого океана и в некоторых продуктах современного рудного процесса

1–5 — пелагические красные глины: *1* — средний состав Южной котловины (данные авторов), *2* — средний состав (данные разных авторов), *3* — Южной котловины [Nayudu, 1971], *4* — Южной котловины (данные авторов), *5* — различные гранулометрические фракции осадков депрессии Бауэр [Sayles e.a., 1975]; *6–13* — осадки: *6* — западного фланга Восточно-Тихоокеанского поднятия (зона "с" по К. Бострему, М. Петерсону) [Boström, Peterson, 1969], *7*— осевой зоны поднятия (зона "в"), *8* — восточного фланга поднятия (зона "а"), *9, 10* — восточного фланга поднятия (данные авторов), *11* — флангов поднятия [Böstrom, Peterson, 1969], *12* — склона древнего Галапогосского поднятия [Sayles e.a., 1975], *13* — депрессии Бауэр [Sayles e.a., 1975]; *14*— продукты эксгаляций вулкана Бану-Вуху, по К.К. Зеленову, 1964; *15* — осадки различных фаций Красного моря [Bischoff, 1969]

генного поступления железа и кремнезема, подобно тому, как это обнаруживается в зонах гидротермальной активности на континентах.

В еще большей степени, чем для железа, процесс осадочной дифференциации сказывается на изменении форм нахождения марганца. Он отражается уже на соотношении взвешенных и растворенных форм этого элемента. Хотя концентрация марганца во взвеси и в растворе убывает от речных вод к внутренним морям и, наконец, к открытому океану [Виноградов, 1967; Гордеев, 1974; Емельянов, 1975], отношение $Mn_{взв}/Mn_{раств}$ меняется от $n \cdot 10^3$ в реках до $6 \cdot 10^{-2}$ в пелагических районах Тихого океана. Отчетливый сдвиг марганца в сторону преобладания растворимых его форм в океане подтверждается также термодинамическими расчетами и экспериментальными данными, установившими господство соединений двухвалентного марганца с наиболее распространенными анионами морской воды [Glasby, 1974]. Следствием этого является значительно большее относительное обогащение океанических осадков гидрогенным марганцем в процессе осадочной дифференциации, чем это отмечалось для железа. Это отражается прежде всего на закономерном изменении отношения Mn/Fe по мере увеличения степени пелагичности осадков, т.е. с уменьшением скоростей их накопления (см. рис. 3). Аналогичное изменение этого отношения фиксируется уже в самой воде и во взвеси с удалением в пелагическую область океана ($\sim 3 \cdot 10^{-2}$ в речной воде и взвеси; $\sim 5 \cdot 10^{-2}$ во взвеси внут-

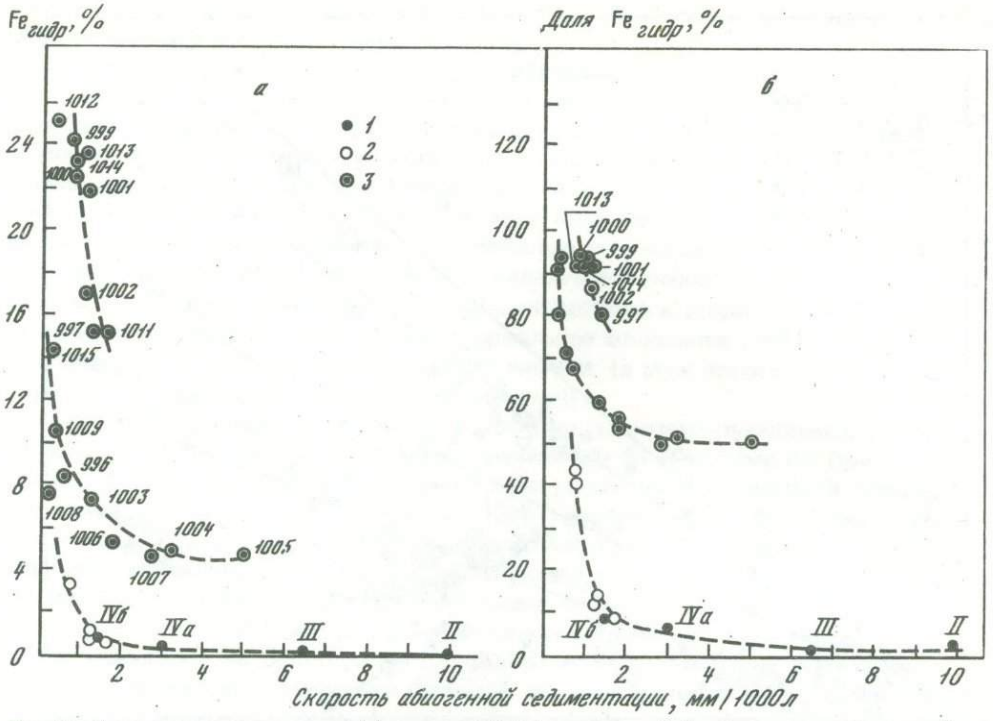


Рис. 8. Зависимость содержания (*а*) и доли (*б*) "гидрогенного" Fe от скорости абиогенной седиментации осадков Тихого океана

1–3 — о с а д к и: *1*— Японского профиля, *2* — Южной котловины, *3*— металлоносные Восточно-Тихоокеанского поднятия. Указаны номера станций

Пояснение II–IV — см. в тексте.

ренних морей; $45 \cdot 10^{-2}$ и $94 \cdot 10^{-2}$ соответственно во взвеси и воде Тихого океана). Естественно, что уже в самой океанической взвеси основная часть марганца представлена гидрогенными — биогенными, сорбированными и гидроокисными—формами. Лишь в области шельфа силикатный марганец играет во взвеси сколько-нибудь значимую роль. В пелагиали эта часть, по оценке В.В. Гордеева [1974], составляет около 1% общего его содержания.

Подобная закономерность в полной мере отражена и в формах марганца океанических осадков. По данным А.П. Лисицына с соавторами [1976], содержание свободного (гидроокисного и сорбированного) марганца увеличивается в осадках юго-восточной части Тихого океана от 74 до 90,6% общего его содержания при переходе от терригенных осадков к эвпелагическим. Расчетные данные по соотношению Mn/Al в литосфере дают сходную картину, завышая количество свободного марганца всего на 5–6% относительных. Если следовать тому же методу расчета, то в осадках Японского профиля на долю гидрогенного марганца приходится от 0 в вулканогенно-терригенных и гемипелагических илах до 55% в миопелагических осадках и от 60 до 90% в эвпелагических образованиях от общего содержания марганца в осадке. В эвпелагических осадках Южной котловины эта доля также составляет около 90%. Данные фазового анализа ст. 980 (см.табл. 16) подтверждают реальность этой оценки. Поэтому очевидно, что при рассмотрении отношения собственно гидрогенных форм Fe и Mn в зависимости от скорости накопления осадков сдвиг в пользу последнего с увеличением пелагичности станет еще более весомым. Полное преобладание гидроокисной и сорбированной формы марганца в пелагических осадках и существенная доля силикатной (терригенной) формы железа в них и обусловили, по-видимому, столь парадоксальный, по мнению К. Чейва и Ф. Маккензи [Chave, MacKenzie, 1961], факт отсутствия корреляции этих элементов при статистической обработке данных Е. Гольдберга и

Г. Аррениуса [Goldberg, Arrhenius, 1958] по пелагическим илам Тихого океана.

Картина изменения роли терригенной (силикатной) и гидрогенной (гидроокисной и сорбированной) форм марганца в процессе нормальной осадочной дифференциации оставляет мало шансов на обнаружение какого-либо резкого скачка в относительном значении гидрогенной формы этого элемента для металлоносных осадков. Действительно, по имеющимся оценкам фазового анализа, эта форма составляет 97—99% [Лисицын и др., 1976; Багин и др., 1975; и наши данные, табл. 17], а также 77—100% при среднем значении 95% [Sayles e.a., 1975] относительно суммарного его содержания, причем, по данным последних авторов, марганец находится в тесной корреляции с гидрогенным железом. Расчетные данные дают близкие оценки доли подвижного марганца.

Таким образом, лишь общее содержание "свободного" марганца в металлоносных осадках отличает их от красных глин. Доля же этой формы не намного превышает ее значение в обычных осадочных пелагических образованиях, что наглядно выявляется на графике (рис. 9). Достаточно сходная картина отмечается и для целого ряда металлов преходной группы — Cu, Zn, Ni, Co.

Для Ni и Co, характеризующихся бóльшим временем пребывания в морской воде, чем Mn и особенно Fe, отмечается существенное смещение соотношения взвешенной и растворенной их форм в сторону последней по мере перехода от речной к океанической воде [Коновалов и др., 1968; Конторович, 1968; Лубченко, Белова, 1973; Gibbs, 1973; Лукашин, 1974]. Увеличение роли аутигенных (гидрогенных) форм этих элементов по сравнению с вкладом литогенной их части с удалением в открытый океан отчетливо видно из данных, приведенных Р. Честером и М. Хугесом [Schester, Huges, 1969] и А.П. Лисицыным с соавторами [1976] соответственно для северной и юго-восточной частей Тихого океана, Р. Честером и Р. Мессиной-Ганной [Chester, Messina-Hanna, 1970] для Атлантического, Лукашиным [1974] для Индийского океанов и по нашим данным для Южной котловины Тихого океана (см. табл. 16, 17).

Во всех случаях при переходе от терригенных отложений к эвпелагическим доля "растворимой" формы указанных элементов (по методу Честера) изменялась от 40 до 60—80%. Близкие соотношения дает и расчетный метод. При этом изменения содержаний Co и Ni, как правило, достаточно тесно связаны с накоплением гидрогенного марганца (рис. 10).

В металлоносных осадках в "гидрогенной" форме присутствует подавляющая часть Ni, Co. Это 65—85% Ni, по данным А.П. Лисицына с соавторами [1976]; 63—100% Co (при средних для Ni 87% и для Co — 94%) по результатам, полученным Ф. Сейлсом с соавторами [Sayles e.a., 1975]. Расчетные данные дают для депрессии Бауэр практически полное совпадение в оценке подвижной формы этих элементов с результатами фазового анализа Ф. Сайлеса с соавторами [Sayles e.a., 1975]. Последними устанавливается также тесная взаимосвязь концентраций подвижных форм Ni и Mn при слабой зависимости Co—Mn. Соотношение форм Ni и Co, как и в случае марганца, мало различается в эвпелагических глинах и в металлоносных осадках. Данные по эвпелагическим глинам Южной котловины и металлоносным осадкам Восточно-Тихоокеанского поднятия наглядно показывают это: во-первых, согласно расчету 86% Ni и 91% Co находятся в "гидрогенной" форме, а во-вторых, "подвижными" являются 96% общей концентрации этих элементов. Очень близкие результаты устанавливаются методом двойной вытяжки (см. табл. 17). По-видимому, лишь абсолютные содержания растворимых (окисной и сорбированной) форм Ni и Co могут характеризоваться существенно более высокими значениями в металлоносных осадках по сравнению с нормальными глинами открытого океана.

Элементы, отличающиеся еще более длительным временем пребывания в океане, — Cu и Zn имеют ту же тенденцию к изменению форм нахождения в океанической водной массе и в осадках. Отношение взвешенных форм к растворенным для меди составляет в океане 0,2, а для цинка еще меньше, меняясь от 10—1 в горных и равнинных реках континентального блока до 0,09 в пелагиали Тихого океана

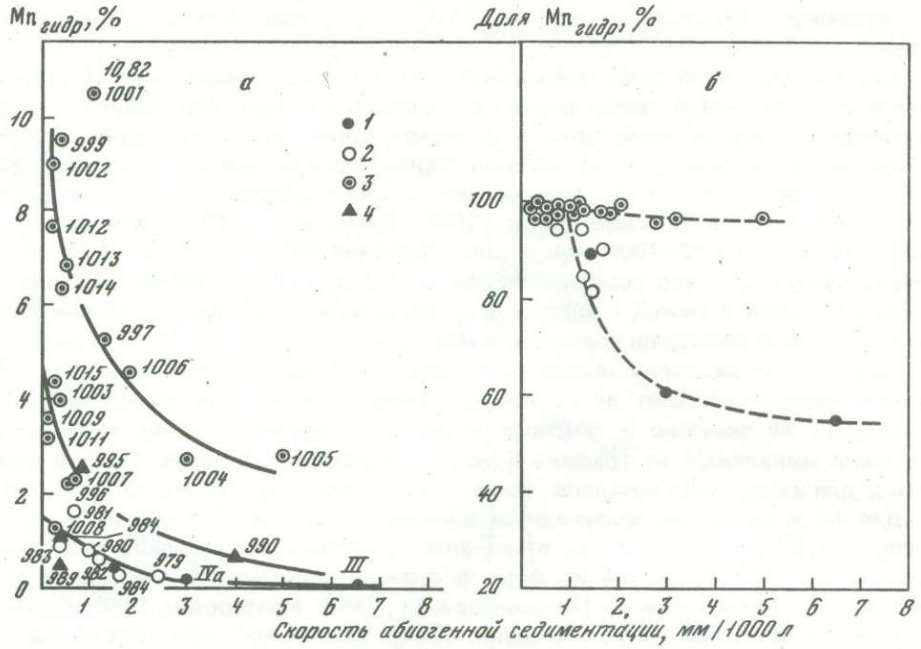


Рис. 9. Зависимость содержания (*а*) и доли (*б*) "гидрогенного" Mn от скорости абиогенной седиментации в осадках Тихого океана

1–4 — о с а д к и: *1* — Японского профиля, *2* — Южной котловины, *3* — металлоносные Восточно-Тихоокеанского поднятия, *4* — удаленных флангов поднятия и прилегающих котловин, переходные к металлоносным. Указаны номера станций

Пояснение *III–IVa* — см. в тексте

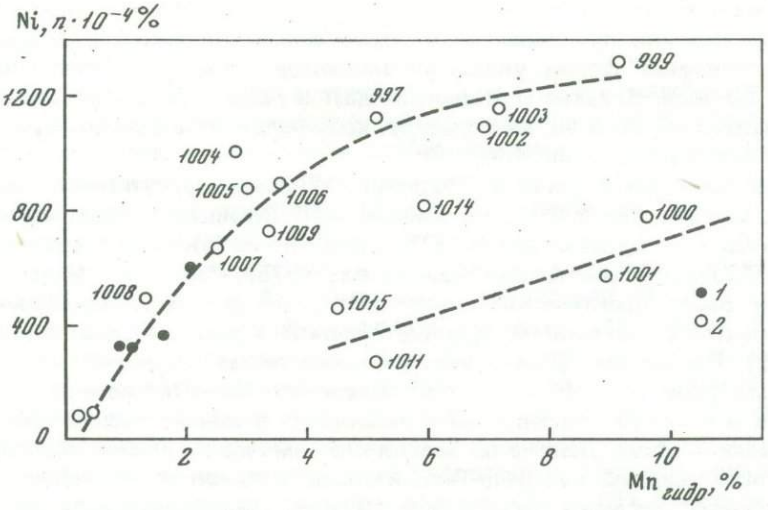


Рис. 10. Зависимость содержаний Ni от количества "гидрогенного" Mn в осадках юго-восточной части Тихого океана

1 — пелагические красные глины Южной котловины; *2* — металлоносные осадки Восточно-Тихоокеанского поднятия

[Гордеев, 1974]. По данным того же исследователя, в самой взвеси 90% этих элементов находится в сорбированном состоянии, их нахождение в силикатной форме мало́ и уменьшается с удалением в пелагические части океана. Для Zn (и в меньшей степени меди) в отдельных случаях значительную роль может играть и биогенная форма фиксации. Это перекликается с предположением Р. Олднелла и Р. Гаррелса [McMurtry, Burnett, 1975] об адсорбции Cu и Zn на гидроокислах при

предварительной концентрации их организмами и после освобождения при растворении. Приводимые в начале статьи данные об относительном накоплении меди и цинка планктоном или карбонатными скелетами кокколитов и фораминифер также находятся в соответствии с этими соображениями. Значительная роль биоса в адсорбции цинка (а в меньшей мере и меди) следует из данных К. Краускопфа [1963]. В то же время следует отметить, что, согласно исследованиям А. Горовица [Horowitz, 1970] металлоносных илов трех океанов, связь Cu и Zn с карбонатностью отсутствует. В осадках океана наблюдается также тенденция к возрастанию роли "растворимой" части этих элементов по мере усиления процесса осадочной дифференциации (с уменьшением скоростей накопления осадков), как это отмечалось для Ni и Co. Так, по данным И.И. Малкова [1973], содержание меди в солянокислых вытяжках непрерывно увеличивается от осадков Амурского залива к Японскому морю и к илам Тихого океана, тогда как ее концентрации в "нерастворимом остатке" падают в том же направлении до практически незначимой величины.

Из красных глин Южной котловины в вытяжку (по Честеру) переходит 50% всей меди (см. табл. 16). Как видно из данных таблицы, реагент не перевел в раствор основную массу железа, поэтому в вытяжке оказалась только та часть Cu, которая была сорбирована на поверхности гидроокисных и глинистых частиц, привнесена с биогенным материалом, захвачена гидроокислами марганца и лишь небольшой частью слабо раскристаллизованных гидроокислов железа. Существенная доля меди и подавляющая часть цинка, адсорбированные гидроокислами железа [Краускопф, 1963], успевшими раскристаллизоваться за длительное время накопления этих красных глин (скорость накопления — 0,8 мм/1000 лет), не перешли в вытяжку. Если судить по расчетным данным, то в среднем в осадках Южной котловины 85% всей меди и около 70% цинка не являются терригенными. Об этом же говорит факт зависимости содержания меди от концентрации гидрогенного железа.

Весьма близкую картину соотношения форм показывают и данные фазовых анализов по металлоносным осадкам [Sayles e.a., 1975]. Только около 60% этих элементов в осадках депрессии Бауэр переходит в вытяжку Честера. Остальная их доля оказывается связанной, по-видимому, с нерастворившимися раскристаллизованными гидроокислами, новообразованной силикатной фазой (Fe-монтмориллонитом, в котором, по данным Ф. Сейлса с сотрудниками, содержатся достаточные количества Cu и Zn) и обломочной (терригенной и литогенной) частью осадка. Расчетные данные указывают на то, что до 98% меди и около 90% цинка в металлоносных осадках хребта не являются терригенными. Хотя эти цифры несколько выше, чем для пелагических глин, вероятно, и эта пара элементов не показывает большой разницы в распределении форм их накопления при переходе от эвпелагических осадков к металлоносным.

Данные о формах V и Cr являются более противоречивыми. Сведения о соотношении форм соединений этих элементов в водных растворах в координатах Eh—pH предполагают возможность их существования в океанической воде в виде соединений высших валентностей (растворимых хромат- и ванадат-ионов), особенно на контакте с осадками, обогащенными гидроокислами Fe и Mn и характеризующимися высоким окислительным потенциалом. Действительно, Р. Фукаи [Fukai, 1967] обнаружил существенное преобладание Cr^{6+} в поверхностном слое воды, но это соотношение существенным образом зависело от количества O_2, поставляемого фотосинтезирующими организмами. Повышенные концентрации V и Cr связаны в значительной мере с биогенным взвешенным материалом. Время пребывания этих элементов в морской воде сильно различается. Для хрома оно отвечает величине, свойственной наиболее инертным в поверхностном цикле элементам, для ванадия же достигает миллиона лет.

Вывод этих элементов из океанического резервуара связан с биогенным и терригенным процессами. Сорбционный захват их нормальными пелагическими осадками, достаточно обогащенными гидроокислами Fe и Mn, проявляется не столь очевидно, как для других, ранее рассмотренных элементов, хотя данные экспери-

ментов указывают на высокую вероятность этого процесса [Краускопф, 1963]. Реализация его происходит для ванадия в значительном масштабе, по-видимому, при образовании железомарганцевых конкреций. Изменение содержаний V при переходе от осадков континентов к пелагическим не слишком велико. Для Cr же наблюдается снижение его содержаний в осадках по мере развития осадочной дифференциации (см. табл. 6), уменьшения скоростей накопления осадков и, вследствие этого, увеличения окисленности илов.

Данные о формах нахождения ванадия и хрома в осадках неоднозначны. Р. Честер и М. Хугес [Chester, Huges, 1969] сообщают, что 0—30% их общей концентрации в осадках Атлантического океана присутствует в виде сорбированного комплекса, гидроокислах и в биогенной форме, Е. Гольдберг и Г. Аррениус [Goldberg, Arrhenius, 1958] указывают на нахождение 0,1—5% общего их содержания в сорбированной форме, отмечая в то же время преобладание "неподвижных" их форм, большое значение среди которых играет литогенный материал основного состава. В.Н. Лукашин [1974] оценивает роль гидрогенной формы V и Cr в красных глинах Индийского океана в 2—4% их валового содержания. Корреляционные связи этих элементов с Al, Ti и валовым Fe как в крупноалевритовых, так и в пелитовых фракциях пелагических осадков Индийского океана подтверждают преимущественную роль терригенной формы V и Cr. При этом большое значение отводится роли пирокластики основного состава и продуктов ее изменения.

По этим же данным V и Cr имеют тесную положительную корреляционную связь с содержанием $CaCO_3$. Именно карбонатные биогенные осадки дают, по Лукашину [1974], около 40% "гидрогенной" формы от общего содержания этих элементов. Однако наши данные по Южной котловине показали (см. табл. 16), что в условиях резко замедленных скоростей накопления и минимального поступления терригенного материала и в красных глинах достигаются существенные количества ванадия, связанного с гидроокисной фазой даже при неполном (по Честеру) растворении последней. Здесь мы имеем как бы зачаточное проявление процесса сорбционной фиксации ванадия железомарганцевыми гидроокислами, крайнее выражение которого достигается в конкрециях. Что же касается хрома, то и в этом случае (как и в Fe-Mn-конкрециях) высокий окислительный потенциал (+ 550 Мв) в осадках ст. 980 не позволяет ему удерживаться в составе твердой фазы. Такая же вытяжка из осадков ст. 983 (см. табл. 17) не извлекла ванадий, целиком связанный здесь с более раскристаллизованным железом и с силикатным веществом.

Расчетный метод выявляет как в средних пелагических красных глинах [Turekian, Wedepohl, 1961], так и в илах Южной котловины Тихого океана не более 17—22% добавочного ванадия к "терригенному" его уровню, который может быть представлен сорбированной, биогенной и литогенной (привнесенный материал основного вулканизма) его формами. В металлоносных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия такой избыток достигает 89% его общего количества, при этом зависимость содержания от карбонатности илов при таких высоких его концентациях практически не имеет значения. В то же время взаимосвязь ванадия с количеством гидрогенного железа наглядно выявляется на рис. 11.

Данные табл. 17 свидетельствуют о переходе в первую вытяжку 27—64% всего ванадия, во вторую — 65—34%. В остаточной фазе наблюдается всего 8—2% валового содержания ванадия, что близко соответствует расчетным прикидкам о малом содержании литогенного V, о преобладании "избыточного" его количества в гидрогенной форме. В Индийском океане К. Бострём и Д. Фишер [Boström, Fischer, 1971] связывают столь большой избыток этой формы ванадия с гидротермальной активностью спрединговых зон. Во всяком случае для Восточно-Тихоокеанского хребта эта связь имеет не меньшую вероятность, хотя на некоторых стадиях какая-то часть избыточного ванадия может быть связана как с эдафогенным материалом, так и с продуктами переработки основных пород в активных зонах.

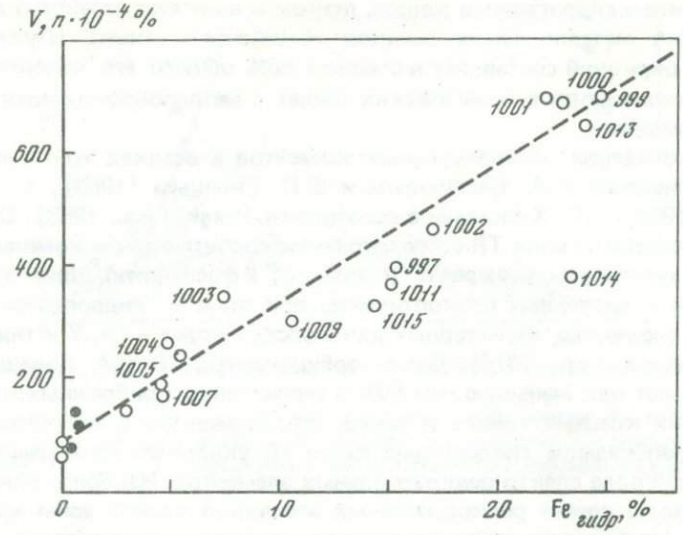


Рис. 11. Зависимость содержания V от количества "гидрогенного" Fe в осадках юго-восточной части Тихого океана

Условные обозначения см. на рис. 10

Таким образом, из всех рассмотренных выше элементов, кроме железа, для ванадия даже при малом количестве имеющихся фазовых анализов можно уловить различие в соотношении форм его нахождения между пелагическими красными глинами и металлоносными осадками.

Возможность образования относительно подвижных комплексов с неорганическими и органическими лигандами для таких элементов гидролизатов, как Zr и Hf, а также для Th, и локально выраженные геохимические следствия этого процесса на континенте обсуждалась в литературе [Degenharde, 1957; Мигдисов, 1963; Ронов, Мигдисов, 1965; 1963; Черников, Корсакова, 1966; Дроздовская, Мельник, 1968; Ронов и др., 1972; и др.]. Однако процессы эти в условиях усиленного терригенного привноса даже при спокойной тектонической обстановке (платформенные зоны) не оказывали влияния на общий баланс этих элементов.

Обнаружение ощутимого вклада (30%) гидрогенных форм для Zr в условиях пелагиали океана [Лукашин, 1974] при учете повышенной роли растворенных форм в океане в качестве источников элементов представляется весьма логичным. Вследствие исключительно сильной связи этих элементов с терригенным материалом [Мигдисов, 1963; Ронов, Мигдисов, 1965] увеличение роли гидрогенных их форм в пелагических осадках не приводит к заметному увеличению их концентрации даже в продуктах сильно выраженного процесса дифференциации. Согласно данным табл. 16, в осадках Южной котловины даже при 0—47% относительных Zr и 28—56% Ga, переходящих только лишь в вытяжку по Честеру (т.е., по-видимому, при минимальной оценке их гидрогенных форм), валовое содержание этих элементов в осадках в точности соответствует их литосферной распространенности. Близкая картина отражена в табл. 17, где в осадках ст. 983 при 28% Zr и 50% Ga, перешедших в обе вытяжки, валовое их содержание составляет соответственно 200 и 18 г/т. В то же время концентрация циркония в металлоносных осадках почти достигает его содержаний в океанических конкрециях и втрое превышает его концентрации в литосфере и в красных глинах (даже отлагающихся в Южной котловине Тихого океана). Если судить по расчетным оценкам, то "добавочная" к литогенной форма циркония (составляющая для среднего состава красных глин Южной котловины всего 7%) достигает в металлоносных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия 82%. Как видно из результатов фазового анализа (табл. 17), количество циркония (в основном гидрогенного) резко рас-

тет с увеличением гидрогенного железа, причем в вытяжки переходит до 85% всего циркония. Для металлоносных осадков Индийского океана [Лукашин, 1974] гидрогенный цирконий составляет в среднем 66% общего его содержания. Таким образом, различия форм в пелагических глинах и металлоносных илах и для этого элемента очевидны.

Формы нахождения редкоземельных элементов в осадках континентов и океанов рассматривались Ю.А. Балашовым и Ю.П. Гириным [1969], С. Волфовски [Volfovski, 1965] и Л. Хаскиным с соавторами [Haskin e.a., 1966]. Судя по этим работам, значительная доля TR сосредоточена в сорбированном комплексе, а также заключена в аутигенных минералах (например, в фосфорите). Доля этой фракции увеличивается с удалением от континента, при этом в "гидрогенной" части возрастает роль элементов, характерных для морской воды — La, Y и тяжелых лантаноидов [Балашов и др., 1974]. Долю сорбированных TR Ю.А. Балашов с соавторами определяют как меньшую чем 50% в терригенных прибрежных илах, 60—80% в пелагических красных глинах и резко преобладающую в металлоносных илах. На резкое преобладание гидрогенных форм TR указывает чрезвычайно близкий к океанической воде спектр редкоземельных элементов. Наиболее близок к спектру морской воды состав редкоземельных элементов осевой зоны хребта [Piper, Graef, 1974]. На флангах хребта происходит, по данным этих авторов, более значительная добавка терригенного и эдафогенного материала, соотношение которых они расценивают как 8 частей материала "осевого" (т.е. в основном гидрогенного), 1 часть терригенного и 2 части базальтового.

Расчетные прикидки показывают, что в среднем пелагическом осадке содержится 36% TR, привнесенных из океана дополнительно к терригенной части, а в металлоносных осадках хребта гидрогенная форма составляет 92% всей суммы TR, т.е. и эта группа элементов по соотношению форм нахождения указывает на отличие металлоносных осадков от пелагических, нормально осадочных. Подобное изменение соотношения форм показано на рис. 4. Увеличение содержания La, характеризующегося максимумом в спектре TR океанической воды [Goldberg e.a., 1963; Hogdahl, 1967], происходит в красных глинах и других пелагических осадках с уменьшением скорости седиментации, т.е. в условия, наиболее благоприятных для образования гидрогенной фазы в осадке. Та же тенденция свойственна и металлоносным осадкам, однако уровень концентраций La здесь в несколько (3—5) раз выше. Церий, наоборот, дефицитен в морской воде. Однако направленная фиксация в виде Ce^{4+} в пелагических осадках, также отвечающая гидрогенному процессу, происходит в условиях минимальных скоростей накопления. Этот процесс связан с одновременным накоплением в нормальных пелагических осадках гидрогенного железа (рис. 12). Переход к металлоносным осадкам, обогащенным гидроокисным железом, приводит отношение Ce/La к обратному по сравнению с красными глинами изменению по мере увеличения железа: это отношение уменьшается, снижаясь до уровня, свойственного величине Ce/La в морской воде. Являются ли в связи с этим TR металлоносных осадков в большой степени адсорбированными из морской воды на гидроокислах Fe или определенную роль играет здесь их захват фосфатами, представляет пока предмет дискуссии [Балашов и др., 1974; Волков, Фомина, 1973]. Важно, однако, что в обоих случаях мы имеем дело с гидрогенной формой элементов.

Результаты фазового анализа TR (см. табл. 17) хорошо подтверждают приведенные выше оценки. В красной глине легко связанными оказываются 21—26% валовых количеств La, Eu и Yb, а во вторую вытяжку переходит 36—44% этих элементов, т.е. суммарная гидрогенная фаза красной глины по этим данным меняется от 57% для La до 70% для Yb.

Церий (относительно валового содержания) дефицитен в легко связанной форме, зато 67% его содержания заключено в основном в раскристаллизованных гидроокислах железа, как и следует ожидать исходя из данных о его селективном извлечении при медленно протекающей сорбции из морской воды: в этой фракции отношение Ce/La достигает почти 8.

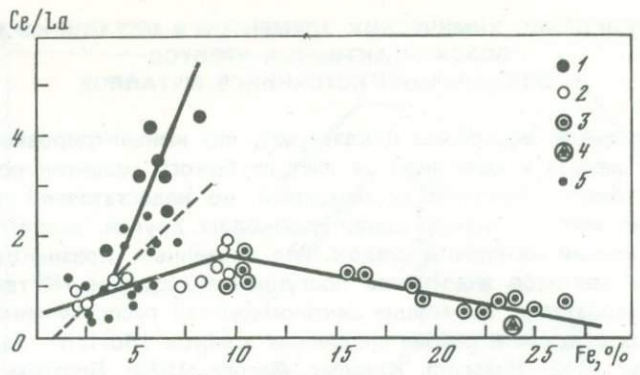


Рис. 12. Зависимость величины Ce/La в осадках юго-восточной части Тихого океана от содержания в них Fe

1 — пелагические красные глины Южной котловины; *2–5* —осадки: *2* — переходные к металлоносным, *3* — металлоносные Восточно-Тихоокеанского поднятия, *4* — эдафогенно-металлоносные оси хребта (ст. 1011), *5* — терригенные, миопелагические и переходные к эвпелагическим

Металлоносные осадки склонов и осевых зон Восточно-Тихоокеанского поднятия характеризуются существенно бóльшим (сравнительно с красными глинами) содержанием La, Eu, Yb в вытяжке Честера, причем содержания их растут по мере приближения к оси хребта от 50–62 до 73–92%. Вследствие этого на долю второй вытяжки остается от 31–33 до 7,5–23%. Дефицит Ce в вы́тяжке Честера становится в металлоносных осадках особенно четким, а его селективное накопление в вытяжке хлорированным спиртом практически сходит на нет. Господствующая роль гидрогенных форм TR в металлоносных осадках, особенно значимая для тяжелых лантаноидов, наглядно демонстрируется данными табл. 17. Хорошо видно и то, что соотношения элементов по мере приближения к осевой зоне становятся все более близкими к таковым в морской воде.

Резюмируя краткое и самое общее рассмотрение форм нахождения ряда элементов в пелагических металлоносных осадках и характер изменения соотношений этих форм в ходе развития процесса осадочной дифференциации в океанах, следует отметить, что почти для всех рассмотренных элементов наблюдается увеличение роли гидрогенных форм по мере уменьшения скоростей седиментации и увеличения "степени пелагичности" осадков. При этом относительное значение этих форм различается в эвпелагических глинах и металлоносных осадках, как правило, для тех элементов, содержание которых в океанической воде мало. Исключение составляет ванадий, время пребывания которого в океане весьма велико ($1{,}2 \cdot 10^6$ лет) и намного превышает соответствующие константы для Fe, Ga, Zr, TR ($n \cdot 10^2$–10^3 лет). Элементы, относительно более растворимые в морской воде (время пребывания в океане $n \cdot 10^5$ лет), характеризуются господством их гидрогенных форм уже в продуктах сильно развитого пелагического процесса. Металлоносные осадки отличаются в этом смысле лишь общим содержанием гидрогенных фаз этих элементов.

Данные о формах нахождения элементов показывают, что большинство из них в гидрогенной форме связано с гидроокислами железа и марганца. В то же время анализ данных о распределении железа в металлоносных осадках и его соотношении с Si и Al приводит к предположению о возможном эндогенном поступлении этого элемента. Рассмотрение зависимости содержания элементов в пелагических глинах и металлоносных осадках (особенно их гидрогенных форм) от скоростей их накопления указывает на невозможность достигнуть такого обогащения этими элементами обычным путем — за счет глубокого развития пелагической дефференциации и накопления таким образом гидрогенных форм элементов. Кроме того, ряд элементов, связанных в металлоносных илах также с гидроокислами марганца и железа и характеризующихся значительным избытком относительно литогенных содержаний, имеют, несмотря на это, существенно экзогенный источник — морскую воду.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКАХ АКТИВНЫХ ХРЕБТОВ И ЛОКАЛИЗАЦИЯ ИСТОЧНИКОВ МЕТАЛЛОВ

Приведенные выше материалы показывают, что концентрирование элементов (в особенности железа и марганца) за счет глубокого развития осадочной дифференциации в океане является необходимой, но недостаточной предпосылкой для образования металлоносных илов. Необходим другой, достаточно мощный процесс, привносящий металлы в осадок. Ряд косвенных признаков показывает, что возможным является эндогенное поступление металлов. К такому выводу приходят исследователи, изучавшие закономерности распределения элементов в металлоносных осадках в районе срединных хребтов [Boström, Peterson, 1969; Bischoff, Sayles, 1972; Boström, Kraemer, Garner, 1973; Бострём и др., 1973; Dymond e.a., 1973; Piper, 1973; Sayles, Bischoff, 1973; Страхов, 1974а, в; Sayles e.a., 1975; Лисицын и др., 1976; и др.].

В проводимых исследованиях принималось, что фактом, указывающим на эндогенный источник вещества металлоносных осадков, является приуроченность повышенных содержаний рудных элементов (Fe, Mn и др.) к тектонически активным зонам срединных хребтов и, возможно, другим зонам, связанным с интенсивным поступлением эндогенного вещества.

Хотя одна лишь локализация необычно высоких содержаний элементов в металлоносных осадках именно в зонах вулканической и тектонической активности еще не является сама по себе однозначным указанием на генезис этой формации, знание закономерностей распределения металлов в осадках активных зон представляется исключительно важным для исследования этого вопроса. На рис. 13 и 14 и в табл. 13 показано изменение концентрации в металлоносных осадках Fe, Mn, Ni, Co, Cu, Zn, V, Ba, а также целого комплекса других элементов (Zr, Hf, La, Ce, Th, Eu, Sc, Sb) по профилю, проходящему через Восточно-Тихоокеанское поднятие по 39° ю.ш. На рис. 13 показано, что максимальные концентрации Fe приурочены к осевой зоне хребта. К западному и восточному флангам поднятия содержания снижаются. Изменения эти происходят параллельно с изменением величины теплового потока (см. рис. 13, *а*). При этом уменьшение концентраций основных "рудных" элементов происходит асимметрично относительно оси поднятия: более резкое на западе и значительно более пологое на востоке. Малые и редкие элементы отличаются иным характером распределения на профиле. Как правило, для них наблюдаются пониженное содержание в осевой зоне и максимумы концентраций по обе стороны от нее, т.е. бимодальное распределение концентраций.

При дальнейшем движении от оси хребта максимумы нивелируются и содержание этих элементов в осадках, равно как и содержания Fe и Mn, приходят к уровню, характерному для эвпелагических красных глин. Лишь три из исследованных нами малых элемента в какой-то степени повторяют распределение главных рудных компонентов, обнаруживая одногорбую кривую. Максимум их концентраций устанавливается в районе осевой зоны хребта с характерным для нее наивысшим тепловым потоком, а по направлению к флангам хребта происходит снижение содержаний этих элементов в осадках. Это — ванадий, близко повторяющий изменения содержаний железа, свинец, концентрации которого быстро падают с удалением от оси и, с менее отчетливо выраженным падением, цинк. Таким образом, распределение концентраций элементов в металлоносных осадках вкрест осевой зоне хребта характеризуется дифференциацией максимумов содержаний этих элементов относительно оси хребта. Степень приуроченности максимумов этих элементов к осевой зоне может быть выражена определенным рядом, в котором взаимосвязь высоких содержаний этих элементов с хребтом уменьшается слева направо: Fe, Mn—V—Zn—Ba, Sb—Co—(La, Eu, Th, Hf, Sc)—Ni—Cu—(Zr).

Как видно, в одни и те же части ряда попадают как элементы относительно подвижные, так и типичные элементы — гидролизаты, привнос которых может быть связан с усилением терригенной седиментации на флангах. Последняя характе-

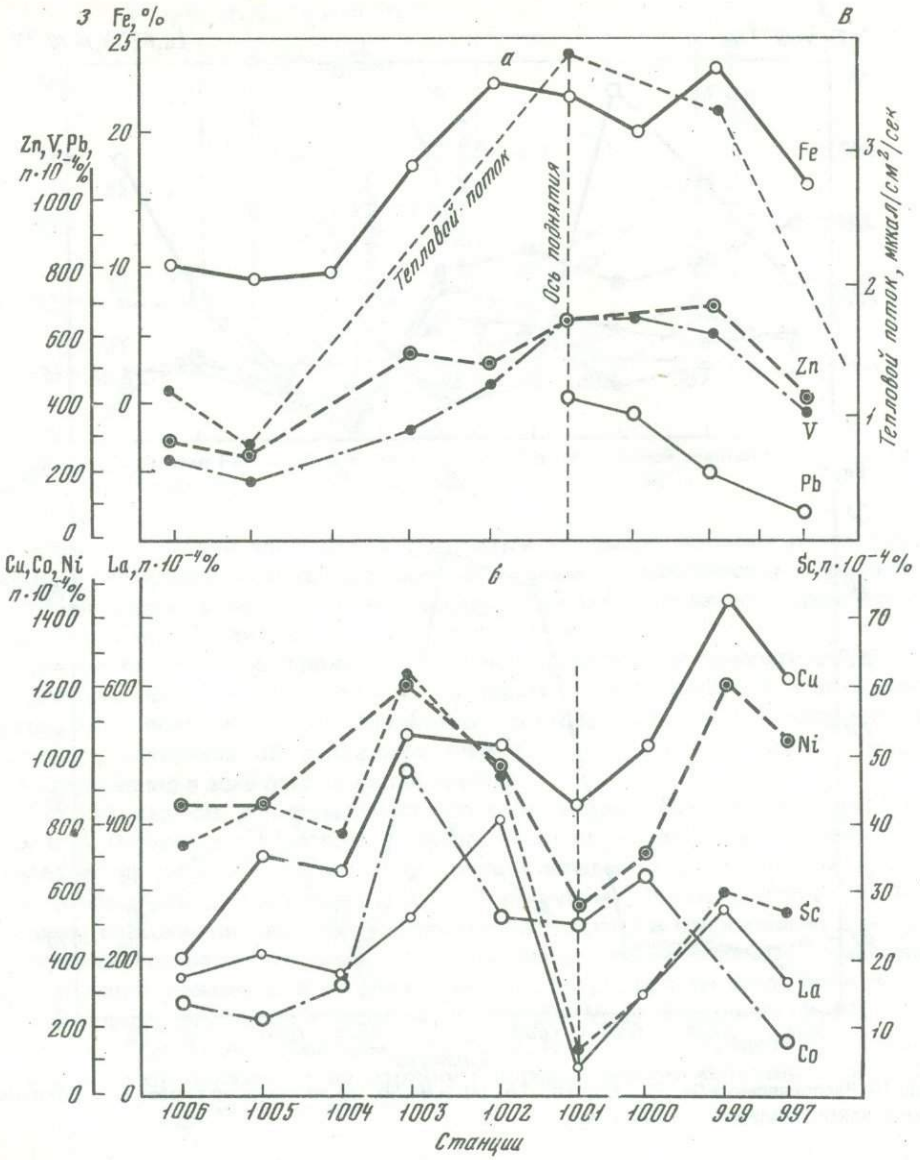


Рис. 13. Распределение Fe, Zn, V, Pb и величина теплового потока (*а*) и Cu, Co, Ni, La, Sc (*б*) на профиле вкрест оси Восточно-Тихоокеанского поднятия по 39° ю.ш.

ризуется распределением на профиле содержаний Al и Ti, а также интенсивностью скорости абиогенной седиментации (рис. 15). Все эти факторы свидетельствуют об уменьшении влияния терригенного материала по направлению к оси хребта вплоть до его исчезающе малых значений на оси. На флангах влияние этого материала весьма ощутимо, причем изменение составляющих терригенного (или литогенного) вещества также асимметрично относительно оси: на западном фланге разубоживающее действие этого материала большее, чем на восточном.

Весь (за исключением гидролизатов) ряд состоит из трех групп элементов: первая группа элементов, локализованных вблизи осевой зоны, Fe, Mn, V (элементы, характерные для основных магматических пород); вторая промежуточная группа — Pb, Zn, Ba и Sb, одни из которых (Pb, Zn) характеризуются приуроченностью максимумов концентраций к гребневой зоне, другие (Ba, Sb) — небольшим сдвигом максимумов относительно оси хребта в сторону флангов (типичные элементы гидротермальных месторождений), и, наконец, третья группа элементов,

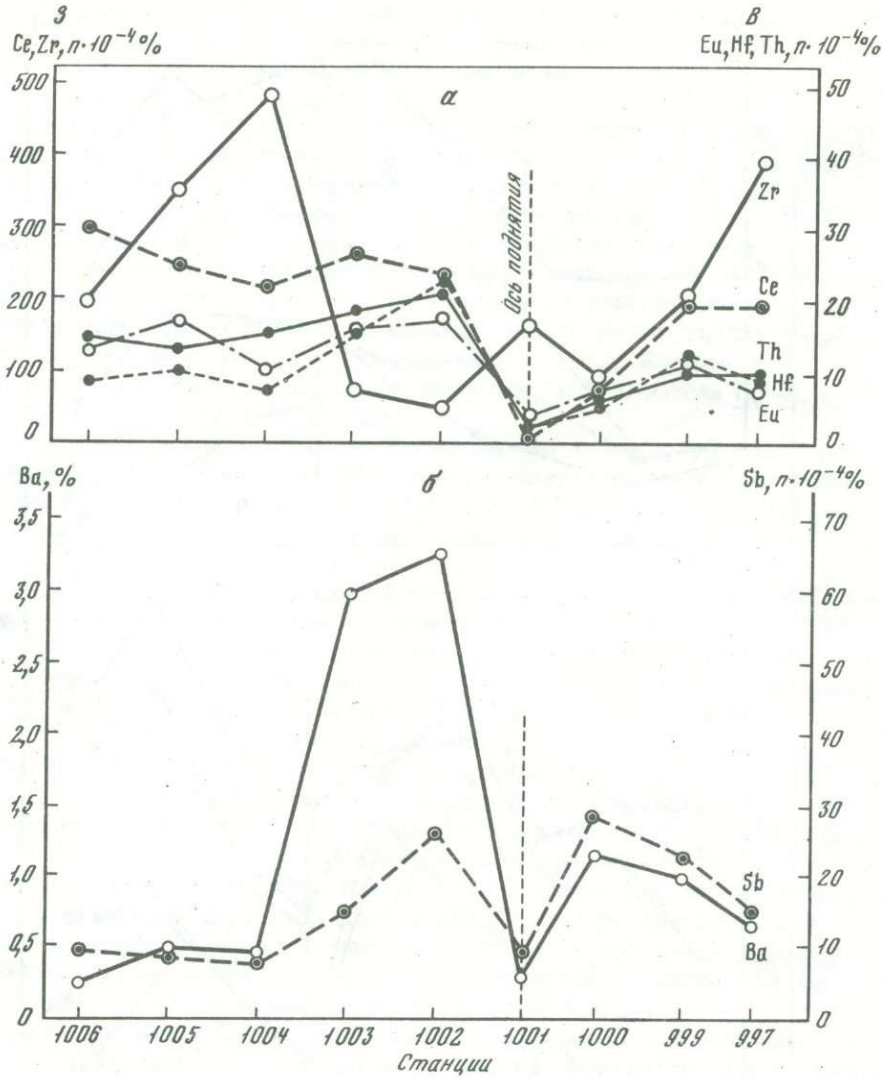


Рис. 14. Распределение Ce, Zr, Eu, Hf, Th (*а*) и Ba, Sb (*б*) на профиле вкрест оси Восточно-Тихоокеанского поднятия по 39° ю.ш.

относительно подвижных в океане (Cu, Ni, Co), максимумы концентраций которых еще более сдвинуты к флангам, причем расположение их по отношению к оси хребта пропорционально увеличению их подвижности (Co—Ni—Cu).

Подобная группировка элементов уже дает основание говорить о гетерогенности металлоносных осадков и предполагать, что значительную роль в привносе элементов, обогащающих эту формацию, может играть гидротермальный процесс, а источником элементов могут являться основные породы океанического дна. Как было показано в предыдущем разделе, алюминий и кремний на флангах хребта и вблизи осевой его зоны находятся в соотношениях, близких к таковым в красных глинах. Лишь в собственно осевой зоне наблюдается, как было показано, некоторый избыток кремния относительно Al, связанный, возможно, с его подачей из эндогенных источников. Исходя из этого и основываясь на проведенном ранее анализе этого вопроса, мы можем с достаточной уверенностью рассматривать расчетное (относительно Al) железо как гидроокисное или во всяком случае гидрогенное, связанное, вероятно, с поступлением из активной зоны хребта. Рис. 16 показывает, что локализация больших количеств гидроокисных форм железа

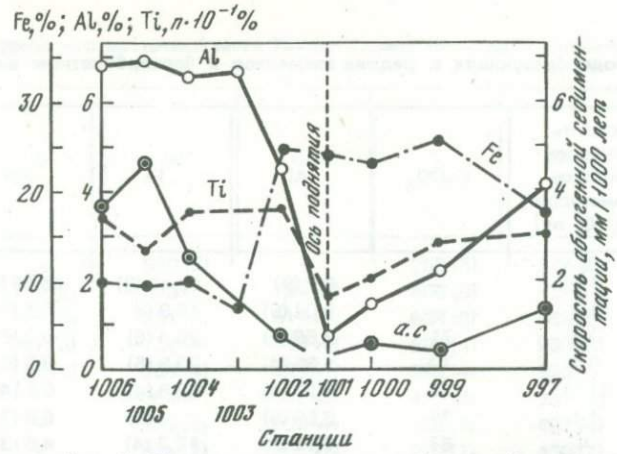


Рис. 15. Распределение Fe, Al Ti и изменение скорости абиогенной седиментации (a. c) на профиле осадков вкрест оси Восточно-Тихоокеанского поднятия по 39° ю.ш.

приурочена к осевой зоне хребта с высоким тепловым потоком и что привнос рудного материала, создающего дополнительный к пелагическому уровень накопления железа в металлоносных осадках при редуцированной терригенной седиментации, происходит, по-видимому, в этой зоне.

Данные по профилю, проходящему в непосредственной близости от приведенного выше, были опубликованы Д. Пайпером [Paiper, 1973]. Они оказываются чрезвычайно похожими. Это подчеркивает достоверность рассматриваемого фактического материала об отложении значительных количеств рудного вещества непосредственно в зоне осевых частей хребта.

Сходная картина для поверхностного слоя осадков была получена К. Бостремом и М. Петерсоном [Boström, Peterson, 1969] для пересечения Восточно-Тихоокеанского поднятия по 14° ю.ш., на который попадает и несколько точек из осадков, отобранных Е. Гольдбергом и Г. Аррениусом [Goldberg, Arrhenius, 1958]. На этом пересечении характер распределения элементов относительно оси хребта в точности соответствует рассмотренному выше (за исключением повышенных концентраций элементов в осадках впадины Бауэр), причем столь же четко происходит разделение групп элементов: 1) Fe, Mn, V, 2) B, As и 3) Co, Ni, Cu, Mo. В тех же образцах А. Горовицем [Horowitz, 1970] были определены Pb, Ag, Sn, Tl и Zn. Автор показал ту же картину распределения относительно осевой зоны,

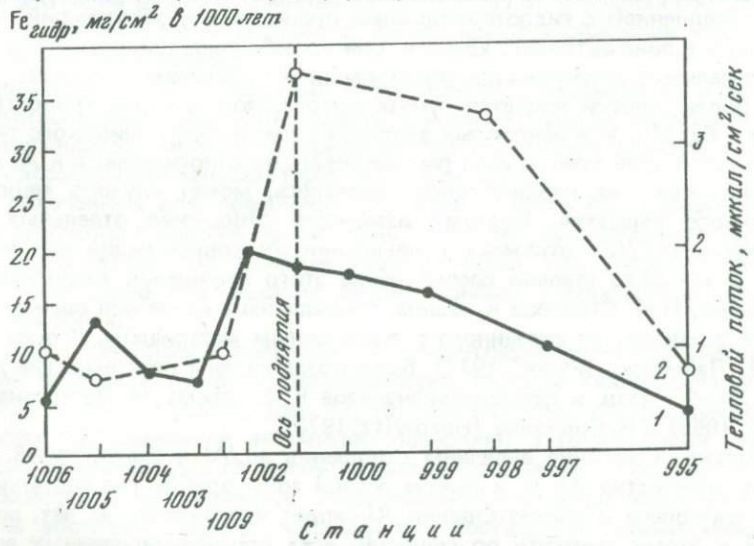


Рис. 16. Распределение содержаний "гидрогенного" Fe (*1*) в поверхностных осадках и величины теплового потока (*2*) на профиле вкрест оси Восточно-Тихоокеанского поднятия по 39° ю.ш.

Таблица 20

Содержание породообразующих и редких элементов в бескарбонатном веществе метал

Станция	Скорость бескарбонатной седиментации, мм/10^3 лет	$CaCO_3$	Al	Fe	Mn	Cu
996	1,0	—	5,7 (8)	12,45 (8)	2,89 (8)	837 (8)
997	1,3	—	5,04 (9)	18,8 (8)	5,1 (9)	1281 (8)
999	0,7	71	2,56 (6)	26,4 (6)	9,0 (6)	1508 (6)
1000	0,9	79	1,35 (4)	23,8 (5)	9,5 (5)	1085 (4)
1001	(1,6)	73	2,32 (4)	23,8 (4)	8,8 (4)	880 (4)
1002	1,1	78	3,58 (9)	19,6 (9)	6,8 (7)	1055 (9)
1003	—	67	7,11 (3)	12,2 (4)	4,6 (3)	1097 (4)
1004	3,2	—	6,55 (7)	9,39 (7)	2,72 (8)	767 (7)
1005	5,0	—	6,44 (10)	9,31 (8)	2,95 (8)	716 (10)
1006	1,8	—	6,77 (6)	9,97 (6)	3,50 (6)	318 (6)
1007	—	11	6,88 (1)	9,4 (1)	2,4 (1)	575 (2)
1008	—	91	2,66 (1)	9,6 (1)	1,3 (1)	160 (1)
1009	0,6	82	5,97 (8)	14,8 (9)	3,4 (9)	633 (8)
1011	—	7	5,7 (1)	15,9 (2)	5,05 (2)	440 (1)
1012	0,4	83	1,9 (3)	29,3 (5)	9,8 (5)	1205 (2)
1013	0,8	47	2,41 (7)	25,6 (7)	7,0 (7)	1490 (7)
1014	0,6	63	2,33 (10)	25,2 (9)	5,8 (9)	1366 (10)
1015	0,3	88	1,61 (1)	15,7 (1)	4,4 (1)	805 (1)

Примечание. Содержание $CaCO_3$—Mn — в вес. %; Cu—Zr — в $n \cdot 10^{-4}$ В скобках — число образцов.

что и в нашем пересечении (см. рис. 13, *а*). Однако столь же четкой локализации повышенных концентраций свинца, как в нашем пересечении, А. Горовиц не обнаружил. Подобный тренд установлен им лишь при пересечении южной части Тихоокеанского поднятия и в Индийском океане. Определенной приуроченностью к осевой зоне хребтов характеризуется и Tl, тогда как распределение олова не связано, по мнению автора, с активными хребтами.

Приведенный выше достаточно широкий набор элементов, связанных обычно своим накоплением с гидротермальными процессами и образующий повышенные содержания в зоне активных хребтов, сам по себе представляет аргумент в пользу гидротермального источника при образовании металлоносных осадков.

Еще более строгой является приуроченность повышенных концентраций (уже не только Fe, Mn, V и некоторых других, а гораздо более широкого ряда элементов) к осевой зоне хребта, если рассматривать их относительные к Al количества. Последний, как уже неоднократно отмечалось, может служить мерой влияния терригенного вещества. Поэтому изменения отношения отдельных элементов к алюминию (эл./Al) отражают превышения их концентраций над терригенным фоном. В какой-то степени рассмотрение этого отношения аналогично расчетам К. Бострёма, Н.М. Страхова и нашим, проведенным выше для оценки количества в осадке элемента, не связанного с терригенным материалом. В виде отношения эл./Al Д. Пайпером [Pyper, 1973] были представлены оригинальные данные разреза по 39—40° ю.ш. и результаты анализов К. Бострёма, М. Петерсона [Boström, Peterson, 1969] и А. Горовица [Horowitz, 1970].

Поскольку изменение величины отношения эл./Al в значительной степени зависит от количества Al, то в районе осевой зоны хребта, где поступление терригенного материала и соответственно Al сходит практически на нет, величины отношений к этому элементу по существу всех проанализированных элементов — Fe, Mn, Co, Cr, Ni, Zn, V, Cd, As, B, Te, Pb — обнаруживают четкий максимум на

лоносных осадков юго-восточной части Тихого океана (среднее по глубине колонок)

Zn	Pb	Ni	Co	V	Zr	Влажность, %	Плотность, г/см^3
316 (8)	—	590 (8)	—	255 (8)	304 (8)	69	1,16
450 (8)	120 (8)	1093 (8)	184 (8)	400 (8)	420 (8)	70	1,13
728 (6)	220 (5)	1251 (6)	514 (6)	634 (6)	959 (6)	51	1,39
665 (4)	397 (3)	736 (4)	648 (4)	692 (4)	933 (4)	45	1,37
686 (4)	436 (1)	560 (4)	504 (4)	699 (4)	693 (3)	55	1,23
542 (8)	—	1054 (8)	542 (8)	470 (9)	757 (9)	35	1,39
669 (4)	—	1233 (4)	990 (4)	338 (4)	497 (4)	52	1,27
291 (7)	—	895 (7)	265 (7)	220 (7)	430 (7)	64	1,16
272 (10)	—	867 (10)	222 (10)	177 (8)	270 (8)	64	1,18
299 (6)	—	866 (6)	277 (6)	243 (6)	318 (6)	64	1,18
218 (1)	—	657 (1)	268 (1)	179 (1)	256 (1)	40	—
277 (1)	—	479 (1)	212 (1)	149 (1)	—	42	1,4
308 (8)	—	707 (8)	370 (8)	295 (5)	—	43	1,44
200 (1)	70 (1)	235 (1)	90 (1)	360 (1)	240 (1)	57	1,29
659 (2)	—	866 (2)	181 (2)	1151 (5)	987 (5)	46	1,36
489 (7)	161 (7)	1107 (7)	181 (7)	656 (7)	—	55	1,29
392 (10)	201 (10)	794 (10)	175 (10)	381 (10)	—	45	1,41
381 (1)	—	424 (1)	169 (1)	330 (1)	550 (1)	46	1,37

гребне хребта. Лишь Mo и в какой-то степени Ag дают более сложное распределение. Будучи отнесенными к Al, и многие другие элементы, рассмотренные на пересечении по 39° ю.ш., выявляют максимум в районе осевой зоны и снижение значения в направлении флангов. Согласно нашим данным, это Zr, Hf, Th, Sc, La и др.

Что касается основных рудных элементов (Fe и Mn), то показателен график зависимости (Fe + Mn)/Al к скорости спрединга в разных зонах хребта, приведенный К. Бострёмом с соавторами [Boström e.a., 1973]. Максимальные относительные концентрации рудного компонента (Fe + Mn)/Al, в осадках соответствуют максимальным же скоростям спрединга. Коэффициент корреляции этих величин 0,89 при 1%-ном уровне значимости.

Таким образом, если, рассматривая закономерности распределения элементов в осадках относительно оси хребта, учесть и величину эл./Al, то вблизи гребня хребта обнаруживается максимум концентрации обширного спектра элементов в форме, не связанной с привносом терригенного вещества.

Данные, полученные для поверхностного слоя осадков при пересечении Восточно-Тихоокеанского поднятия по 39° ю.ш., целиком подтверждаются средними содержаниями элементов для колонок в целом (табл. 20), указывая не на случайные, а на длительно действующие закономерности распределения элементов в спрединговых зонах.

С точки зрения локализации повышенных концентраций элементов представляют определенный интерес и профили разрезов через Восточно-Тихоокеанское поднятие (39° ю.ш.) по длине колонок (рис. 17, 18). Эти разрезы, подчеркивая основные закономерности распределения элементов, позволяют в то же время увидеть и смену рудных компонентов с глубиной на флангах поднятия: на западном в глубь колонок происходит, как правило, обеднение металлоносных осадков Fe и Mn, тогда как на восточном склоне наблюдается обогащение этими элементами. Характерно, что осадки ст. 985, расположенной уже не на фланге хребта, а в пела-

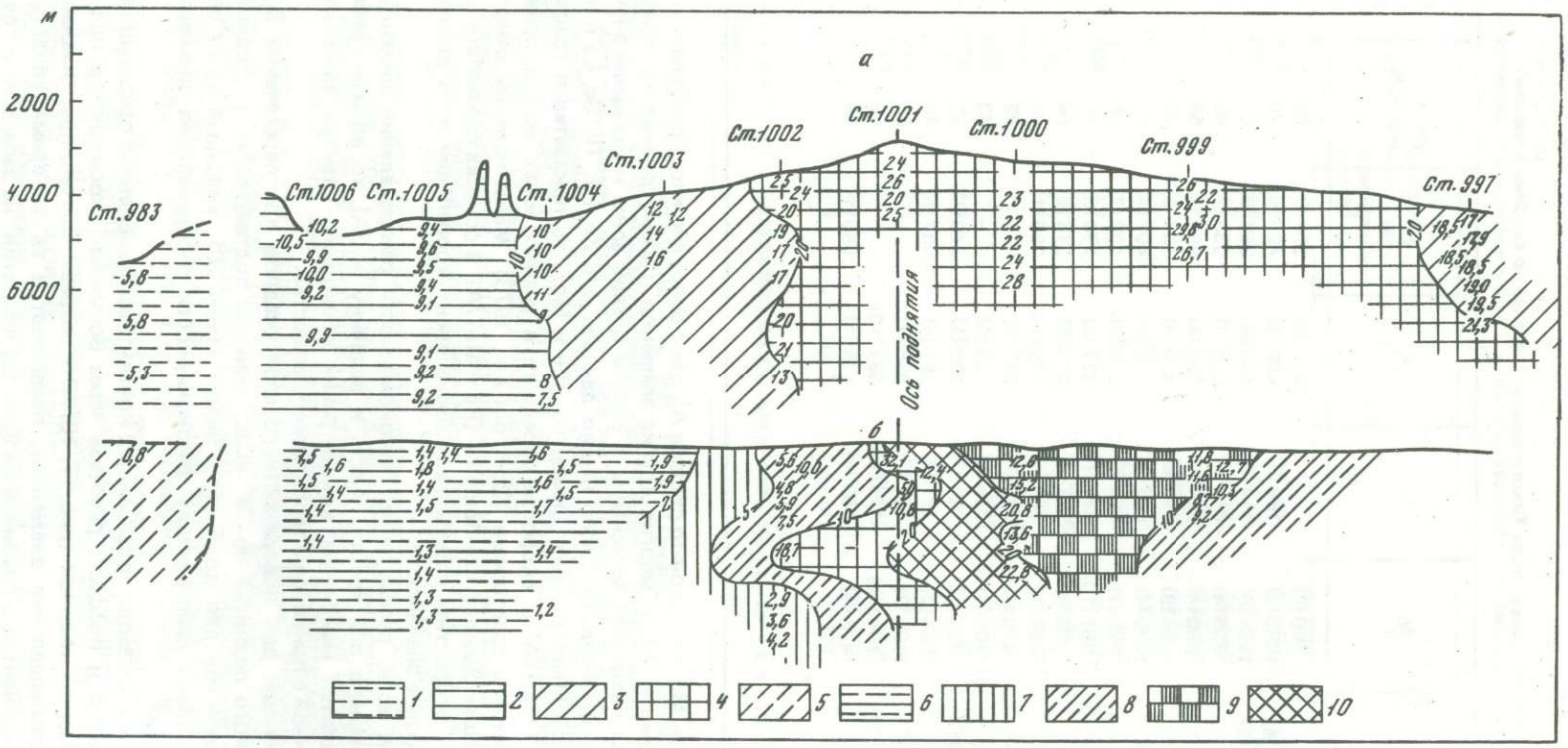


Рис. 17. Распределение Fe (*а*) и отношения Fe/Al (*б*) по глубине колонок по профилю вкрест оси Восточно-Тихоокеанского поднятия по 39° ю.ш.

1–4 – содержание железа (в % на бескарбонатное вещество): *1* – <7, *2* – 7–10, *3* – 10–20, *4* – >20; *5–10* – отношение Fe/Al: *5* – <1, *6* – 1–2, *7* – 2–5, *8* – 5–10, *9* – 10–20, *10* – >20. Цифры – содержание по колонкам, в %

гической котловине, на глубине 270 см представлены типичными металлоносными осадками. Данные о скоростях накопления свидетельствуют о более интенсивном осадконакоплении на западном фланге. О существенно большем терригенном привносе на западных флангах говорит картина распределения Al, Ti, изменение скорости абиогенного осадконакопления. Все это вместе взятое указывает в общем на большую древность осадков в глубине колонок на восточном фланге по сравнению с западным. Поэтому смещение богатых Fe и Mn осадков от осевой зоны хребта в глубь колонок на флангах хребта и в прилегающих частях котловины, а также обнаружение металлоносных осадков в неогеновых и палеогеновых слоях (причем тем более древних, чем дальше они отстоят от оси поднятия: см. карту — фиг. 9 в статье Н.М. Страхова [1974а, в]) могут являться косвенным свидетельством связи металлоносных осадков со спредингом. Именно спрединговые зоны считают главным источником вещества К. Бострём с соавторами.

Однако Н.М. Страхов, обобщивший данные по металлоносным осадкам, полагает, что такой строгой приуроченности этих образований только лишь к зонам спрединга быть не должно и их источником может по существу стать любой вулканический аппарат в условиях малой терригенной седиментации. "Анализ геохимических спектров рудной массы каждого "очага" показывает, — пишет Н.М. Страхов, — что спектры эти отчетливо индивидуальны и главное их невозможно объяснить миграцией вещества только с хребта — это результат местного выноса эксгаляций снизу, что дополнительно говорит в пользу наличия центров извержения вне хребта. При допущении полицентризма эксгаляций хребет окажется только одним из многих центров, правда, вероятно, наиболее активным. Вся юго-восточная часть Тихого океана выглядит как сильно проницаемая часть океанического ложа, своего рода решето, сквозь отверстия которого осуществляется дегазация участков верхней мантии и более глубоких слоев литосферы" [Страхов, 1974б, с. 24]. Сходные идеи, конкретно касающиеся пересечения от Восточно-Тихоокеанского поднятия к депрессии Бауэр и далее к Перуанскому побережью по 19° ю.ш., излагают Г. Мак-Мертри и В. Барнетт [McMurtry, Burnett, 1975]. Основываясь на том, что тепловой поток в депрессии Бауэр выше, чем в аналогичных структурах того же типа, они утверждают, что металлоносные осадки могут образовываться локально в областях с высоким тепловым потоком, а не только в спрединговых центрах, подобных Восточно-Тихоокеанскому поднятию.

Американские исследователи, указывая на неоднородность распределения рудных элементов по обе стороны от хребта, пишут о преимущественно восточном [Boctröm, Kraemer, Garner, 1973; Sayles, Bischoff, 1973] направлении придонных течений, очевидно, приносящих больше терригенного материала к западному склону поднятия и разносящих рудный материал дальше по восточному флангу. Такое объяснение представляется вполне вероятным и хорошо соответствует всему комплексу приведенных выше данных. Однако на разных широтах асимметрия распределения элементов относительно хребта сказывается по-разному. В районе 10° ю.ш., как следует из данных Г. Мак-Мертри и В. Барнетта [McMurtry, Burnett, 1975], на самом хребте наблюдаются необычно малые, не свойственные металлоносным осадкам концентрации Fe и Mn (ст. 109; Fe_2O_3 —1,3; MnO—1,4; Al_2O_3 —9,7% в пересчете на бескарбонатность). В районе 14° ю.ш. [Boström, Peterson, 1969] западный фланг хребта, несмотря на неравномерность распределения рудного вещества в его осадках, действительно в общем богаче рудным веществом, при этом следует принять во внимание расположение депрессии Бауэр на восточном склоне. Согласно Н.М. Страхову [1974а], значительную роль здесь должна играть различная интенсивность эксгалятивного процесса в разных точках. Относительно влияния различной интенсивности вулканической деятельности даже в разных частях осевой зоны самого хребта трудно не согласиться, особенно учитывая данные, приведенные Г. Мак-Мертри и В. Барнеттом. Думается, однако, что интенсивность эксгаляционного процесса в разных участках зоны активных хребтов подчиняется каким-то более общим закономерностям.

Действительно, если обратить внимание на тектоническую карту юго-восточной части Тихого океана (например, [Stover, 1973]), то можно видеть, что пере-

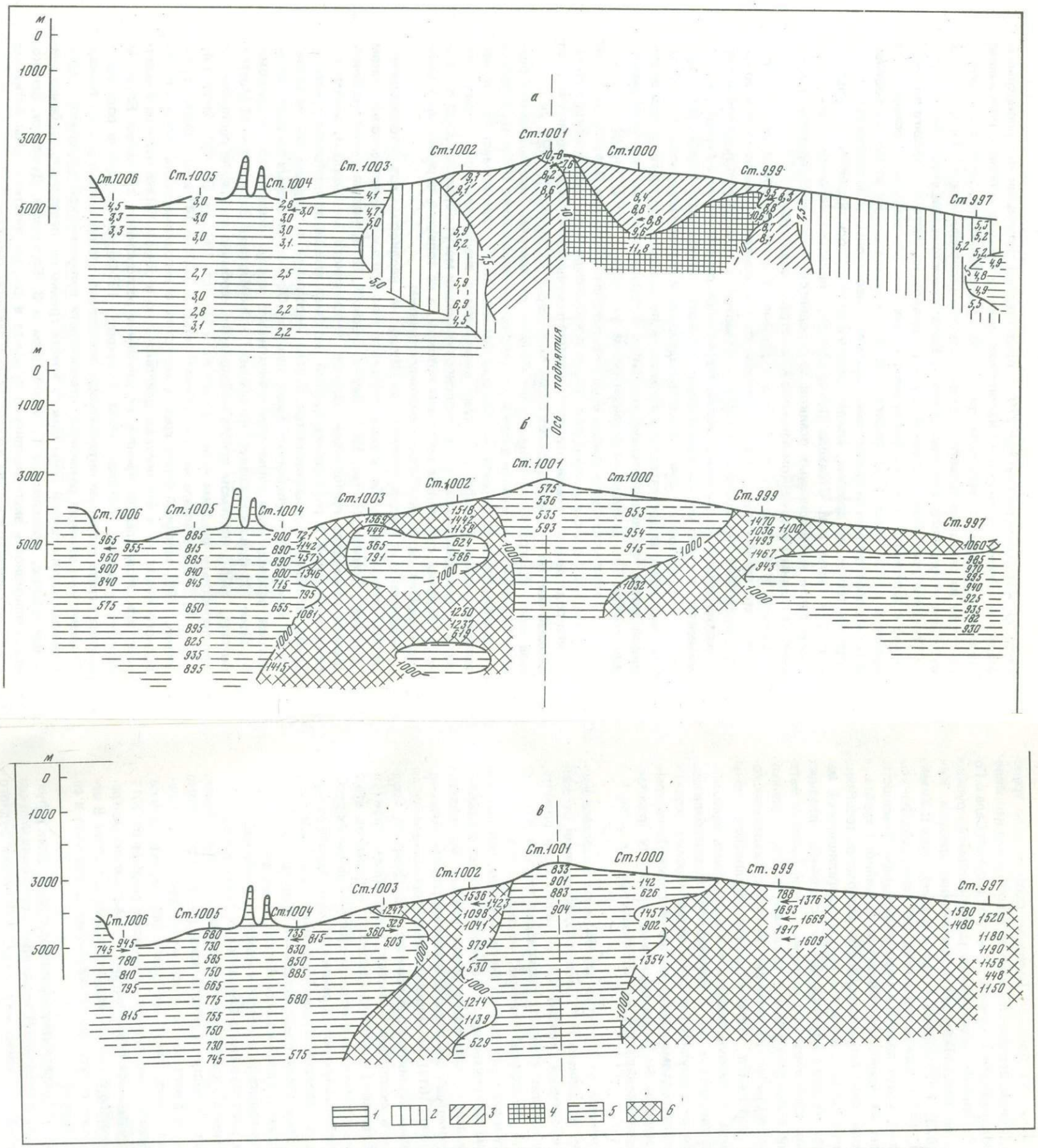


Рис. 18. Распределение Mn (*а*), Ni (*б*) и Cu (*в*) по глубине колонок по профилю вкрест оси Восточно-Тихоокеанского поднятия по 39° ю.ш.

1–4 – содержание Mn (в % на бескарбонатное вещество): *1* – <5, *2* – 5–7,5, *3* – 7,5–10, *4* – >10; *5,6* – содержание никеля и меди (в $n \cdot 10^{-4}$ % на бескарбонатное вещество): *5* – <1000, *6* – >1000

секающие в интервале 0–40° ю.ш. ось Восточно-Тихоокеанского хребта трансформные разломы имеют значительное протяжение именно в восточном направлении, хотя некоторые из них продолжаются и на запад. К югу от разлома Сала-и-Гомес восточный фланг Восточно-Тихоокеанского поднятия разбит системой крупных трансформных разломов, частично увязывающихся с Чилийским хребтом. Как на картах К. Стовера [Stover, 1973], так особенно на более поздней карте В.Хизена и Д. Форнари [Heesen, Fornari, 1975] видно, что точки, обозначающие фокусы замлетрясений, которые, вероятно, могут являться мерой эндогенной активности, сосредоточены главным образом не просто по линии оси срединного хребта, а приурочены к пересечению осевой зоны с трансформными разломами (особенно крупными), располагаясь частично на них. Если это так, то эксгаляционный материал может переноситься сразу из двух или нескольких источников, лежащих как на хребте, так и в пределах трансформного разлома. С этой позиции материал 14-го рейса нис "Дмитрий Менделеев" может представлять определенный интерес, так как проводимые в рейсе пересечения Восточно-Тихоокеанского хребта пролегали в зоне сближения этого поднятия, Чилийской зоны разломов и разлома Сала-и-Гомес. В первую очередь мы попытались выяснить влияние наиболее крупного из этих разломов — Чилийского. Рассматривалось накопление различных элементов в образующихся здесь металлоносных осадках в зависимости от расстояний точки подъема пробы до оси Восточно-Тихоокеанского поднятия и Чилийского разлома. На корреляционных графиках представлены полученные зависимости для основных рудных компонентов (Fe и Mn) и их отношений к Al (рис. 19).

Связь концентраций с расстояниями от структур для Fe и Mn оказалась достаточно сильной. Отмечается, что, по данным Я.В. Смирнова, расстояния от осей рассматриваемых структур до некоторых станций сопоставимы. Если принять, что привнос рудного материала на этих станциях происходит действительно из осевых частей обеих структур, то это должно означать, что осадки этих станций должны отличаться более высокими содержаниями рудного вещества, чем на станциях, имевших "обычное" питание эксгалятивным материалом. Это подтверждено графиками. Илы ст. 1006 оказываются несколько богаче рудным материалом по сравнению с соседними, что, возможно, объясняется влиянием разлома Агассиц. Лишь осадки на двух станциях (997, 1011) не показали изменения концентрации железа и марганца, не подтвердили дополнительный привнос. Я.Б. Смирнов, предположив одинаковую интенсивность эксгаляции в осевых зонах обеих структур, пересчитал пропорционально расстояниям до предполагаемых источников этого материала концентрации рудогенных элементов в осадках станций, имевших двойной приток рудного вещества и воссоздав его поступление как бы из одного центра. После этого большинство точек, соответствовавших станциям с двойным питанием рудным веществом, заняли свое место среди остальных станций, а корреляционная связь улучшилась. Что касается одной из упомянутых выше двух станций (ст. 1011), концентрации рудного вещества в осадках которых оказались ниже, чем предполагалось, в связи с их расположением вблизи двух возможных источников эксгаляции, то следует напомнить о необычном составе осадков этой станции, расположенной в непосредственной близости от осевой зоны хребта [см. статью Ю.А. Богданова, В.Н. Григорьева и др. в наст. сб.]. Эти осадки в значительной степени представлены эдафогенным материалом, включающим в себя вулканическое стекло, обломки базальтов и т.д. Обогащенность этим материалом осадков ст. 1011 должна, естественно, вызывать существенное снижение, разубоживание концентраций рудогенных элементов по сравнению с чистым металлоносным осадком. В отношении же ст. 997 вопрос о причине отсутствия повышенных содержаний в ее осадках Fe и Mn остается пока открытым.

Допущение равенства интенсивности эксгаляционного процесса на обеих структурах и в разных их точках является не строгим. В то же время полученный выше результат свидетельствует о том, что величины интенсивностей подачи рудного вещества из осевых зон этих структур являются в большинстве случаев величинами одного порядка. Те же закономерности прослеживаются и при рассмотрении

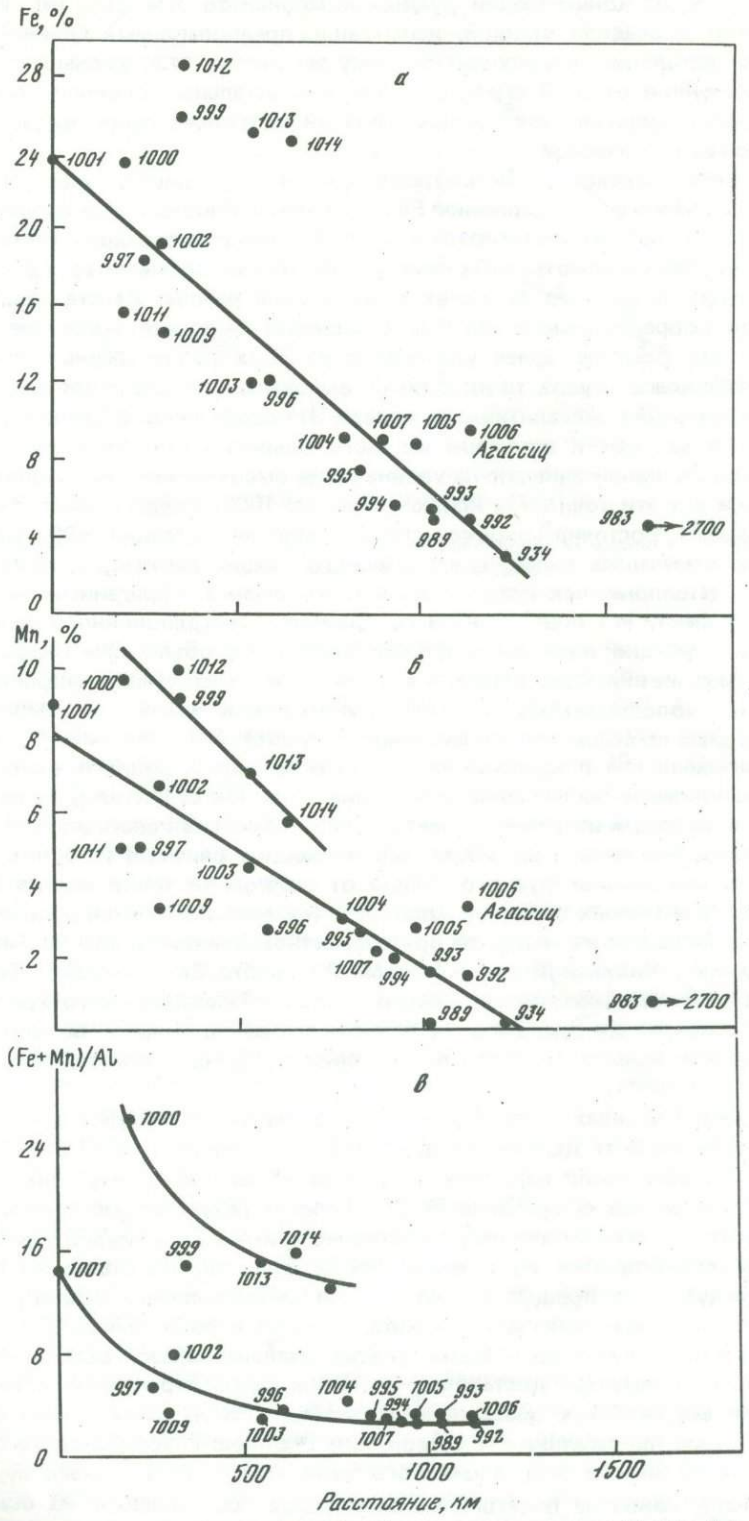


Рис. 19. Зависимость содержаний Fe (*а*), Mn (*б*) и отношения (Fe + Mn)/Al (*в*) в металлоносных осадках от расстояния места взятия пробы до оси Восточно-Тихоокеанского поднятия и Чилийской зоны разломов

приведенных к Al концентраций рудных компонентов (см. рис. 19). Изменение этих величин в осадках станций, испытавших предполагаемый двойной привнос продуктов эксгаляций, происходит по тому же закону (т.е. уменьшаясь с увеличением расстояния от осей структур), что и в остальных станциях, но на более высоком уровне величин, не оставляя сомнений в дополнительной поставке вещества из второй вулканической зоны.

Тем не менее, переходя к рассмотрению собственно рудного, "эксгаляционного" железа, вычисленного по содержанию Fe и Al в металлоносных илах и глинах Южной котловины, приходится констатировать, что поступление эксгаляционного материала из осевых зон двух рассмотренных нами структур не исчерпывает всех дополнительных источников рудного вещества в изученном районе. Действительно, когда упомянутой корректировкой (по Я.Б. Смирнову) было снято влияние на состав металлоносных осадков более удаленного из двух рассмотренных источников, все же сохранялась группа точек с более высоким, чем для основной их массы, уровнем содержания эксгалятивного железа. Эта совокупность точек характеризовалась таким же, как и остальная их часть, падением концентрации $Fe_{эксг}$ с удалением от активной зоны, но на уровне более высоких значений рудного железа. Практически все эти точки (за исключением ст. 1002) представляют станции восточного фланга Восточно-Тихоокеанского поднятия (станции 999, 1012, 1013, 1014). Как отмечалось выше, для изученного района характерно меньшее разубоживание металлоносных осадков восточного фланга терригенным материалом. Однако тот факт, что повышенным содержанием эксгаляционного железа обладают не все станции восточного фланга, делает это объяснение недостаточным. Обращает на себя внимание близость многих из перечисленных станций к разлому Сала-и-Гомес, сопоставимому с таким крупным, как Чилийский. Выше, основываясь на данных по сейсмической активности [Stover, 1973; Heezen, Fornari, 1975], мы не учитывали его в качестве возможного источника рудного вещества. Если все же предположить поступление эксгаляций и из этой структуры, то практически все точки содержаний в изученных металлоносных осадках составят одну совокупность, попадая на линию регрессии, описывающую близкую к функциональной зависимость содержания рудного железа от расстояния точки взятия пробы до осевых частей активных структур (рис. 20) (на графике вычтен дополнительный привнос эксгаляционного вещества при совместном влиянии Восточно-Тихоокеанского поднятия, Чилийской зоны разломов и хребта Сала-и-Гомес). Тем самым роль осевых зон срединно-океанического Восточно-Тихоокеанского хребта и важнейших трансформных разломов (в данном случае не только Чилийского, но и Сала-и-Гомес) в качестве центров поступления эксгаляций становится достаточно очевидной.

Среди рассмотренных только что точек с высоким содержанием эксгаляционного железа лишь те их них, которые отвечают станциям 1002 и 999, не сместились на графике после пересчета (с учетом третьей активной зоны), а следовательно, повышенное содержание $Fe_{эксг}$ в них — результат действия иного фактора. Отметим, что эти станции непосредственно примыкают к осевой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия со стороны обоих флангов. Из статьи по литологии осадков следует, что процесс переотложения металлоносных осадков из гипсометрически более высоких частей хребта, а значит и более близких к источнику эксгаляции и поэтому несущих более богатые рудным железом осадки, на участки более низкие, пользуется достаточно широким распространением и затрагивает практически все наиболее возвышенные участки. С этой точки зрения обнаружение на станциях, прилегающих к осевой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия, повышенных количеств эксгаляционного железа за счет частичного переотложения материала, наиболее богатого металлоносной составляющей, из осевой зоны хребта представляется закономерным.

Действие рассмотренных здесь факторов, определяющих распределение эксгаляционного вещества в изученных осадках, отчетливо выявляется при анализе изменения абсолютных масс "рудного" железа в зависимости от расстояния до ближайшего активного центра (рис. 21). Повышение интенсивности привноса

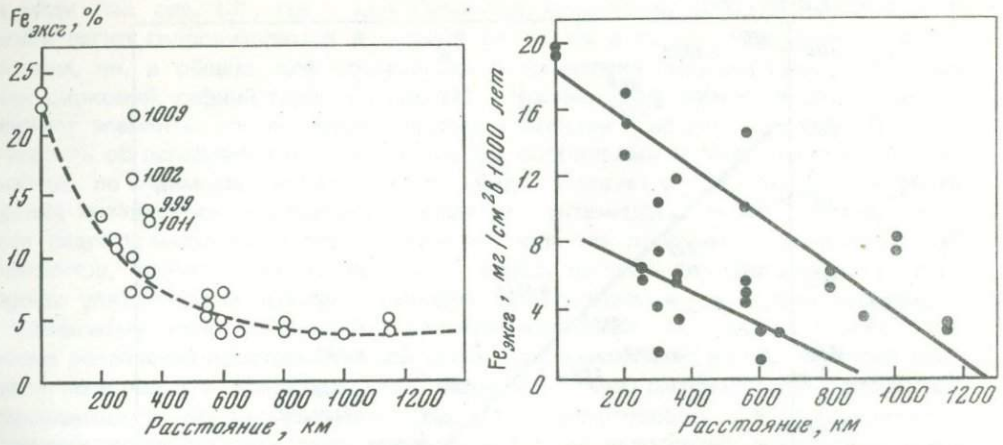


Рис. 20. Зависимость содержаний эксгаляционного Fe в бескарбонатном веществе металлоносных осадков от расстояния места взятия пробы до активных центров

Рис. 21. Зависимость интенсивности накопления эксгаляционного железа от расстояния до оси Восточно-Тихоокеанского поднятия и Чилийской зоны разломов

эксгалятивного железа в осадки наблюдалось в образцах, поднятых на станциях, испытавших дополнительное поступление гидротермального материала из нескольких активных зон (станции 1000, 999, 1011, 1012, 1013, 1014), и на станциях, характеризующихся значительным накоплением вещества, переотложенного из участков, более близких к активным зонам (станции 1011, 1002, 999 и особенно 1004, 1005, 1006, 1007). Для последних четырех станций и прежде всего для ст. 1005 переотложение материала из гипсометрически более высоких зон подчеркивается резким возрастанием скоростей абиогенного осадконакопления по сравнению с другими участками.

Сохранение зависимости содержания рудных элементов от расстояния до активной структуры как для группы станций с добавочным поступлением рудного материала, так и для станций с ординарным его привносом (см. рис. 19—21), а также то, что прослеживается эта зависимость на многие сотни (до тысячи) километров, позволяет не только определенно судить об источнике эксгаляции, но и с достаточной уверенностью утверждать, что столь сильная миграция эксгаляционного материала из питающей зоны может происходить лишь в водной толще. Наглядное подтверждение этому было обнаружено в 14-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев", когда в пределах осевой зоны Галапагосского рифта было отмечено поступление в водную толщу растворенных Fe и Mn, которые образовывали при коагуляции "облако" взвеси эксгаляционного материала, прослеженное в поперечнике на 300 км [см. статью В.В. Гордеева и др. в наст. сб.].

Возникает, однако, вопрос, являются ли малые элементы также продуктами эксгаляционного процесса. В этом аспекте достаточно большая часть редких элементов, изучавшихся нами, оказалась крайне неоднородной.

Из рис. 22 (а также см. рис. 13) видно, что такие малые элементы, как ванадий, свинец и цинк, характеризуются отчетливой зависимостью их содержаний в осадках от расстояния до активных центров. Есть поэтому основания предполагать их совместное поступление с основными рудными компонентами. Следует отметить, что группа "гидротермальных" элементов не образует при этом единой совокупности. Если для свинца и цинка, как указывалось, существует достаточно определенная связь с активными центрами, то для бария (см. рис. 14) она только намечается, осложняясь отчетливым минимумом концентраций вблизи активного центра (независимо от того, рассматривается при этом осевая зона срединного хребта или поперечный разлом). Подобная же тенденция отмечается и для сурьмы. Именно такая же сложная картина наблюдается и для целой серии как относительно подвижных элементов, свойственных пелагическим осадкам, — никеля, кобальта

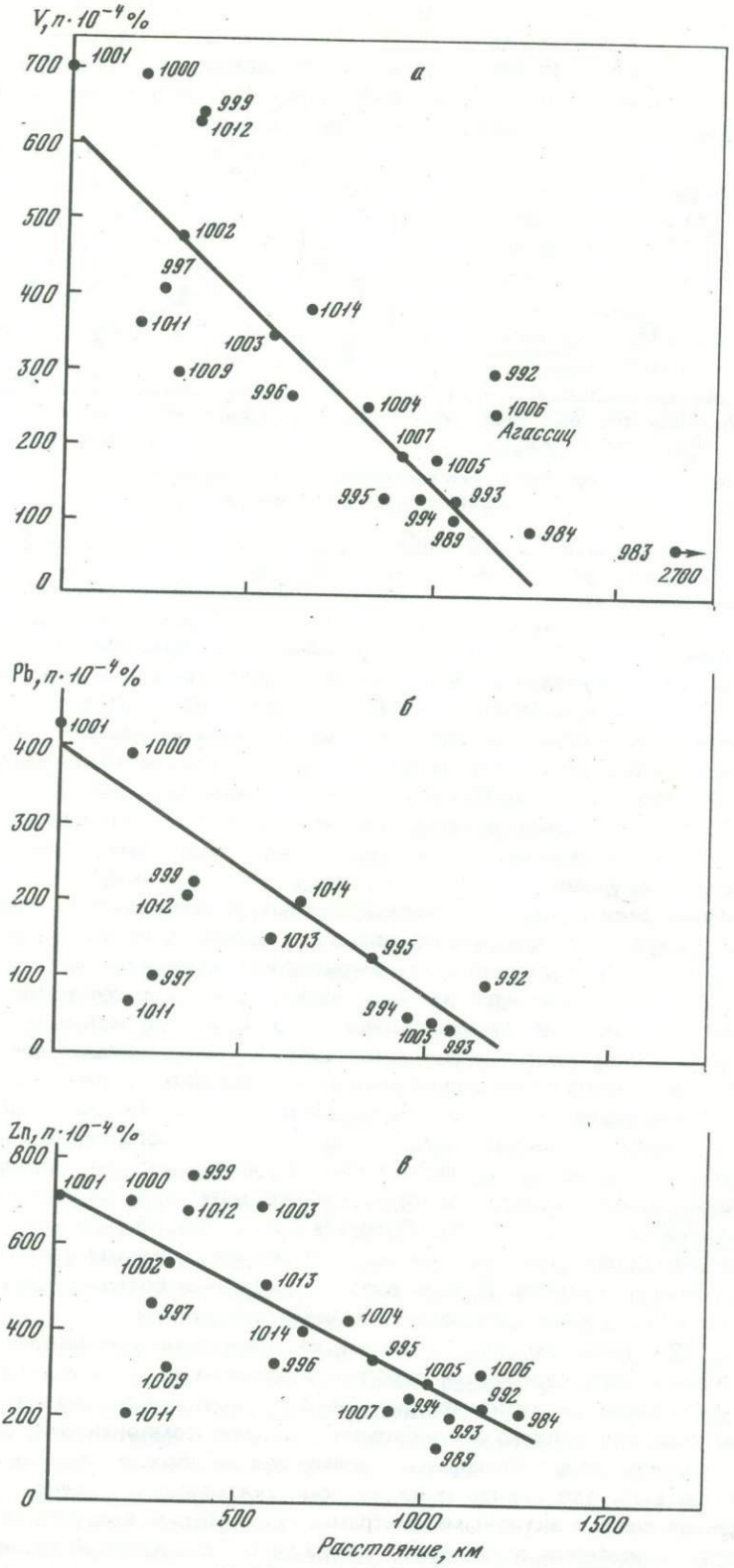


Рис. 22. Зависимость содержания V (*а*), Pb (*б*) и Zn (*в*) в бескарбонатном веществе металлоносных осадков от расстояния места взятия пробы до активных центров

и меди (см. рис. 13), так и для элементов, соединения которых имеют способность легко гидролизоваться в водных растворах и не характерных ни для гидротерм, ни, в общем, для нормальных пелагических осадков, таких, например, как цирконий, гафний, торий (см. рис. 14). Чрезвычайно близкую картину обнаруживают элементы группы редких земель и скандий (см. рис. 13 и 14). Поэтому говорить об ослаблении их связи с очагом поступления за счет подвижности элементов, по-видимому, нельзя. Все это свидетельствует о том, что процесс обогащения металлоносных осадков редкими элементами (в том числе и типичными для гидротермальных месторождений) не является простым. Большинство этих элементов, вероятно, за исключением свинца, цинка и ванадия, не могут быть просто увязаны даже пространственными соотношениями с центрами эксгаляции. По-видимому, надо предполагать влияние механизма, который не только обусловил ослабление пространственной связи этих элементов с вулканическими центрами, но и помог в объяснении столь сходной картины распределения у элементов, различающихся не только химически, но не встречающихся в сколько-нибудь больших концентрациях даже в одних и тех же эндогенных источниках (одни из них свойственны породам основного ряда, другие — кислого, одни часто концентрируются в гидротермальном процессе, другие же связаны с ним исключительно редко).

О ВЕРОЯТНОМ МЕХАНИЗМЕ ПОСТУПЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ОСАДКИ

Как показано ранее, модели накопления железа, марганца и редких элементов в металлоносных осадках, созданные из предпосылки осадочной дифференциации, не подтвердились, так как нормальный пелагический процесс не способен создать наблюдаемые в них концентрации без дополнительной подачи рудного материала. Кроме того, анализ распределения металлов относительно активных зон с повышенным тепловым потоком указывает на то, что в этом случае, за исключением основных рудных компонентов — Fe и Mn и таких редких, как ванадий, отчасти цинк и, возможно, свинец, накопление большинства элементов не может быть объяснено только поступлением из эндогенного источника.

Для Cu, Co, Ni, Ba, Sb, TR, обогащающих рассматриваемую формацию, обнаруживаются максимумы их отношений к Al в районе активных зон, свидетельствующие о нетеригенном их источнике. В то же время эти элементы отличаются бимодальным распределением содержаний относительно эндогенного источника. Для них характерно наличие двух максимумов на флангах активной зоны и понижение концентраций до фоновых с удалением от хребта.

Все эти факты говорят о том, что закономерности распределения элементов в металлоносной формации являются результатом сложного процесса, представляющего собой итог взаимодействия процессов более простых. В самом деле, предположим, что полученные данные о приуроченности к активным зонам хребта максимальных абсолютных масс железа, марганца, ванадия, частично цинка и свинца являются достоверной информацией о поступлении их с эксгаляциями из эндогенного источника. Попав в наддонную воду с высоким окислительно-восстановительным потенциалом, соединения железа и марганца, выносимые эксгаляциями, должны гидролизоваться с образованием нерастворимых гидроокислов этих элементов, которые сорбируют и концентрируют поступившие с гидротермами микроэлементы. Осаждение этих гидроокислов будет при этом максимальным в активной зоне; с удалением от нее должно происходить рассеяние рудного вещества вплоть до крайнего случая, когда привнос его в осадок уже незаметен на фоне обычной пелагической седиментации. Подобная (в общих чертах) схема образования металлоносных осадков была предложена Бострёмом и Петерсоном [Boström, Peterson, 1969]. Поступление продуктов эксгаляций в морскую воду и их распределение в осадках вокруг вулканических центров рассматривается и в работах других авторов, посвященных металлоносным осадкам.

Однако, если свежеосаждающиеся гидроокислы железа и марганца поступают в морскую воду, они будут интенсивно извлекать из нее растворенные в ней элементы. Как известно, свежеосажденные гидроокислы железа и марганца часто используются для количественного извлечения ультрамалых количеств элементов из растворов. В этом случае время контакта частиц гидроокислов с водой будет контролировать обогащение гидроокислов элементами морской воды. Косвенно это время будет определять объем воды, из которого возможно извлечение элементов. Таким образом, в рассматриваемой модели концентрацию малых элементов в металлоносных осадках должны определять два фактора: 1) количество рудного компонента — гидроокислов марганца и железа, с одной стороны, 2) время их контакта с морской водой, т.е. скорость захоронения — с другой.

Исходя из этого надо ожидать, что близ очага поступления рудных элементов количество гидроокислов Fe и Mn, выпадающих в осадок, и скорость их захоронения будут больше, чем на ближних флангах, куда они разносятся придонными течениями. Именно это мы и видели, рассматривая изменение процентных содержаний и абсолютных масс рудных компонентов (железа и марганца) с увеличением расстояния относительно очаговых зон. Поскольку вблизи осевых зон активных структур осаждение гидроокисных форм элементов в значительной мере разубоживается биогенным карбонатом, составляющим нередко более 90% осадка, а на флангах зачастую отлагается бескарбонатный ил, то биогенное карбонатонакопление в еще большей мере сокращает время контакта гидроокислов с морской водой, усугубляя предполагаемое действие второго фактора.

Попробуем подойти к рассмотренной схеме с количественной стороны и посмотрим, насколько реально обогащение эндогенного гидроокисного материала малыми элементами из морской воды, имея в виду концентрацию их в воде океана и в металлоносном осадке. Сделаем расчеты для Cu и Ni — наиболее распространенных малых элементов в осадках формации. Имеющиеся данные позволяют рассчитать абсолютные массы накопленных за 1000 лет гидрогенных форм этих элементов в осадках поверхностного слоя ст. 1001, расположенной на оси хребта, и ст. 997 — на восточном его фланге. Согласно подсчетам на 1 $см^2$ за 1000 лет на ст. 1001 накапливается 25,0 мкг никеля и 36,4 мкг меди, а на ст. 997 — 42,2 мкг никеля и 61,3 мкг меди. В то же время на гребне хребта за 1000 лет на 1 $см^2$ было накоплено почти 15 мг рудного (Fe + Mn) вещества, а на фланге — всего около 8 мг.

Если исходить из данных о содержании Ni и Cu в воде океана [Goldberg, 1963; Виноградов, 1967], получим весьма сходные данные о необходимом для образования наблюдаемых концентраций этих элементов объеме воды, из которого они были захвачены: на хребте 125 л для никеля и 120 л для меди, а на фланге соответственно 211 и 204 л. При этом соотношение объемов воды, из которого были захвачены элементы на оси и на флангах хребта, отвечает соотношению скоростей накопления рудного материала в этих двух зонах (в 1,8 раза). Использование данных более поздних сводок о содержании элементов в морской воде [Гордеев, 1974; Лукашин, 1974] несколько уменьшает объем воды, из которого могут быть зафиксированы эти элементы, но принципиально не меняет картины. Количество водной массы, из которой может происходить захват, в обоих вариантах расчета представляется реальным (100—200 л/$см^2$ в 1000 лет и 20—40 л/$см^2$ в 1000 лет).

Проведенная прикидка позволяет надеяться, что рассмотренный механизм, по существу сходный с "пелагическим" сорбционным накоплением элементов, но осуществляемый на эндогенно-привнесенном рудном веществе, достаточно хорошо объясняет наблюдаемое распределение элементов в металлоносных осадках юго-восточной части Тихого океана.

Если описанная модель верна, то мы должны иметь определенные соотношения между массой привносимого рудного компонента и малыми элементами, приносимыми с эндогенным рудным веществом; их концентрации в металлоносном осадке должны быть прямо пропорциональны абсолютной массе привносимого рудного вещества. Для элементов же, сорбированных из морской воды, соотношения должны складываться сложнее. При малых массах гидроокислов железа

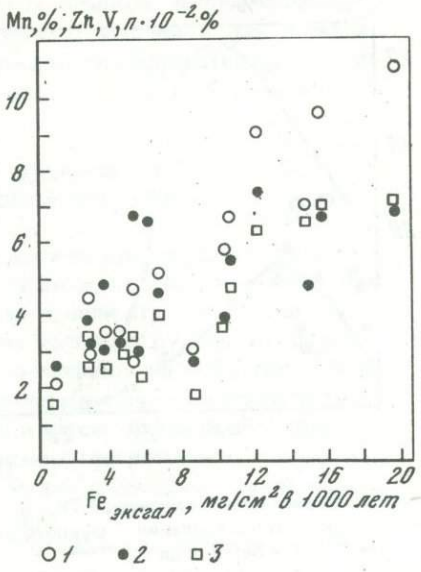


Рис. 23. Зависимость содержаний Mn, Zn, V в бескарбонатном веществе металлоносных осадков от интенсивности поступления эксгаляционного Fe

Содержание (среднее по колонкам): *1* — Mn, *2* — Zn, *3* — V

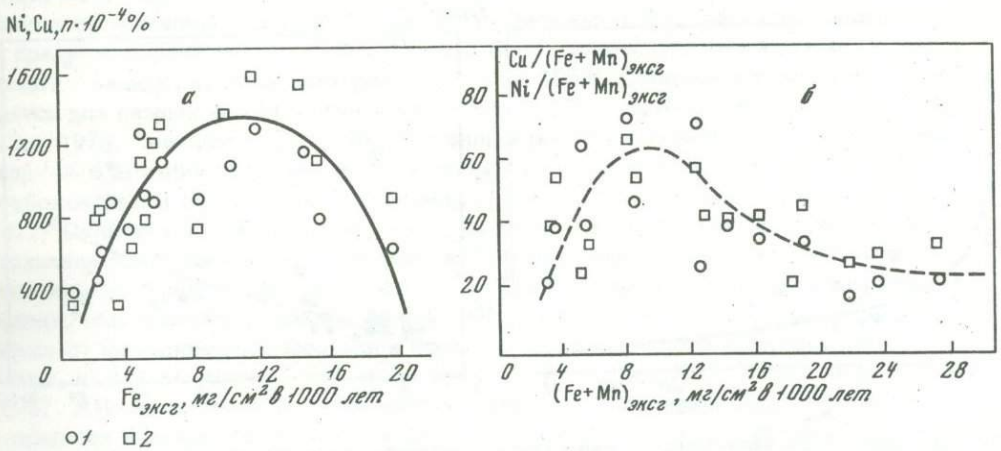


Рис. 24. Зависимость содержаний Ni и Cu (*а*) в бескарбонатном веществе металлоносных осадков и их отношений к сумме рудных компонентов (*б*) от интенсивности поступления эксгаляционного рудного вещества

Содержание (среднее по колонкам): *1* — Ni; *2* — Cu

и марганца, поступающих в морскую воду, концентрация сорбируемых элементов будет возрастать прямо пропорционально количеству рудного вещества, при больших же массах — должна наблюдаться обратная картина. Действительно, при особенно интенсивном поступлении и быстром захоронении рудного вещества время его контакта с водной массой будет невелико, а захват элементов рудным веществом может оказаться некомпенсированным диффузией элементов или перемешиванием водных масс.

Рассмотрим эти соотношения на конкретных данных по концентрациям элементов и абсолютным массам эксгалятивных железа и марганца для металлоносных осадков, отобранных в 14-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев". Концентрации марганца, цинка и ванадия дают достаточно тесную корреляцию с абсолютными массами рудогенного железа (рис. 23, см. рис. 11). Близкую картину выявляют данные по свинцу. Как видно из графиков, это именно та зависимость, которую мы ожидали получить для элементов, поступающих с эндогенным рудным веществом. Иной характер связи с абсолютными массами железа характерен для никеля и меди (рис. 24). Им свойственны максимальные концентрации при средних интенсивностях отложения рудного железа и пониженные — при малых и больших его массах. Аналогичная закономерность выявляется и при рассмотрении изменения отношений этих элементов к сумме рудных компонентов параллельно с интенсивностью поступления эксгаляционного вещества, как бы характеризуя

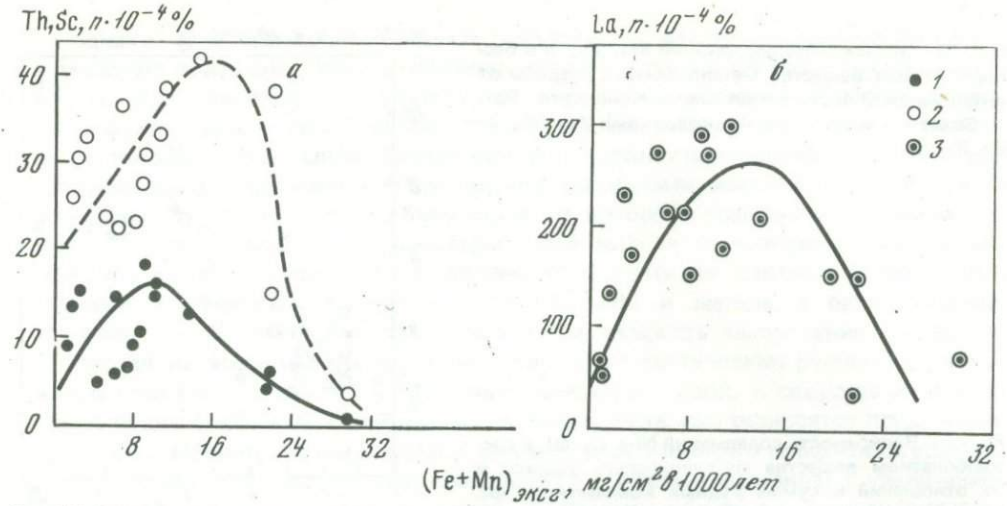


Рис. 25. Зависимость содержаний Th, Sc (*а*) и La (*б*) в бескарбонатном веществе металлоносных осадков от поступления рудного вещества
1 — Th; *2* — Sc; *3* — La

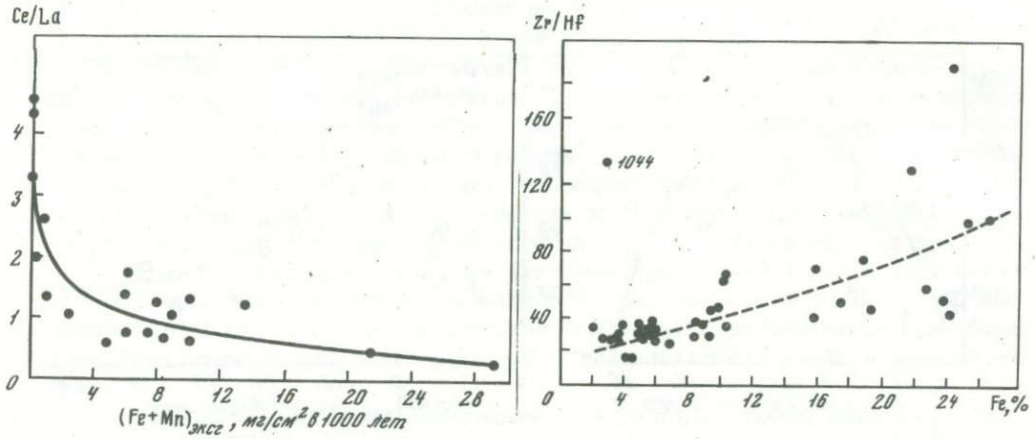


Рис. 26. Зависимость величины отношения Ce/La в металлоносных осадках от интенсивности поступления рудного вещества

Рис. 27. Зависимость величины отношения Zr/Hf в металлоносных осадках от содержания в них железа

флуктуации содержания этих элементов в самом рудном веществе. Такие же зависимости отмечены и при рассмотрении данных по Sc, La, Th (рис. 25), а также для Sb и La. Для отношения Ce/La с ростом интенсивности поступления рудного вещества наблюдается его уменьшение до значений, характерных для морской воды. (Сопоставьте также рис. 26 с рис. 4, отображающим возрастание этого отношения с уменьшением скорости накопления в красных глинах). В том же направлении увеличивается отношение Zr/Hf, приближаясь к весьма высоким значениям, которые было бы логично ожидать, исходя из меньшей основности циркония и быстрого захвата обоих элементов из морской воды (рис. 27).

Необходимо еще раз напомнить, что наличие случайных, неучитываемых на сегодняшний день факторов, вызывает некоторый разброс точек в приводимых корреляциях. Действительно, ни точного количественного знания об интенсивности эксгаляционного процесса в разных точках хребта, ни точных сведений о перераспределении вещества осадков мы пока не имеем. Однако даже те данные, которые были приведены выше, позволяют с полным основанием заключить,

что схема гетерогенного образования металлоносных осадков, включающая как поступление эксгаляционного материала из эндогенного источника, так и захват ряда элементов из морской воды хорошо подтверждаются количественными данными о реальном распределении элементов в юго-восточной части Тихого океана.

АНАЛОГИ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ ВНЕ ЗОНЫ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

В предыдущих разделах остался неосвещенным один из вопросов, поставленных в начале работы: происходит ли образование металлоносных осадков в иных, чем срединно-океанические хребты, тектонических зонах и, если это так, то должен ли отличаться химический состав образующихся в этих условиях рудных накоплений от рассмотренных выше металлоносных осадков юго-западной части Тихого океана. Исходя из полученных данных о влиянии скорости седиментации и скорости привноса рудного вещества на концентрацию элементов в рассмотренных образованиях следует ожидать, что в иных тектонических и физико-географических условиях рудные осадки должны иметь другую геохимическую специфику: иной спектр элементов, иной уровень их содержаний и соотношений.

Факт образования сходных с металлоносными, обогащенных железом и марганцем осадков в различных тектонических зонах океанов и на материках подтвержден многочисленными исследованиями. Примером тому являются приводимые ранее данные об эксгаляциях вулкана Бана-Вуху [Зеленов, 1964], расположенном вдали от срединно-океанического хребта. Не связаны со срединно-океаническими зонами и осадки кальдеры вулкана Санторин [Бутузова, 1969]. Сходные образования упоминались для разных частей океана и континентов [Degens, Ross 1969; Natland, 1973; Piper, 1973; Лисицын и др., 1976]. Появились работы и об аналогах металлоносных осадков в древних отложениях. В океане древние металлоносные осадки вскрыты глубоководным бурением в Тихом океане [Borch Van der, Rex, 1970; Cronan e.a., 1972; Dymond e.a., 1973; Cronan, 1976; Boström e.a., 1972; и др.], причем по своей геохимической характеристике и условиям образования многие из них близки рассмотренным выше в юго-восточной части Тихого океана. На континенте древние осадки, обогащенные рудными элементами, но обладающие существенными отличиями от металлоносной формации Восточно-Тихоокеанского поднятия, изучены в Афаре, на Кипре [Bonatti e.a., 1976; Robertson, Hudson, 1973; Fryer, Hutchinson, 1976]. Как возможный древний аналог металлоносных осадков, образовавшихся в пределах континента, можно рассматривать осадочно-вулканогенные и осадочно-эксгаляционные марганцевые руды и приуроченные к ним железисто-кремнистые образования [Страхов и др., 1968; Гаврилов, 1972].

Все рассмотренные образования имеют одно существенное сходство: как и металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана, они образуются в непосредственной пространственной связи с тектонически активными участками земной коры и во всех случаях приурочены к областям интенсивного развития вулканизма (как правило, основного). По Н.М. Страхову (1974б,в, 1976), потенциальным источником рудного вещества может стать практически любой вулканический аппарат. Действительно, наблюдения на современных объектах не оставляют сомнения в отчетливой генетической связи обогащенных рудными элементами осадков с гидротермальной деятельностью, протекающей в зонах активного вулканизма.

Таким образом, процесс эндогенного привноса рудных элементов во всех этих образованиях и в металлоносных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия оказывается сходным. Отличие же заключается в том, что осаждение этого материала в виде донных осадков происходит в разных физико-географических и тектонических условиях.

С этих позиций заслуживают внимания отобранные в 14-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" осадки впадины Хесса и хребта Карнеги, расположенные в пределах Галапагосского рифта, где вулканическая деятельность проявлена чрезвычайно

Таблица 21

Химический состав и скорости накопления (в мм/1000 лет) бескарбонатного вещества

Скорость накопления; элементы; источник материала	Тихий океан									
	Восточно-Тихоокеанское поднятие			Древние металлоносные осадки				Галапагосский рифт		Мексиканское побережье (ст. 655)
	Осевая зона хребта	Фланги хребта	Депрессия Бауэр	Скв. 66 К	Скв. 38 $P_2^1-P_1$	Скв. 39 $P_2^1-P_1$	Скв. 37 P_3^1	Впадина Хесса	Хребет Карнеги	
Скорость накопления бескарбонатного вещества	1,3 (8)	1,3 (11)	1,6 (4)	0,75	1,4	0,3	0,8	~9	~11	~6
Скорость накопления терригенного (по Al) вещества	0,38	0,73	0,58	0,14	0,34	0,11	0,22	2	4	5
Интенсивность поступления рудного вещества	~0,9	~0,6	~1,0	~0,6	~1,1	~0,2	~0,6	~7	~7	~1
Si	5,92 (12)	13,17 (13)	21,8 (62)	7,70	5,18	7,64	8,5	–	18,5 (5)	–
Al	2,4 (58)	4,44 (110)	2,9 (62)	1,42	1,96	2,94	2,27	1,34 (15)	3,16	6,15 (9)
Ti	0,04	0,40 (12)	–	–	–	–	–	0,10 (15)	0,37 (5)	0,35 (9)
Fe	19,8 (63)	15,7 (110)	15,8 (62)	24,25 (2)	24,45 (2)	24,45 (2)	21,9 (2)	6,53 (17)	9,76 (5)	8,6 (9)
Mn	7,0 (61)	4,1 (111)	4,4 (62)	5,75	7,01	6,3 (2)	6,65 (2)	0,46 (15)	1,14 (5)	2,4 (9)
V	587 (43)	350 (87)	–	–	–	–	–	130 (15)	202 (5)	–
Cr	39 (15)	26 (24)	13 (1)	–	11	20	18	71 (15)	56 (5)	22 (9)
Cu	923 (48)	1083 (98)	1223 (54)	765	1205	1190	815	280 (15)	223 (5)	432 (9)
Zn	492 (46)	360 (99)	430 (52)	530	615	685	505	180 (15)	321 (5)	266 (9)
Sb	14,8 (7)	12,8 (13)	13,8 (29)	–	18	22,5	11	2,2 (3)	25,7 (1)	
Pb	217 (20)	148 (51)	–	–	–	–	–	–	–	65 (9)
Mo	30 (9)	114 (12)	32 (1)	–	–	–	–	–	–	29,9 (9)
Ni	760 (49)	797 (101)	1120 (56)	610	755	580	615	120 (17)	–	375 (9)
Co	351 (49)	194 (101)	203 (50)	–	81	105	71	54 (17)	59 (5)	–
Sc	26,6 (7)	48,6 (13)	40 (29)	–	11,5	16,0	8,5	15,0 (3)	15,5 (1)	–
La	146 (16)	194 (13)	101 (29)	–	180	182	79	20,7 (3)	28,6 (1)	–
Ce	80 (16)	144 (13)	129 (29)	–	52	81	40	23 (3)	15,5 (1)	–

металлоносных осадков и их аналогов

Тихий океан		Индийский океан	Атлантический океан	Средиземное море, вулкан Санторин	Красное море, впадины					
					Дискавери, ст. 1540	Атлантис-II, ст. 95-к		Дискавери, ст. 119-к		
						Слои, см				
Поднятие Делвуд	Индонезия, вулкан Бану-Вуху					50–60	270–305	225–276	325–345	315–360	400–430
~12	~20	~6		38	–	84	150	160	162	83	56
2	6	5		3	–	5,4	12,6	13,2	4,4	7,4	6,1
~10	~14	~1		~35		~78	~137	~147	~168	~75	~50
8,6	7	–	–	8,3	–	6,5	2,4	8,4	15,2	6,2	14,59
1,0	2,6	6	–	0,5	–	0,45	0,56	1,21	0,74	0,58	0,67
–	0,19	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
30,0	41,0	6,6	5,0	30,2	44,3	33,2	51,4	30,3	29,0	35,9	17,3
1,9	7	0,8	0,4	0,01	0,7	0,54	0,17	2,26	0,38	0,38	0,73
–	10^3	255	–	68	–	–	–	–	–	–	–
12	–	–	–	Следы	–	70	19	57	35	35	53
15	10^2	–	–	18	6033	86	857	6100	4640	3450	3820
450	10^2	125	75	До 139	31647	904	4286	411	743	529	1028
–	–	–	–	–	28,6	–	–	–	–	–	–
–	10^1	69	47	До 285	500	33	54	360	348	265	352
–	10^2	–	–	–	240	89	90	321	385	288	123
58	10^1	–	–	7	70	52	40	116	139	81	88
5	10^1	–	–	2	166	89	71	154	116	69	88
–	–	–	–	–	8,0	–	–	–	–	–	–
0,66	–	–	–		6,7	–	–	–	–	–	–
2,2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Таблица 21 (окончание)

Скорость накопления; элементы; источник материала	Тихий океан										Индийский океан	Атлантический океан	Средиземное море, вулкан Санторин	Красное море, впадины						
	Восточно-Тихоокеанское поднятие			Древние металлоносные осадки				Галапагосский рифт		Мексиканское побережье (ст. 655)				Поднятие Делвуд	Индонезия, вулкан Ману-Вуху		Дискавери, ст. 1540	Атлантис-II, ст. 95-к		Дискавери, ст. 119-к			
	Осевая зона хребта	Фланги хребта	Депрессия Бауэр	Скв. 66 К	Скв.38 P^1_2—P_1	Скв. 39 P^1_2—P_1	Скв.37 P^1_3	Впадина Хесса	Хребет Карнеги											Слои, см				
																		50—60	270—305	225—276	325—345	315—360	400—430
Eu	6,9 (16)	11,9 (13)	9,9 (29)	—	10,2	11,6	5,0	1,4 (3)	1,4 (1)	—	0,08	—	—	—	—	0,10	—	—	—	—	—	—
Zr	841 (28)	397 (82)	—	—	—	—	—	137 (16)	184 (5)	215 (9)	—	10^1	175	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Hf	8,8 (7)	10,5 (13)	—	—	—	—	—	2,9 (3)	4,9 (1)	—	—	—	—	—	—	1/3	—	—	—	—	—	—
U	5,1 (10)	1,7 (7)	1,7 (4)	—	—	—	—	—	—	—	0,25	—	4,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Th	1,7 (10)	2,3 (7)	2,9 (4)	—	—	—	—	1,2 (2)	4,4 (1)	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ba	8006 (16)	6152 (13)	21105 (51)	—	8250	1800	3200	5120 (3)	8900 (1)	13900 (9)	267	10^2	—	—	—	3550	3760	1074	3214	1160	—	1470
Sr	—	—	1352 (49)	—	—	—	—	—	—	—	—	10^3	—	—	—	—	101	163	—	—	—	—
Литературный источник	Наши данные; Boström, Peterson, 1969; Piper, Graef, 1974; Sayles e.a., 1975			Cronan, 1976				Наши данные		Бутузова и др., 1975	Piper e.a., 1975	Зеленов, 1964	Страхов, 1974; Лукашин, 1974	Бутузова, 1969	Наши данные (Е.Г. Гурвич)		Hot brine..., 1969						

Примечание. Содержание Si—Mn — в вес. %; V—Sr — в $n \cdot 10^{-4}$%.
В скобках — число определений.

активно [Stover, 1973; Heezen, Fornari, 1975; Розанова, 1976]. Именно в этих зонах были обнаружены следы поступления эксгаляций непосредственно в наддонную воду и осаждение взвесей гидроокислов рудных элементов [см. статью В.В. Гордеева и др. в наст. сб.]. Кроме того, осадки, формирующиеся в пределах Галапагосской рифтовой зоны, находятся и в области высокой биогенной активности. Резко увеличен здесь по сравнению с рассмотренными пересечениями Восточно-Тихоокеанского поднятия по 30—40° ю.ш. привнос терригенного материала. Некоторое сходство с этими осадками имеют и отложения, вскрытые на флангах северного продолжения Восточно-Тихоокеанского поднятия ст. 655 к юго-западу от Калифорнии, где также отмечены следы эксгаляционного привноса элементов [Бутузова и др., 1975].

В табл. 21 сведены данные о всех современных аналогах металлоносных осадков, которые рассматриваются в единой системе с металлоносными осадками разных зон Восточно-Тихоокеанского поднятия (осевая зона, фланги и отдельно депрессия Бауэр), а также, с учетом различий размеров акваторий и условий седиментации в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах — с металлоносными осадками срединно-океанических хребтов двух последних. Здесь же приведены данные о средних скоростях накопления этих осадков, о скоростях накопления бескарбонатного вещества, а также приближенные (расчетные по Al) оценки скорости поступления терригенного вещества. По этим данным (вычитая последнюю оценку из скорости бескарбонатной седиментации) получаем ориентировочную информацию о скорости поступления рудного вещества.

Если рассматривать изменение основных рудных компонентов во всех приведенных в таблице образованиях, то бросается в глаза резкая изменчивость в соотношении Fe и Mn в продуктах осадочно-эксгаляционного процесса, отложенных в различных условиях. Так, в металлоносных илах Восточно-Тихоокеанского поднятия и в древних металлоносных осадках Тихого океана отношение Mn/Fe колеблется около 0,3 (как правило, не снижаясь ниже 0,2 и не повышаясь выше 0,5), а в зонах высоких скоростей седиментации и повышенной биогенной активности оно обычно существенно уменьшается, доходя до десятитысячных долей для продуктов локально проявленных эксгаляций и отложений термальных рассолов Красного моря. В то же время в осадках последнего мы отмечаем и случаи накопления Mn относительно железа, существенно превышающие все известные значения отношения Mn/Fe для металлоносных осадков Тихого океана (манганитовая фация) [Bisschoff, 1966]. Если же привлечь при рассмотрении данные по Кипру [Robertson, Hudson, 1973; Fryer, Hutchinson, 1976], где отношение Mn/Fe колеблется от $4 \cdot 10^{-5}$ до 0,35, а также по Афарскому рифту, где оно изменяется в пределах 0,002—1818 [Bonatti e.a., 1976] и, наконец, по осадочно-эксгаляционным марганцевым рудам и ассоциирующим с ними кремнисто-железистым породам, в которых величина Mn/Fe находится в пределах $n \cdot 10^{-4}$—$n \cdot 10^{2}$, то станет очевидным, что, в отличие от металлоносных осадков Восточно-Тихоокенского поднятия, при отложении их аналогов на континенте может происходить существенное разделение Fe и Mn.

Это отчетливо видно на диаграмме (рис. 28), на которой нанесены соотношения Fe и Mn в рассматриваемых образованиях и дополнительно показаны единичные анализы металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия по материалам нашего рейса, Ф. Сейлеса с соавторами [Sayles e.a., 1975], Дж. Даймонда с соавторами [Dymond e.a., 1973], а также данные по древним металлоносным

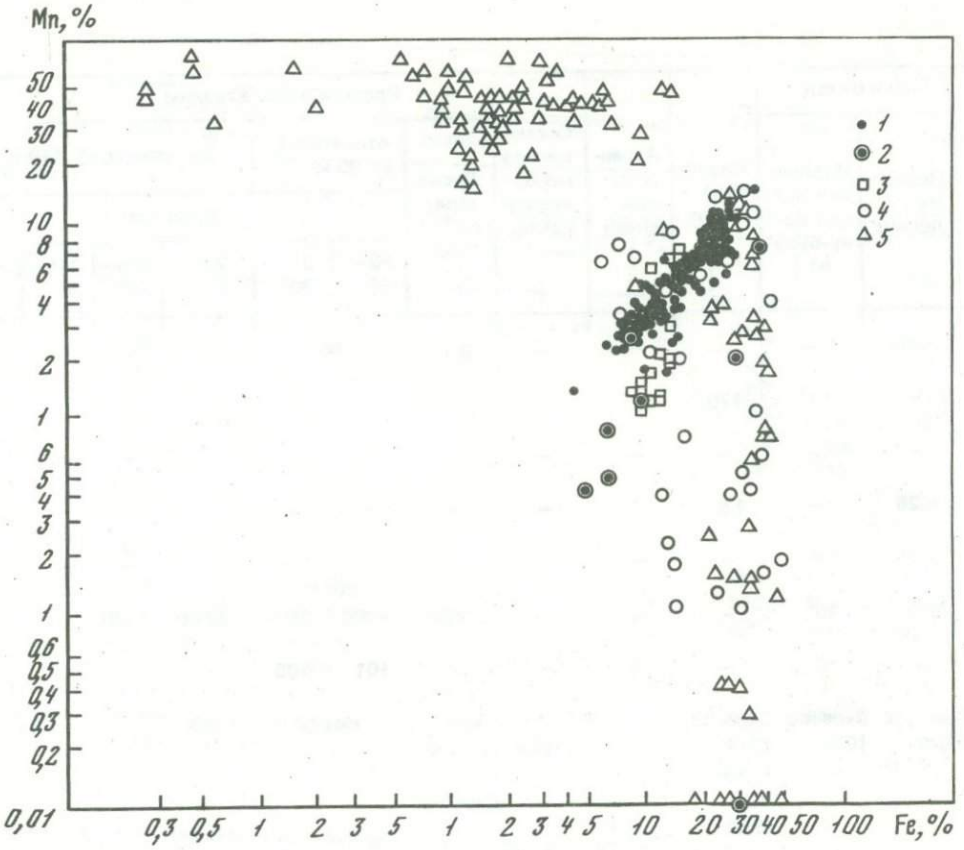


Рис. 28. Соотношение Fe и Mn в металлоносных осадках и их аналогах

1 — металлоносные осадки Восточно-Тихоокеанского поднятия; *2* — аналоги металлоносных осадков поднятия из экваториальной и окраинных зон Тихого, Индийского и Атлантического океанов; *3* — древние металлоносные осадки Атлантического океана; *4* — металлоносные илы Красного моря; *5* — аналоги металлоносных осадков на континенте (Кипр, Афар, осадочно-эксгаляционные марганцевые месторождения, ассоциированные с ними кремнисто-железистые породы и др.)

осадкам Атлантического океана [Boström, Farquarson, Eyl, 1972; Boström e.a., 1972] и более подробные материалы по осадкам важнейших впадин Красного моря [Brooks e.a., 1969].

Диаграмма показывает, что металлоносные осадки Тихого океана, отложенные в пределах хребта и его флангов, характеризуются достаточно узким интервалом соотношений Fe и Mn, которые, как указывалось выше, связаны тесной корреляционной зависимостью. Сходная картина, но со смещением в сторону некоторого обеднения марганцем, наблюдается для аналогичных осадков Тихого океана, отложенных в зонах с более высокой биогенной активностью и повышенными скоростями седиментации. То же отмечается и для осадков Индийского и Атлантического океанов. Часть анализов древних металлоносных образований последнего образуют столь же взаимосвязанную параллельными изменениями Fe и Mn серию точек, но несколько более обогащенных Mn, чем осадки Восточно-Тихоокеанского поднятия: уже здесь намечается разделение этих элементов. Наиболее выраженным разделением характеризуются металлоносные осадки континента со свойственными им высокими скоростями накопления и биогенной активностью. Зависимость степени разделения железа и марганца от скорости накопления осадочного материала (в частности абиогенного), а также изменения отношения Mn/Fe с ростом интенсивности поступления рудного вещества показаны на рис. 29.

Рассматривая условия накопления Ba-Fe-Mn-образований в районе Афарского рифта, Е. Бонатти с соавторами [Bonatti e.a., 1976] указывают, что при поступлении из эндогенного источника в содержащую свободный кислород морскую воду Fe^{2+} и Mn^{2+} постепенно должны окисляться. При этом окисление $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ осуществляется быстрее, вблизи источника этих элементов, тогда как для окисления $Mn^{2+} \rightarrow Mn^{4+}$ требуются повышенные окислительные условия. Более длительное пребывание в растворе приводит к фиксации богатых Mn-образований на достаточном удалении от места поступления растворов. Судя по приведенным Е. Бонатти с соавторами данным, разделение Mn и Fe осуществляется и на вулкане Санторин, где содержание Mn в продуктах эксгаляции не превышает 0,07—0,8%, и на Стромболи, где оно достигает 8—20%.

Следует учитывать [Crerar, Barnes, 1974; Страхов, 1976], что реакция $Mn^{2+} + H_2O + \frac{1}{2}O_2 \rightarrow MnO_2 + 2H^2$, по которой образуется осадок MnO_2, протекает лишь при Eh = +750 мв; в морской воде Eh существенно ниже и равен +450 мв. Величина окислительно-восстановительного потенциала для протекания указанной реакции недостаточна. Окисление Mn^{2+} в Mn^{4+} может происходить на поверхности твердых частиц и, в частности, на частицах свежеосажденных $Fe(OH)_3$ и $Mn(OH)_4$ за счет автокаталитического хемосорбционного процесса, при котором Eh на поверхности частиц на 200—400 мв выше, чем в воде, а скорость окисления Mn резко увеличивается [Morgan, Stumm, 1964; Варенцов, 1973; Crerar, Barnes, 1974; Glasby, 1974; Страхов, 1976]. Важно отметить, что эффективность процесса возрастает с увеличением pH до величин, свойственных водам открытого океана.

Для совместного осаждения поступающих с эксгаляциями Fe и Mn необходимо перемешивание кислых гидротерм с насыщенными кислородом массами океанической воды, а также небольшие скорости седиментации, которые позволили бы процессу хемосорбционного окисления осуществиться достаточно эффективно. Очевидно, что такие условия наилучшим образом выполняются в открытом океане.

Во внутриконтинентальных водоемах (Красное море, Афарский рифт и т.д.), где скорости накопления осадков велики, а водообмен гидротермальных рассолов с нормальной морской водой более затруднен, процесс окисления Fe и Mn может действительно растянуться во времени и в пространстве.

Ограниченные запасы O_2 (после окисления Fe^{2+}) при перемешивании водных масс требуют времени для его пополнения. При этом осаждение Mn из воды может идти уже на частицах MnO_2 с образованием чисто марганцевого осадка. По-видимому, при осаждении эксгаляционных продуктов в замкнутых водоемах может быть случай, когда после осаждения $Fe(OH)_3$ образование осадка, обогащенного двуокисью марганца, не происходит, а двухвалентный марганец рассеивается в терригенных осадках бассейна. Это, судя по данным специальных исследований [Бутузова, 1968], происходит, например, в кальдере вулкана Санторин, где при сравнительно высоких скоростях накопления осадков, ограниченном водообмене и восстановительных процессах, протекающих на дне кальдеры, условия для выпадений $Mn(OH)_4$ отсутствуют. Mn^{2+}, не успев окислиться, уносится далеко и от источника, и от места образования железистого осадка. При этом марганец захватывается терригенными частицами и создает в осадках кальдеры общий повышенный по сравнению с закальдерными илами фон. Так, в конечном счете скорость накопления осадков и здесь оказывается регулятором многих процессов, определяющих специфику рудного вещества, а в данном конкретном случае — регулятором эффективности окисления марганца.

На распределении основного рудообразующего элемента рассматриваемых осадков — железа — скорость образования осадков сказывается различно в условиях открытого океана (в области срединно-океанических хребтов) и при формировании аналогов металлоносных илов на континенте. В море уменьшение концентраций $Fe_{эксг}$ с ростом темпа терригенной седиментации связано прежде всего с разубоживающим действием отлагающегося силикатного материала. Как видно из приведенного ранее, металлоносные осадки, образующиеся в открытом океане и, в частности, на Восточно-Тихоокеанском поднятии, порождаются, как правило, не отдельными локально проявленнными эксгаляциями, а совокупным

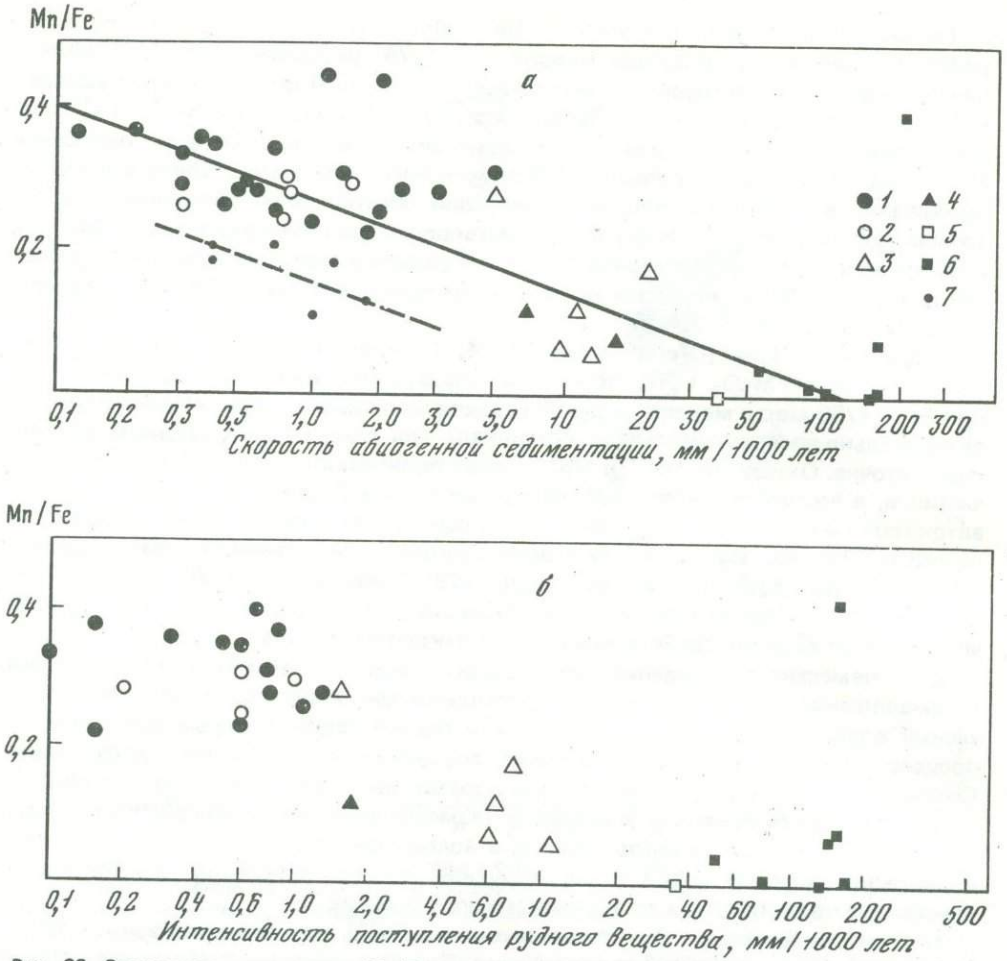


Рис. 29. Зависимость отношения Mn/Fe в металлоносных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия и их аналогах от скорости абиогенной седиментации (*а*) и поступления рудного вещества (*б*)

1 — металлоносные осадки Восточно-Тихоокеанского поднятия; *2* — древние металлоносные осадки Тихого океана; *3* — аналоги металлоносных осадков из экваториальной и окраинной зон Тихого океана; *4* — металлоносные осадки Атлантического и Индийского океанов; *5* — железистые осадки кальдеры вулкана Санторин; *6* — "металлоносные" илы Красного моря (впадины Атлантис II, Дискавери); *7* — красные глины Южной котловины Тихого океана

действием всей системы вулканических проявлений в срединном хребте и крупных трансформных разломах. Гидродинамический фактор обусловливает распределение материала на значительное расстояние от источников и отложение его в виде более или менее выдержанного плаща со все уменьшающейся ролью эксгаляционного материала в удаленных от хребта осадках.

Иное дело — эксгаляции в ограниченных по размерам водоемах в условиях интенсивной поставки обломочного материала. Гидродинамика среды и здесь обеспечивает разнос продуктов эксгаляции и быстрое их разубоживание терригенным веществом на небольшом удалении от источника [Бутузова, 1968]. Однако при локальном накоплении этих продуктов в отдельных западинах или в более крупных впадинах [Зеленов, 1964; Бутузова, 1968; Hot brine..., 1969; Bonatti e.a., 1976; Robertson, 1973] содержание основных рудообразующих компонентов совершенно не зависит от общего терригенного фона, а обязано особенностям геоморфологии дна и прежде всего интенсивности поступления рудного вещества. В таких участках интенсивность эксгаляции намного превышает интенсивность рудонакопления, характерную для Восточно-Тихоокеанского поднятия.

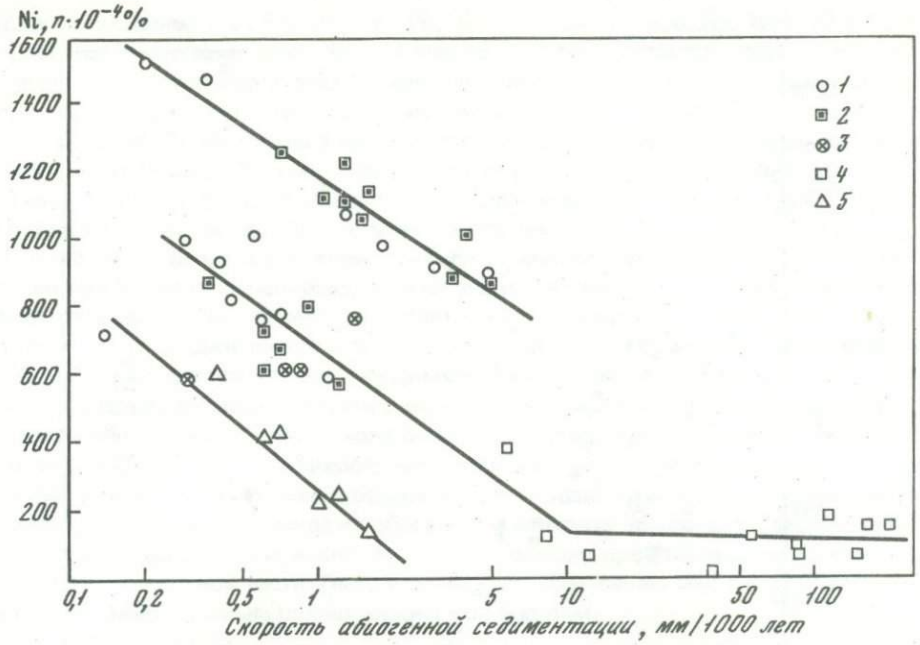


Рис. 30. Зависимость содержания Ni в бескарбонатном веществе металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия и их аналогов и в глинах Южной котловины от скорости абиогенной седиментации

1 — металлоносные осадки поднятия (поверхностный слой); *2* — то же, среднее по разрезу колонок; *3* — древние металлоносные осадки Тихого океана; *4* — аналоги металлоносных осадков (окраинные и экваториальные зоны Тихого океана, Индийский и Атлантический океаны, вулкан Санторин, Красное море); *5* — красные глины Южной котловины Тихого океана

Количество же большей части малых элементов в таких осадках непосредственно зависит от скорости осадконакопления. И в этом случае малые элементы захватываются рудным веществом из морской воды и время контакта гидроокисной фазы и воды определяет обогащенность осадка захваченными элементами [Bonatti e.a., 1976]. Время контакта с морской водой определяется как общей скоростью седиментации, так и скоростью накопления самого рудного вещества. Отсюда континентальные аналоги океанических металлоносных осадков оказываются обедненными малыми элементами (см. табл. 21). В ряду металлоносных осадков океана и их современных аналогов из эпиконтинентальных бассейнов наблюдается резкое уменьшение концентраций малых и редких элементов по мере увеличения скорости терригенной седиментации и роста интенсивности подачи и захоронения рудного вещества. Примером тому является соответствующий график для никеля (рис. 30). Сходной в основном оказывается и зависимость степени накопления меди в железистых и железомарганцевых осадках океанов и морей от скорости седиментации (рис. 31). Однако график выявляет и другой источник ее привноса. Помимо захвата меди из морской воды, обогащение ею некоторых металлоносных образований (даже более значительное) может происходить в результате поступления меди с гидротермальными растворами, как это отмечается для продуктов эксгаляции в Красном море.

По-видимому, лишь для немногих малых элементов гидротермальный источник является преобладающим. Для таких образований концентрация в осадке определяется не временем контакта с морской водой, а, с одной стороны, терригенным разубоживанием, зависимость от которого, как отмечалось выше, наиболее сильно проявлена в металлоносных осадках пелагических пространств океана, а с другой — интенсивностью поступления эксгаляционного материала, что в наибольшей степени выявляется вне связи с терригенным привносом для металлоносных осадков континента и локальных их проявлений в прибрежных частях океана. Это иллюстрируется

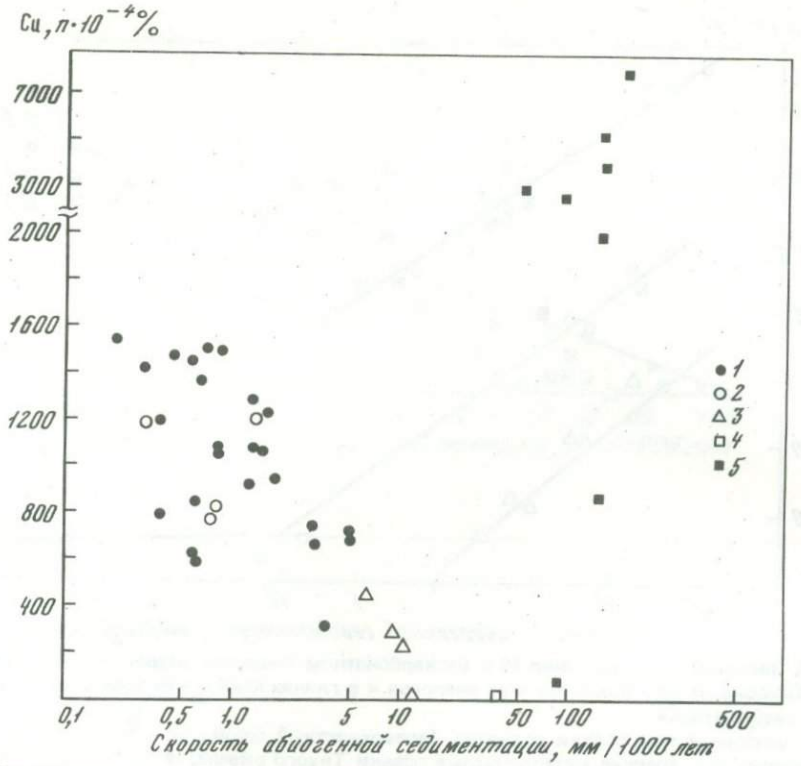


Рис. 31. Зависимость содержания Cu в бескарбонатном веществе металлоносных осадков и их аналогов от скорости накопления абиогенного вещества

1 — металлоносные осадки Восточно-Тихоокеанского поднятия; *2* — древние металлоносные осадки Тихого океана; *3* — аналоги металлоносных осадков из экваториальной и окраинной зон Тихого океана; *4* — железистые осадки кальдеры вулкана Санторин; *5* — металлоносные илы Красного моря

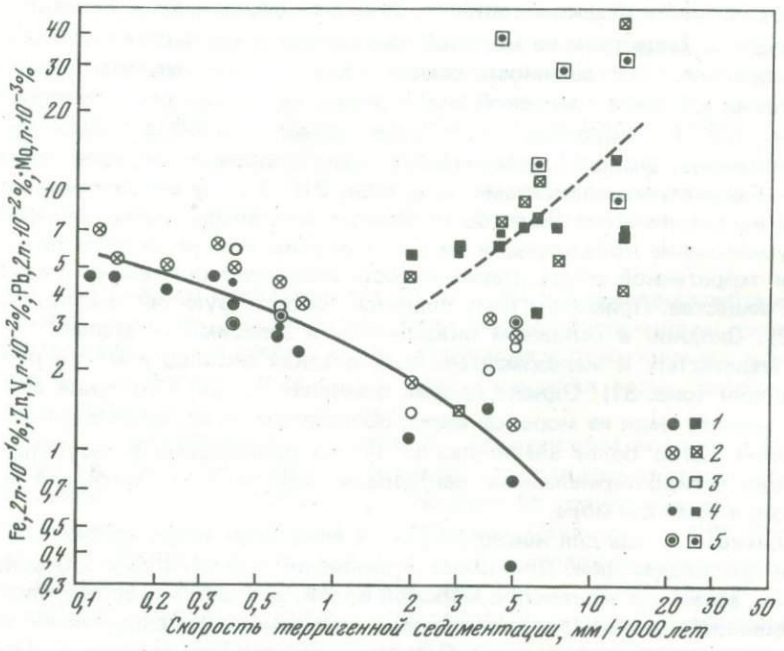


Рис. 32. Зависимость содержания Fe, Zn, V, Pb, Mo в бескарбонатном веществе металлоносных осадков открытого океана (кружки) и в их аналогах на континенте, во внутренних морях и в окраинных зонах океана (квадраты) от скорости (по Al) поступления терригенного материала

1 — $Fe_{эксг}$; *2* — Zn; *3* — V; *4* — Pb; *5* — Mo

графиком зависимости Fe, Zn, V, Pb, Mo от терригенной (вычисленной по Al) скорости седиментации (рис. 32). Левая часть графика, показывающая тенденцию к снижению концентрации этих элементов с ростом терригенного осадконакопления, отвечает современным и древним металлоносным осадкам срединно-океанических хребтов. Правая же его часть, выявляя, казалось бы, слабо выраженную тенденцию к обогащению этими элементами с увеличением терригенного процесса, отражает, на самом деле, зависимость их содержаний от интенсивности эксгаляционного процесса, с которым они поступают в осадок.

Приведенные выше материалы позволяют считать, что многие геохимические особенности металлоносных осадков и их аналогов находят свое объяснение с точки зрения скоростей поступления эксгалятивного вещества и накопления осадков. Металлоносные осадки океанов и в особенности осадки Восточно-Тихоокеанского поднятия характеризуются минимальными скоростями терригенной седиментации и максимальным взаимодействием с морской водой. Этому соответствуют и максимальные размеры акватории Тихого океана [Страхов, 1976]. В этом аспекте металлоносные осадки Восточно-Тихоокеанского поднятия — всего лишь наиболее пелагические из всех эксгаляционно-осадочных образований этого ряда. Однако именно это и определяет максимальное их обогащение многими элементами, извлекаемыми из морской воды. Это же и определяет наибольшее приближение металлоносных осадков юго-восточной части Тихого океана по содержанию многих редких элементов к железомарганцевым океаническим конкрециям.

ЛИТЕРАТУРА

Багин В.И., Багина О.А., Богданов Ю.А., Гендлер Т.С., Лебедев А.И., Лисицын А.П., Печерский Д.М. Железо в рудоносных осадках депрессии Бауэр и Восточно-Тихоокеанского поднятия. — Геохимия, 1975, № 3.

Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976.

Балашов Ю.А., Гирин Ю.П. Резерв подвижных редкоземельных элементов в осадочных горных породах. — Геохимия, 1969, № 7.

Балашов Ю.А., Туранская Н.В., Братишко Р.Х. Зональность распределения редкоземельных элементов в океане. — Геохимия, 1974, № 5.

Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Романкевич Е.А. Органическое вещество во взвеси и в донных осадках Мирового океана. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1971.

Бострём К., Фаркуарсон Б., Эйл У. Подводные горячие растворы как один из источников вещества осадков активных подводных хребтов. — 1 Международный геохимический конгресс: Докл., т.4, кн. 1. М.: ВИНИТИ, 1973.

Бутузова Г.Ю. Современные осадки в кальдере о-ва Санторин и влияние вулканизма на их образование. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968.

Бутузова Г.Ю. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. — Труды ГИН АН СССР, 1969, вып. 194.

Бутузова Г.Ю., Дворецкая О.А., Степанец М.И. Опыт применения хлорированного спирта для удаления свободных окислов и гидроокислов железа из современных осадков Санторинской вулканической зоны. — Литол. и полезн. ископ., 1967, № 4.

Бутузова Г.Ю., Лисицына Н.А., Волков И.И., Лубченко И.Ю. Признаки эксгалятивной деятельности в донных осадках Тихого океана к югу от Калифорнийского залива. — Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6.

Варенцов И.М. К изучению формирования железо-марганцевых конкреций и корковидных образований в современных водоемах. — 1 Международный геохимический конгресс: Докл., т. 4, кн. 2. М.: ВИНИТИ, 1973.

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.

Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967.

Виноградов А.П., Ронов А.Б., Ратынский В.И. Эволюция химического состава карбонатных пород. — Совещание по осадочным породам: Докл. М.: Изд-во АН СССР, 1952, вып. 1.

Волков И.И., Розанов А.Г., Соколов В.С. Окислительно-восстановительные процессы в северо-западной части Тихого океана. — 1 Международный геохимический конгресс: Докл., т. 4, кн. 2. М.: ВИНИТИ, 1973.

Волков И.И., Соколов В.С., Соколова Е.Г., Пилипчук М.Р. Редкие и рассеянные элементы в осадках северо-западной части Тихого океана. — Литол. и полезн. ископ., 1974, № 2.

Волков И.И., Фомина Л.С. Новые данные по геохимии редкоземельных элементов в осадках Тихого океана. — Геохимия, 1973, № 11.

Гаврилов А.А. Эксгаляционно-осадочное рудонакопление марганца (на примере Урала и Казахстана). М.: Недра, 1972.

Глаголева М.А., Волков И.И., Соколов В.С., Ягодинская Т.А. Химические элементы в осадках Тихого океана на разрезе от Гавайских островов до побережья Мексики. — Литол. и полезн. ископ., 1975, № 5.

Гордеев В.В. Микроэлементы во взвеси и воде центральной и юго-восточной части Тихого океана: Автореф. канд. дис. М., 1974. В надзаг.: ИО АН СССР.

Дроздовская А.А., Мельник Ю.П. Новые экспериментальные и расчетные данные о миграции тория в гипергенных условиях. — Геохимия, 1968, № 4.

Емельянов Е.М. Fe и Mn в осадках Атлантического океана. — Литол. и полезн. ископ., 1975, № 3.

Зеленов К.К. Железо и марганец в эксгаляциях подводного вулкана Бану-Вуху (Индонезия). — ДАН СССР, 1964, 155, № 6.

Коновалов Г.С., Иванова А.А., Колесников Т.Х. Рассеянные и редкие элементы, растворенные в воде и содержащиеся во взвешенных веществах главнейших рек СССР. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968.

Конторович А.Э. Формы миграции элементов в реках гумидной зоны (по материалам Западной Сибири и других районов). — В кн: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968.

Крайнов С.Р. Особенности распространения и форм миграции редких элементов в природных водах со щелочной реакцией. — Геохимия, 1968, № 3.

Краускопф К.Б. Факторы, контролирующие концентрации тринадцати редких металлов в морской воде. — В кн.: Геохимия литогенеза. М.: ИЛ, 1963.

Лисицын А.П. Скорость современного осадконакопления в океанах. — Океанология, 1971, № 6.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974.

Лисицын А.П. Биогенная седиментация в океанах и зональность. — Литол. и полезн. ископ., 1971, № 1.

Лисицын А.П., Беляев Ю.И., Богданов Ю.А., Богоявленский А.Н. Закономерности распределения и формы кремния, взвешенного в водах Мирового океана. — В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966.

Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Мурдмаа И.О., Серова В.В., Зверинская И.Б., Лебедев И.А., Лукашин В.Н., Гордеев В.В. Металлоносные осадки и их генезис. — В кн.: Геолого-геофизические исследования юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976.

Лисицына Н.А., Дворецкая О.А., Пушкина З.В., Черкасова Е.В. Элементы-гидролизаты в осадках Японского профиля. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 2.

Лубченко И.Ю., Белова И.В. Миграция элементов в речных водах. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 2.

Лукашин В.Н. Распределение микроэлементов в Индийском океане: Автореф. канд. дис. М., 1974. В надзаг.: ИО АН СССР.

Малков И.И. Исследование форм нахождения меди и олова в породах и современных осадках: Автореф. канд. дис. Владивосток, 1973. В надзаг.: ДВНЦ АН СССР.

Мero Дж. Минеральные богатства океана. М.: Прогресс, 1969.

Мигдисов А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах. — Геохимия, 1960, № 2.

Мигдисов А.А. Геохимия титана в гумидном бассейне осадконакопления. — В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. 1.

Мигдисов А.А. Основные черты титана в осадочном цикле: Автореф. канд. дис. М., 1964. В надзаг.: ГЕОХИ АН СССР.

Розанов А.Г., Соколов В.С., Волков И.И. Формы железа и марганца в осадках северо-западной части Тихого океана. — Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.

Розанова Т.В. О керолите, пирротине и троилите в осадках впадины Хесса. — Литол. и полезн. ископ., 1976, № 2.

Ронов А.Б., Балашов Ю.А., Гирин Ю.П., Братишко Р.Х., Казаков Г.А. Закономерности распределения редкоземельных элементов в осадочной оболочке и в земной коре. — Геохимия, 1972, № 12.

Ронов А.Б., Ермишкина А.И. Марганец в осадочных породах. — Геохимия, 1959, № 3.

Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления. — Геохимия, 1965, № 2.

Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Химическое строение земной коры. — Геохимия, 1967, № 11.

Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Новая модель химического строения земной коры. — Геохимия, 1976, № 2.

Скорнякова Н.С. Рассеянное железо и марганец в осадках Тихого океана. — Литол. и полезн. ископ., 1964, № 5.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. 1.

Страхов Н.М. Геохимическая асимметрия тихоокеанских отложений, ее причина и возраст. — Литол. и полезн. ископ., 1974а, № 1.

Страхов Н.М. Об эксгаляциях на срединно-океанических хребтах, как источнике рудных элементов в океанических осадках. — Литол. и полезн. ископ., 1974б, № 3.

Страхов Н.М. Локализация рудных стяжений Fe и Mn в Тихом океане и ее генетический смысл. — Литол. и полезн. ископ., 1974в, № 5.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанического литогенеза. — Труды/ГИН АН СССР, 1976, вып. 292.

Страхов Н.М., Волков И.И., Лисицына Н.А. К познанию механизма распределения элементов в Тихом океане. — Литол. и полезн. ископ., 1971, № 3.

Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калиненко В.В., Тихомирова Е.С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М.: Наука, 1968.

Черников А.А., Корсакова Н.В. Миграция циркония в некоторых минеральных и пресных подземных водах. — В кн.: Очерки гео-

химии эндогенных и гипергенных процессов. М.: Наука, 1966.

Bender M., Broecker W., Gornits V., Middel U., Kay K., Sun S.S., Biscaye P. Geochemistry of three cores from the East Pacific Rise. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, **12**, N 4.

Bischoff J.L. Red sea geothermal brine deposite, their mineralogy, geochemistry and genesis. — In: Hot brines and recent heavy metals deposits in the Red sea. N.Y.: Srpinger Verl., 1969.

Bischoff J.L., Dicson F.W. Seawater-basalt interaction at 200°C and 500 bars: implications for origin of sea-floor heavymetals deposits and regulation of seawater chemistry. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, **25**, N 3.

Bischoff J.L., Sayles F.L. Pore fluid mineralogical studies of recent marine sediments: Bauer depression region of the East Pacific Rise. — J. Sediment. Petrol., 1972, **42**, N 3.

Bonatti E., Zerbi M., Key R., Rydell H. Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading centers. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1976, **87**, N 1.

Borch C.C. van der, Nesteroff W.D., Galehouse J.S. Iron-rich sediments cored during Leg 8 DSDP. — In: Initial repts of DSDP. Washington: U.S.Govt. Print. Off., 1971, v. 8.

Borch C.C. van der, Rex R.W. Amorphous iron oxide precipitates in sediments cored during Leg 5. — In: Initial Repts DSDP. Washington: U.S.Govt. Print. off., 1970, v. 5.

Boström K. Submarine volcanism as source for iron. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, **9**, N 4.

Boström K. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. — Stockholm Comtrib. Geol., 1973, **27**, N 2.

Boström K., Farquarson B., Eyl W. Submarine hot springs as a source of active ridge sediments. — Chem. Geol., 1972, **10**, N 3.

Boström K., Fisher D.E. Volcanogen uranium, vanadium and iron in Indian Ocean sediments. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, **11**, N 2.

Boström K., Joensun O., Brohm J. Plankton: its chemical composition and its significance as a source of pelagic sediments. — Chem. Geol., 1974, **14**.

Boström K., Joensun O., Moore C., Boström B., Dalziel M., Horowitz A. Geochemistry of barium in pelagic sediments. — Lithos, 1973, **6**.

Boström K., Joensun O., Valdes S., Riera M. Geochemical history of South Atlantic ocean sediments since Late Cretaceous. — Marine Geol., 1972, **12**.

Boström K., Kraemer T., Garner S. Provenance and accumulation rates of opalines silicia, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni, Co in Pacific pelagic sediments. — Chem. Geol., 1973, **11**, N 2.

Boström K., Peterson M.N.A. Precipitates from Hydrothermal exhalation on the East Pacific Rise. — Econ. Geol., 1966, **61**, N 7.

Boström K., Peterson M.N.A. The origin of aluminium-poor ferromanganoan sediments in areas of High heat flow on the East Pacific Rise. — Marine Geol., 1969, **7**.

Boström K., Valdes S. Arsenic in ocean floors. — Lithos, 1969, **2**.

Brooks R.R., Kaplan I.R., Peterson M.N. Trace element composition of Red sea geothermal brine and interstitial water. — In: Hot brines and recent heavy metals deposits in the Red sea. N.Y.: Springer Verl., 1969.

Chave K.E., MacKenzie F.T. A statistical technique applied to the geochemistry of pelagic mud. — J. Geol., 1961, **69**, N 5.

Chester R., Huges M.J. Chemical technique for separation of ferro-mangenese minerals, carbonate minerals and adsorbed, trace elements from pelagic sediments. — Chem. Geol., 1967, **3**.

Chester R., Huges M.J. The trace element geochemistry of a North Pacific pelagic clay core. — Deep-Sea Res., 1969, **16**.

Chester R., Messina-Hanna R. Trace elements partiton patterns in North Atlantic deep-sea sediments. — Geochim. et cosmochim. acta, 1970, **34**. N 10.

Corliss J.B. The origin of metal-bearing submarine hydrothermal solutions. — J. Geophys. Res., 1971, **76**.

Corliss J.B. The sea as alchemist. — Oceanus, 1973—1974, v. 17.

Crerar D., Barnes H. Deposition of deep-sea manganes modules. — Geochim. et cosmochim. acta, 1974, **38**, N 2.

Cronan D.S. Basal metalliferous sediments from the eastern Pacific. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1976, **87**, N 6.

Cronan D.S., van Andel T.H., Heath G.R., Dinkleman M.G., Bennett R.W., Bukry D., Charleston S., Kanaps A., Rodolfo K.S., Yeats R.S. Iron-rich basal sediments from the eastern equatorial Pacific. Leg 16, DSDP. — Science, 1972, **175**, N 4017.

Degenhardt M. Untersuchungen zur geochemischen Verteilung des Zikronimus in der Litosphare. — Geochim, et cosmochim. acta, 1957, **12**, N 4.

Dymond J., Corlins J.B., Heath G.R., Field C.W., Dasch E.J., Veeh H.H. Genesis of iron-irich sediments from the East Pacific Rise. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, **84**, N 10.

Dymond J., Veeh H.H. Metal accumulation rates in the South-East Pacific and the origin of metalliferous sediments. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, **28**, N 1.

Fisher D.E., Boström K. Uranium rich sediments on the East Pacific Rise. — Nature, 1969, **224**, N 5214.

Flanagan F.J. 1972 values for international geochemical reference samples. — Geochim. et cosmochim. acta, 1973, **37**, N 5.

Rryer B.J., Hutchinson R.W. Generation of metal deposits on the sea floor. — Canad. J. Earth Sci., 1976, **13**, N 1.

Fukai R. Valency state of Cr in Sea water. — Nature, 1967, **213**, N 5079.

Gibbs R.I. Mechanism of trace metals transport in rivers. — Science, 1973, **180**, N 4081.

Glasby G.P. Mechanism of incorporation of manhanese and associated trace elements in marine manganese nodules. — Annual Reviews of Oceanogr. and Marine Biolog., 1974, **12**.

Goldberg E.D. The oceans as chemical system. — In: The Sea. N.Y.: Intersci. Verl., 1963, v. 2, Ch. 1.

Goldberg E.D., Arrhenius G.O.S. Chemistry of Pacific pelagic sediments. — Geochim. et cosmochim. acta, 1958, **13**, N 2/3.

Goldberg E.D., Koide M., Schmitt R.A., Smith R.H. Rare-earth distributions in the marine environment. — J. Geophys. Res., 1963, **68**, N 14.

Hajash A. Hydrothermal processes along Mid-Oceanic ridges: an experimental investigation. — Contrib. Mineral and Petrol., 1975, **53**, N 3.

Haskin L.A., Frey F.A., Schmitt R.A., Smith H. Meteoritic, solar and terrestrial rare-earth distributions. — In: Physics and Chemistry on the Earth. London: Pergamon Press, 1966, v. 7.

Heezen B.S., Fornari D.J. Geological map of the Pacific Ocean. — In: Initial Rep-ts DSDP. Wachington: U.S. Govt. Print. Off., 1975, v. 30.

Högdafl O.T., Bowen B.T., Melson S. Neutron activation analysis of lanthanide elements in sea water. — Adv. Chem. Ser., 1968, **73**.

Horowitz A. The distribution of Pb, Ag, Sn, Tl and Zn in sediments on active oceanic ridges. — Mar. Geol., 1970, **9**.

Hot brine and recent heavy metals deposits in the Red sea/Ed. E. Degens, D. Ross. N.Y.: Srpinger Verl., 1969.

Initial Reperts Deep-Sea drilling project. Wachington: U.S. Govt. Print. Off., 1970, v. 5; 1971, v. 8; 1972, v. 9.

Landergren S. On the geochemistry of deep-sea sediments. — Report of the Swedish Deep-Sea Expedition, X, Special Investig., 1964, N 5.

Martin J., Knawer G. The elemental composition of plankton. — Geochim. et cosmochim. acta, 1973, **3**, N 7.

McMurtry G.M., Burnett W.C. Hydrothermal metallogenesis in the Bawer Deep of the South-Eastern Pacific. — Nature, 1975, **254**, N 5495.

Morgan J.J., Stumm W. The role of multivalent metal oxides in limnological transformations as examplified by iron and manganese. — Adv. Water Pollution Res. Proc. 2nd Intern. Conf. Tokyo, 1964, N.Y.: Pergamon Press, 1965, v. 1.

Natland J.H. Basal ferromanganoan sediments at DSDP site 183. Aleurian abyssal plain and site 192, Meji gayot, North-western Pacific, Leg 19. — In: Initial Rep-ts of DSDP. Washington, 1973, v. 19.

Nayudu Y.R. Lithology and chemistry of surface sediments in Subantarctic regions of the Pacific ocean. — In: Antarctic Oceanology. Trans. Amer. Geophys. Union, Nat. Acad. Sci., Washington, 1971, v. 1.

Piper D.Z. Origin of metalliferous sediments from the East Pacific Rise. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, **19**, N 1.

Piper D.Z., Graef P. Gold and rare-earth elements in sediments from the East Pacific Rise. — Mar. Geol., 1974, **17**.

Robertson A.H.F., Fleet A.I. The origin of rare-earth in metalliferous sediments of the Troodos massif. Cyprus. — Earth and Planet, Sci. Lett., 1976, **28**, N 3.

Robertson A.H.F., Hudson J.D. Cyorus umbers: chemical precigitates on a Tethyan ocean ridge.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, **18**, N 1.

Sayles F.L., Bischoff J.L. Ferromanganoan sediments in the equatorial East Pacific. — Earth and Planet. Sci., Lett., 1973, **19**, N 3.

Sayles F.L., Ku T.L., Bowker P.C. Chemistry of ferromanganoan sediment of the Bawer Deep. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, **86**, N 10.

Stover C.W. Seismicity and tectinics of East Pacific ocean. — J. Geophys. Res., 1973, **78**, N 23.

Turekian K., Wedepohl K.H. Distribution of the trace elements in some major units of the Earth's crust. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1961, **72**, N 2.

Volfovski S.R. Rare-earth distribution in the marine environment. — Thesis dissertation Ph.D. Washington, 1965. Dept of Geol. Geoph.

Ю.П. ГИРИН, О.В. ШИШКИНА, Г.А. ЦВЕТКОВ

ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ И АКТИВНАЯ РЕАКЦИЯ ОСАДКОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Измерение Eh и pH в осадках позволяет получить представление о физико-химической характеристике среды, в которой происходит диагенетическое преобразование осадков, формирование состава иловых вод, отчасти даже и сама седиментация. Не безразличны эти вопросы и для решения проблем образования металлоносных осадков. Так, в частности, К. Бострём и А. Горовиц [Boström, Horowitz, 1972] полагают, что поступление гидротермальных растворов, несущих закисное железо, должно сопровождаться понижением величины pH, а Т.М. Сущевская [1976] считает, что в этом же случае должно наблюдаться снижение величины окислительно-восстановительного потенциала. Кроме того, можно ожидать, что наличие окислительных условий на определенных участках морского дна будет способствовать образованию металлоносных осадков из подводных гидротерм, несущих глубинное железо. Наоборот, в тех случаях, когда выход гидротерм приходится на участки морского дна, где в силу накопления значительных масс активного органического вещества в осадках и в наддонной воде будут хотя бы слабо восстановительные условия (ниже +200 мв), следует ожидать рассеяния принесенного термами вещества даже при наличии прочих благоприятных условий. Поэтому в течение 14-го рейса научно-исследовательского судна "Дмитрий Менделеев" проводилось систематическое изучение Eh и pH осадков, послужившее основой данной статьи.

Измерения pH и Eh выполняли переносным pH-метр-милливольтметром ППМ-03. Для измерения величины pH использовали комбинированный стеклянный электрод ЭСКЛ-05, включающий хлор-серебряный электрод сравнения. Окислительно-восстановительный потенциал определялся с помощью платиновых электродов пластинчатой формы (площадью 1 $см^2$) и хлор-серебряного электрода сравнения (собственный потенциал которого относительно водородного электрода составляет +201 мв). Платиновые электроды хранили в растворе Зобелла. Замеры производили непосредственно в колонке, сразу после того, как она была поднята на борт судна.

Колонку осадка, заключенную в пластмассовую трубку диаметром 127 мм, разрезали вдоль оси на две части и в одну из них (образец-свидетель) вводили электроды. Платиновые электроды выдерживали в осадке один час до начала измерений. В целом измерение величин Eh, pH в одной колонке занимало несколько часов. Контрольные параллельные измерения с игольчатыми платиновыми электродами проводили в банках, плотно заполненных осадками, а повторные — через несколько часов как в окисленных, так и в восстановленных осадках. Они показали удовлетворительную воспроизводимость результатов. Точность отсчетов на приборе составляла 0,1 pH и 10 мв Eh. Однако правильность измерения величины Eh в осадках оценивается с точностью ±50 мв [Bostrom, Horowiöz, 1972; Розанов, 1975].

Измерение pH, Eh непосредственно в самой колонке позволяет детально учитывать изменение литологических особенностей осадков — цвета, минерального состава, наличие пятен, прослоев и т.д. на минимальном расстоянии до 1 см. Все это определяло частоту замеров. В верхних горизонтах определения производились более часто. При однородном литологическом строении колонки замеры выполнялись более редко, но и в этом случае максимальный интервал между точками измерения, как правило, не превышал 50 см. Всего было изучено 65 колонок и осадков, поднятых дночерпателем; было выполнено свыше 450 замеров Eh и приблизительно столько же замеров pH (без учета повторных проверочных измерений). Результаты представлены в таблице.

В рейсе были изучены Eh и pH осадков следующих морфоструктур: котловин — Южной, Беллинсгаузена, Чилийской, Перуанской и Панамской; Восточно-Тихо-

Величины Eh, pH в осадках юго-восточной части Тихого океана

Станция	Горизонт, см	Осадок	pH	Eh, *мв*
980-1	25	Темно-коричневый пелитовый палагонито-	7,4	+580
	50	глинистый ил	7,3	+600
	75		7,4	+600
	100		7,4	+610
	150		7,3	+620
	200		7,3	+620
	250		7,2	+610
980-2	30	То же	7,4	+600
	50		7,4	+600
	75		7,4	+600
	100		7,4	+600
	150		7,4	+600
	200		7,3	+620
	250		7,4	+610
	300		7,3	+610
	350		7,2	+610
981	10	Темно-коричневый пелитовый глинистый	7,5	+590
	25	ил	7,5	+590
	50		7,5	+590
	100		7,5	+590
	150		7,5	+600
	200		7,4	+600
	250		7,4	+600
	290		7,4	+610
982-1	5	Коричневый пелитовый глинистый ил	—	+570
	25		7,4	+600
	50		7,4	+610
	100		7,4	+600
	150		7,4	+610
	200		7,4	+600
	250		7,4	+610
	300		7,4	+610
	350		7,4	+590
	400		7,4	+610
	450		7,4	+600
	500		7,3	+620
983-1	5	Бурый пелитовый глинистый ил	7,3	+600
	25		7,2	+600
	50		7,2	+600
	100		7,2	+600
	150		7,1	+610
	200		7,1	+610
	240		7,1	+610
984	7	Карбонатные и кремнисто-карбонатные био-	7,5	+550
	25	генные илы пятнистой мраморовидной ок-	7,5	+550
	50	раски в бурых и палевых тонах. В пятнах —	7,6	+530
	100	осветление	7,6	+560
	115		7,6	+570
	120		7,6	+570
	150		7,5	+570
	195		7,6	+570
	240		7,6	+530

Таблица (продолжение)

Станция	Горизонт, см	Осадок	pH	Eh, мв
	245		7,6	+570
	300		7,6	+570
	325		7,6	+500
	350		7,6	+570
	362		7,6	—
	370		7,5	+590
	400		7,5	+600
	450		7,5	+590
	480		7,6	+590
	495		7,6	+580
985	15	Диатомово-кокколитовый ил мраморовидной окраски в коричневых тонах	7,6	+540
	40		7,6	+550
	60		7,6	+510
	85		7,6	+560
	130		7,6	+560
	180		7,6	+560
	230		7,6	+560
	275		7,7	+560
987-3	10	Диатомовый ил мраморовидной светло-бурой окраски. В пятнах — осветление	7,5	—
	25		7,5	+560
	30		—	+500
	60		7,5	+570
	120		7,4	+580
	170		7,4	+600
989	0—10	Кремнисто-карбонатный ил пятнистой мраморовидной окраски в коричневых тонах	7,6	+560
	55—85		7,6	+560
	105—145		7,6	+560
990	35	Карбонатно-кремнистый ил пятнистой мраморовидной окраски в светло-бурых тонах	7,5	+600
	57		7,5	—
	100		7,5	+590
	100		7,5	+500
	150		7,4	+580
	170		7,5	+590
	185		7,5	+460
	200		7,4	+580
	240		7,4	+490
	275		7,5	+460
	295		7,4	+490
	340		7,5	+570
	375		7,6	+580
	413		—	+590
	425		—	+500
	435		7,5	+590
991-1	60	Карбонатные и диатомовые илы. Окраска меняется от палевой вверху до темно-коричневой — в нижней части колонки	7,7	+520
	90		7,8	+550
	110		7,8	+590
	135		7,7	—
992-1	30	Карбонатные и карбонатно-глинистые илы бурой мраморовидной окраски	7,6	+570
	75		7,6	+570
	75		7,6	+590
	100		7,6	+570

Таблица (продолжение)

Станция	Горизонт, см	Осадок	pH	Eh, *мв*
993-1	55	Карбонатные илы палевой и светло-корич-	7,5	+590
	65	невой пятнистой окраски, внизу сменяю-	7,6	+530
	105	щиеся бурым диатомовым илом	7,7	+570
	150		7,6	+590
	200		7,6	+620
	250		7,6	+550
	300		7,6	+610
	350		7,6	+620
	382		7,6	+600
	415		—	+610
994-1	10	Светло-бурый пятнистый карбонатный	7,7	—
	30	пелитовый ил, сменяющийся вниз темно-	7,8	+570
	50	бурым с желтыми пятнами металлонос-	7,7	+600
	80	ным осадком	7,8	+600
	110		7,7	+590
	120		7,7	+590
	150		7,8	+600
	200		—	+590
	250		7,6	+590
	300		7,7	+600
	360		7,8	+610
995-3	35	Карбонатные и карбонатно-глинистые	7,6	—
	70	илы различных оттенков бурого цвета.	7,5	—
	85	Цветовые переслаивания и пятна	7,5	+580
	95		7,5	+590
	115		7,5	+590
	155		7,4	+540
	200		7,5	+600
	255		7,5	+610
996-1	15	Колломорфный железисто-глинистый	7,4	+590
	32	ил темно-бурого цвета, однородный	7,5	+600
	64		7,6	+610
	93		7,6	+610
	135		7,6	+600
	170		7,6	+610
	205		7,5	+610
	232		7,5	+620
	278		7,5	+610
996-2	5	Колломорфный железисто-глинистый ил	7,4	+560
	15		—	+560
997-1	25	Пелитовый металлоносный ил, темно-бу-	7,4	+600
	50	рый	7,5	+620
	100		7,4	+620
	150		7,3	+630
	200		7,3	+610
	235		7,2	+630
999-1	7	Железистый карбонатный металлоносный	7,5	+630
	30	ил бурого цвета, иногда с темными пятна-	7,6	+640
	50	ми	7,5	+620
	65		7,6	+630
	90		7,6	+620
	110		7,6	+620
	150		7,6	+620

Таблица (продолжение)

Станция	Горизонт, см	Осадок	pH	Eh, *мв*
1000	20	Металлоносный пелитовый карбонатный ил бурой, пятнистой окраски	7,5	+610
	50		7,6	+620
	100		7,6	+600
	150		7,6	+620
	200		7,6	+610
	240		7,6	+620
1001	12	Металлоносный карбонатный ил темно-бурого цвета	7,5	+610
	90		7,6	+600
1002	15	Металлоносные карбонатные илы бурого цвета, пятнистые	7,7	+600
	25		7,7	+580
	50		7,6	+600
	75		7,6	+620
	100		7,5	+620
	125		7,5	+620
	150		7,5	+600
	180		7,6	+600
	210		7,5	+600
	250		7,5	+610
	300		7,6	+570
	310		7,6	+590
	350		7,5	+590
	400		7,5	+600
1004-1	10	Металлоносный глинистый ил темно-бурого цвета. Встречаются желтоватые овальные и кольцевидные пятна	7,6	+620
	25		7,5	+610
	50		7,6	+620
	100		7,5	+610
	150		7,5	+600
	200		7,4	+620
	250		7,5	+620
	300		7,5	+590
	350		—	+550
	350		7,5	+610
1004-3	25	Кокколитовые илы, палевого и светло-коричневого цвета. Есть участки пятнистой окраски	7,6	+580
	50		7,8	+580
	100		7,7	+580
	150		7,8	+560
	190		7,8	+590
	210		7,8	+570
	230		7,9	+590
1005-1	25	Железистый глинистый ил темно-бурой однородной окраски	7,6	+630
	50		7,5	+630
	100		7,4	+650
	150		7,4	+640
	200		7,3	+650
	250		7,3	+650
	300		7,4	+630
	350		7,4	+660
1006-1	15	Колломорфный железисто-глинистый ил темно-бурой однотонной окраски	7,2	+620
	50		7,3	+620
	100		7,2	+620
	150		7,1	+650
	200		7,2	+620
	220		7,1	+640

Таблица (продолжение)

Станция	Горизонт, см	Осадок	pH	Eh, мв
1009-1	20	Металлоносный карбонатный ил светло-	7,5	+580
	45	бурый сверху, внизу темно-бурый	7,5	+620
	70		7,4	+610
	100		7,5	+600
	125		7,6	+580
1012-1	30	Металлоносный карбонатный ил темно-бу-	7,6	+640
	50	рый	7,6	+620
	75		7,6	+620
	100		7,5	+630
	140		—	+650
1014-1	32	Пелитовый кокколитовый ил бурый	7,5	+590
	52		7,6	+610
	75		7,6	+600
	100		7,2	+620
	130		7,5	+600
	150		7,4	+610
1016-1	10	Ритмично чередующиеся прослои мелко-	7,6	—
	30	зернистого фораминиферового песка, гли-	7,7	—
	60	нисто-кокколитового ила, пелитового кок-	7,5	+590
	80	колитового ила. Изменение окраски от	7,5	+610
	95	светло-желтой до темно-бурой	7,5	+590
	120		7,6	+590
	140		7,6	+610
	170		7,6	+600
	185		7,6	+620
1016-6	20	Ритмично чередующиеся прослои светлых	7,5	+610
	85	фораминиферовых алевритов, пятнистых	7,6	+590
	115	светло-бурых кокколитовых илов, гли-	7,6	+590
	120	нисто-кокколитовых темно-бурых илов	7,6	+610
	160		7,7	+560
	185		7,6	+590
	215		7,8	+540
	235		7,7	+620
	255		7,6	+580
	275		7,8	+550
	290		7,6	+620
	310		7,7	+580
1019-1	50	Глинистые и глинисто-кокколитовые илы	7,5	+630
	100	темно-бурого цвета, однородные, с жир-	7,4	+620
	150	ным блеском	7,6	+620
	200		7,6	+620
	250		7,6	+620
1023	45	Пелитовый колломорфный железистый	7,6	+620
	75	ил бурого цвета	7,6	+620
	100		7,5	+620
	130		7,5	+610
	200		7,5	+610
	240		7,4	+620
	270		7,5	+610
1024-1	25	Железисто-глинистый темно-бурый пят-	7,6	+610
	60	нистый ил	7,6	+610

Таблица (продолжение)

Станция	Горизонт, см	Осадок	pH	Eh, *мв*
	100		7,6	+610
	150		7,6	+610
	200		7,6	+620
	250		7,6	+620
	300		7,6	+620
1025-1	5	Глинистые и кокколитово-глинистые илы	7,6	+600
	20	пятнистые, палевого и светло-бурого цвета	7,6	+590
	50		7,8	+580
	70		7,6	—
	70		—	+520
	100		7,7	+560
1028-1	10	Чередование карбонатных псамитовых,	—	+590
	30	алевритовых и пелитовых илов. Окраска	7,6	+600
	55	от палево-желтой до светло-коричневой	7,5	+600
	65		7,7	+580
	100		7,7	+590
1029-1	50	Светло-коричневый пелитовый ил	7,5	+600
	100		7,5	+600
	150		7,4	+600
1030-1	50	Диатомово-кремнистый ил светлой желто-	7,2	+490
	150	вато-палевой окраски	7,1	+500
	200		7,7	+480
	220		2,2	+520
	260		7,1	+460
	300		7,2	+450
	350		7,0	+490
	400		7,1	+490
	450		7,1	+490
	490		7,2	+490
1031-1	45	Карбонатные светлые илы	7,8	+530
	100		7,6	+550
	150		7,7	+510
	170		7,8	+530
1033	5	Оливково-черный ил с запахом сероводо-	7,5	−200
	10—15	рода	7,6	−220
1034	5	Диатомовый темно-зеленый ил с запахом	7,6	−180
	10—15	сероводорода	7,5	−210
1035	30	Диатомовый темный зеленовато-серый ил	—	−20
	60	с запахом сероводорода	—	−10
	40—70		7,4	−190
	80		—	−190
	90—125		7,4	−190
	120		—	−210
1035*	5	Диатомовый темно-зеленый ил с запахом	7,2	−140
	10—15	сероводорода	7,2	−110
1036	0—15	Темный зеленовато-серый диатомовый ил с запахом сероводорода	7,4	−120

* Дночерпательная проба.

Таблица (продолжение)

Станция	Горизонт, см	Осадок	pH	Eh, *мв*
1037-1	15	Светлые серовато-зеленые диатомовые илы, Верхний 10-сантиметровый слой имеет буроватый оттенок	7,4	+70
	25		7,4	−190
	50		7,5	−160
	60		—	−160
	75		7,5	−170
	100		7,5	−180
	150		7,6	−190
	150		—	−170
	180		7,6	−180
1037-2	15	Диатомовый ил	7,3	−20
1038-1	25	Темно-зеленый диатомовый ил с запахом сероводорода. Верхние 50 см .— полужидкий ил	7,5	0
	50		7,5	0
	100		7,6	−120
	150		7,5	−190
	157		7,5	−190
	200		7,5	−190
	250		7,5	−200
	300		7,4	−150
1039-1	15	Фораминифе,ово-диатомовый ил темного оливково-зеленого цвета	7,5	−10
	50		7,5	−130
	90		7,5	−140
	100		7,4	−180
	150		7,4	−220
	200		7,5	−220
	250		7,4	−230
	295		7,3	−230
1040	20	Диатомовый ил зеленого цвета с глауконитом и пиритом	7,9	+100
	65		7,8	−80
	100		7,8	−100
	120		7,9	−40
	210		7,8	+290
1041-1	15	Карбонатные и кремнисто-карбонатные илы светло-зеленого цвета с пятнами сине-зеленого и коричневого цвета	—	+110
	25		—	+130
	25		—	+260
	50		7,5	+200
	75		7,5	+210
	95		7,5	+230
	105		7,5	+150
	130		7,5	+70
	140		7,4	+180
	175		7,4	+160
	200		7,4	+150
	250		7,4	+200
	300		7,3	+110
	300		—	+40
	350		7,4	−30
	350		—	+120
	380		7,4	+10
1042-1	10	Карбонатные и карбонатно-кремнистые илы светло-серого цвета с зелеными пятнами и полосами	7,5	+340
	30		7,7	+300
	75		7,5	+250
	100		7,6	+200

Таблица (продолжение)

Станция	Горизонт, см	Осадок	pH	Eh, *мв*
	150		7,5	+180
	200		7,6	+200
	250		7,5	+170
	290		7,5	+210
	295		7,5	+150
	350		7,5	+140
	400		7,6	+320
	450		7,6	+30
	490		7,6	+210
1043-1	45	Карбонатный ил, светлый оливково-зеленого цвета. Окраска пятнистая и полосчатая	7,8	+60
	55		7,7	+220
	65		7,8	+120
	100		7,7	+110
	150		7,6	+10
	200		7,7	+60
	250		7,7	−80
	270		7,6	−110
	295		7,6	−110
1044	5	Кремнисто-карбонатный ил оливково-зеленого цвета, вверху — розовато-желтый прослой	—	+450
	15		8,1	+250
	30		8,3	+160
	60		8,0	+160
1045	10	Карбонатные илы палевого и светло-коричневого цвета с черными полосами и пятнами. Содержат прослои вулканического стекла	7,4	+460
	25		7,5	+380
	30		7,5	+550
	40		—	+510
	50		7,5	+570
	60		7,5	+540
	80		7,5	+560
	95		7,5	+540
	95		7,5	+550
	105		7,5	+560
	120		7,5	+560
1046-1	5	Карбонатный ил зеленоватого цвета с темно-зелеными полосами и пятнами	—	+180
	40		—	+140
	50		7,8	+10
	65		7,6	+130
	75		—	+80
	85		7,7	−50
	120		7,7	−20
	160		7,6	+20
	180		7,6	−40
	210		7,7	−80
	250		7,7	−140
	280		7,6	−120
	300		7,6	−80
	320		7,5	−100
1047-1	15	Карбонатный ил желтовато-оливкового цвета. Верхние 15 см — окисленная пленка	—	+480
	17		—	+470
	22		—	+190
	25		7,4	+160
	50		7,5	+120
	100		7,5	+60

Таблица (окончание)

Станция	Горизонт, см	Осадок	pH	Eh, *мв*
	155		7,5	+100
	183		7,5	+80
	200		7,5	+20
	210		7,5	0
	235		7,4	+20
	250		7,5	+100
	270		7,5	+60
	300		7,5	+80
	350		7,5	+60
	400		7,5	+50
1050-1	5	Кремнисто-карбонатные илы. Верхние	—	+400
	10	слои — буровато-желтые с бурыми пятна-	—	+360
	25	ми. Нижние — желтовато-зеленые с темны-	—	+420
	35	ми пятнами	7,5	+350
	40		—	+130
	42		7,6	+120
	50		7,6	+100
	60		7,7	+170
	90		7,7	+40
	145		7,6	+10
	150		7,7	—40
	200		7,7	—30
	250		7,6	+20
	280		7,7	—50
1052	5	Карбонатный ил светло-оливкового цвета,	7,5	+440
	20	верхние 52 см — светло-коричневые	7,5	+460
	25		7,5	+440
	35		7,5	+410
	40		7,5	+410
	48		7,5	+450
	55		7,7	+250
	75		7,7	+240
	100		7,7	+290
	125		7,7	+90
	125		—	+70
	155		7,7	+60

океанского поднятия; хребтов — Сала-и-Гомес, Наска, Карнеги. Эти структуры были пересечены профилями (см. ст. А.В. Живаго в наст. сб.).

Осадки Южной котловины в ее северной части, в области распространения красных пелагических глин, показывают высокие положительные значения окислительно-восстановительного потенциала — около +600 мв — и монотонное распределение по колонке, иногда слабое возрастание величины Eh в глубь осадка (рис. 1). По мере приближения к южной части котловины с появлением биогенных карбонатно-кремнистых осадков пятнистой мраморовидной окраски в коричневых тонах окислительно-восстановительный потенциал несколько снижается, оставаясь все же очень высоким (+500 — +570 мв). Величина Eh колеблется по вертикали, однако направленных изменений не отмечается. Наиболее низкий потенциал присущ осветленным пятнам. Величина pH несколько повышена по сравнению с красными глинами и составляет 7,5—7,7.

В котловине Беллинсгаузена мы наблюдаем аналогичную картину: в пятнистых светло-бурых диатомовых и кремнисто-карбонатных илах южной части впадины величина Eh беспорядочно варьирует по колонке на 100—

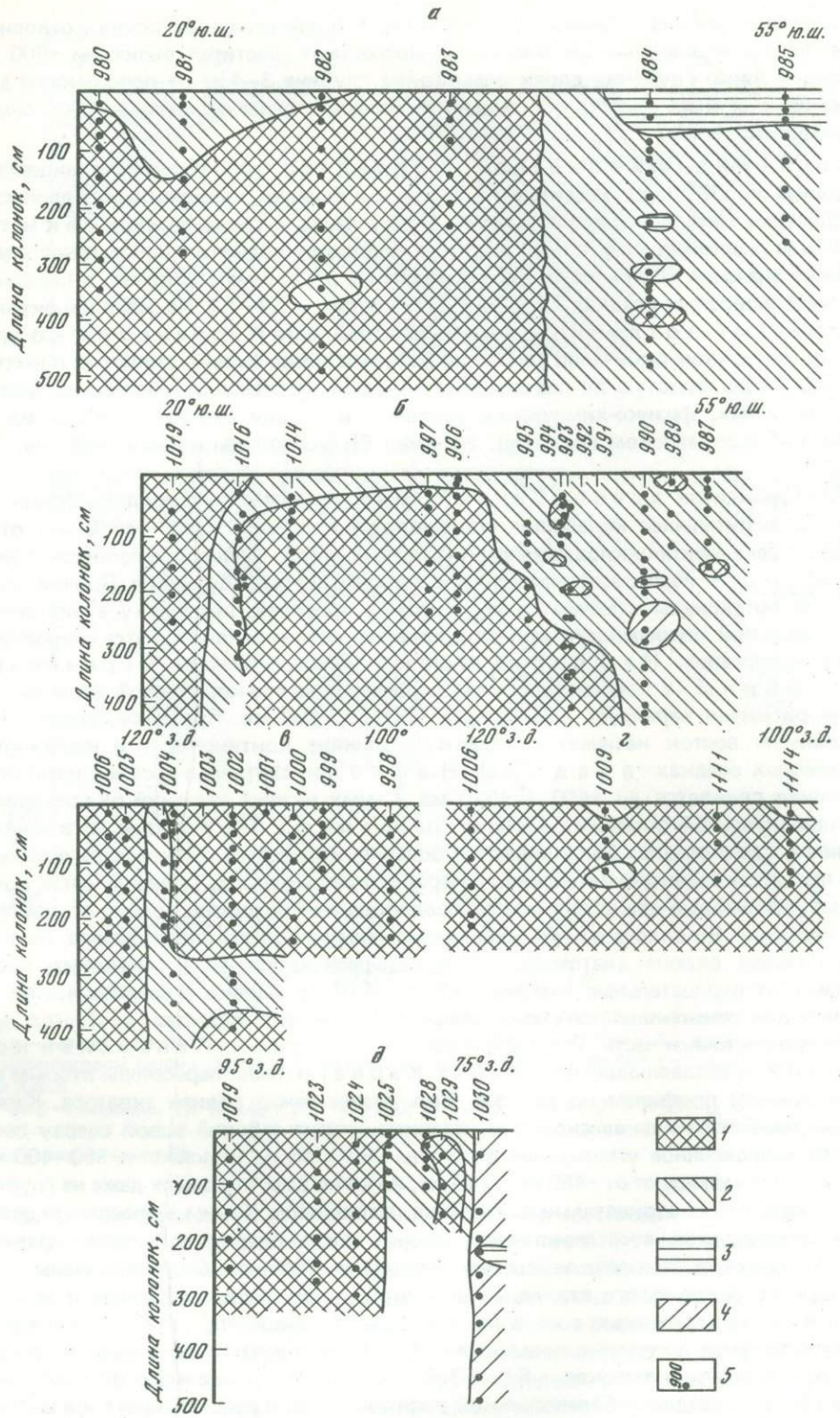


Рис. 1. Профили распределения Eh в осадках юго-восточной части Тихого океана

а — диагональный профиль через Южную котловину; *б* — меридиональный профиль по 100° з.д. из котловины Беллинсгаузена в Перуанскую котловину; *в* — широтное пересечение Восточно-Тихоокеанского поднятия по 39° ю.ш.; *г* — диагональное пересечение Восточно-Тихоокеанского поднятия (от 39° ю.ш. до 30° ю.ш.); *д* — широтный профиль по 20° ю.ш. через Перуанскую котловину

1—4 — значения Eh (в мв): *1* — > +600, *2* — +600 — +550, *3* — +550—+500, *4* — +500—+450; *5* — номер станций и место замера Eh

150 мв, не спускаясь, однако, ниже +450 мв. В более северных частях котловины Беллинсгаузена значения Eh постепенно возрастают, достигая величины +600 мв сначала в более глубоких слоях осадков, на глубине 3—4 м от поверхности дна, затем на 2 м и на широте 45° сильно окисленные осадки оказываются у самой поверхности.

Восточно-Тихоокеанское поднятие было пересечено широтным профилем по 39° ю.ш. Развитые на его оси и флангах карбонатные и глинисто-карбонатные металлоносные илы темно-бурого цвета, а также переходные к металлоносным железисто-глинистые осадки у подножия поднятия показывают очень высокие значения Eh, выше + 600 мв. Величина pH весьма стабильна: в карбонатных металлоносных осадках 7,5—7,6 и в глинистых — 7,4—7,1. На северной окраине Чилийской котловины и в юго-западной части Перуанской котловины (на южном окончании депрессии Бауэр) в темно-бурых глинистых и кокколитовых илах, зачастую по содержанию железа и марганца, достигающих уровня металлоносных, физико-химические условия в осадке сходны с таковыми на Восточно-Тихоокеанском поднятии: значения Eh монотонны и выше +600 мв, pH 7,4—7,5.

Для турбидитов хребта Сала-и-Гомес, разделяющего эти две котловины, характерно ритмичное колебание потенциалов в интервале +540 — +610 мв, отвечающее смене микроциклов: фораминиферовый песок — алеврито-пелитовый кокколитовый ил — пелитовый глинисто-кокколитовый темно-бурый ил. Причем более высокие потенциалы отмечаются в пелитовых прослоях, поскольку в них вследствие высокой дисперсности при взмучивании осадка накапливаются гидроокиси железа и марганца. На хребте Наска, в восточной части Перуанской котловины в карбонатных илах полосчатой желто-коричневой окраски Eh также ритмично варьирует в интервале +500 — +600 мв. При дальнейшем продвижении на восток начинает сказываться влияние континента — в карбонатно-кремнистых осадках впадины Наска окислительно-восстановительный потенциал снижается до +450 — +520 мв. Самых низких значений окислительно-восстановительный потенциал достигает на шельфе Перу (рис. 2) в зоне апвеллинга, где в осадках накапливаются большие количества органического вещества и процессы редукции интенсивно генерируют сероводород. Темно-зеленые, почти черные диатомовые илы с запахом сероводорода обнаруживают только отрицательные значения Eh вплоть до —220 мв даже в поверхностном слое осадков. На континентальном склоне диатомовые илы, содержащие пирит и глауконит, также показывают отрицательные значения Eh до —230 мв, однако в верхних частях отдельных колонок появляется слой слабовосстановленных осадков.

Северо-восточная часть Перуанской впадины, Панамская котловина и разделяющий их хребет Карнеги были пересечены вторым меридиональным профилем по 86° з.д. Весь разрез лежит вблизи экватора. Карбонатно-кремнистые илы зеленоватых оттенков иногда с бурой зоной сверху показывают направленное уменьшение величины Eh вниз по колонке на 300—400 мв. Значения Eh варьируют от +480 до —140 мв, но не во всех колонках даже на глубине 5 м достигаются отрицательные значения потенциала. Таким образом, в целом здесь преобладают восстановленные осадки, хотя сверху есть, как правило, окисленный слой. Исключение составляют илы ст. 1045, где были встречены прослои черного базальтового стекла. Осадки этой колонки длиной свыше 1 м окрашены в желто-коричневые тона и показывают Eh свыше +550 мв. Величина pH в осадках профиля несколько повышена — 7,5—7,8, а в илах на продолжении рифтовой зоны аномально высокая — 8,0—8,3. Также на экваторе, но несколько западнее были подняты осадки в Галапогосской рифтовой зоне в районе впадины Хесса. Верхний слой осадков здесь окислен, бурого цвета и значения Eh достигают +400 — +460 мв, а под ним залегают зеленые карбонатные илы, иногда содержащие пирит, в которых окислительно-восстановительный потенциал постепенно снижается в глубь колонки, достигая значений Eh до —50 мв.

В целом отмечается четкая связь между цветом осадка и окислительно-восстановительным режимом в нем — смена коричневых и желтых тонов на серые, зеленые

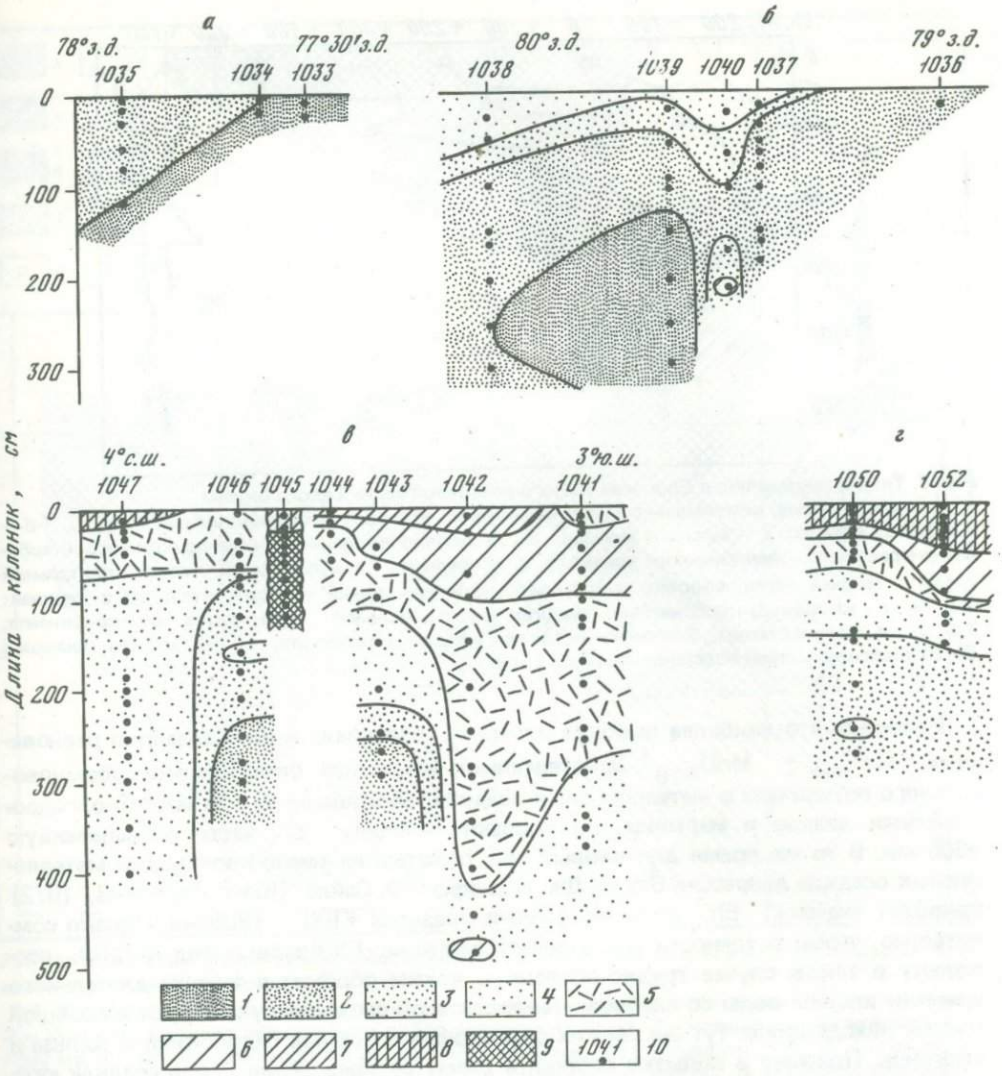


Рис. 2. Профили распределения Eh в осадках юго-восточной части Тихого океана

а — между 11 и 12° ю.ш. на шельфе и материковом склоне Перу; *б* — по 9° ю.ш. на шельфе и материковом склоне Перу; *в* — пересечение хребта Карнеги по 86° з.д.; *г* — в районе впадины Хесса

1–9 — значения Eh (в мв) : *1* — < –200, *2* — –200—–100, *3* — –100—0, *4* — 0—+100, *5* — +100—+200, *6* — +200—+300, *7* — +300—+400, *8* — +400—+500, *9* — +500—+600; *10* — номер станции и место замера Eh

и черные при переходе от окислительных условий к восстановительным. Это позволяет использовать литологические признаки при грубых схематических построениях, связанных с выделением зон восстановленных и окисленных осадков. Однако только по литологическим данным, без непосредственного измерения невозможно различать между собой сильно-и слабовосстановленные осадки, или сильно- и слабоокисленные, не удается фиксировать постепенное изменение условий внутри этих зон и т.д. К сожалению, исследования, проводившиеся ранее в данном районе, зачастую не сопровождались изучением окислительно-восстановительных условий. В ряде случаев величина Eh измерялась не в самих осадках, а в отжатых иловых водах [Bischoff, Sayles, 1972; Boström, Horowitz, 1972]. Отделение твердой фазы могло сдвигать установившиеся в илах равновесия. Поэтому вряд ли можно значения Eh, полученные в этих искусственно изолированных от твердой фазы растворах, переносить на осадки.

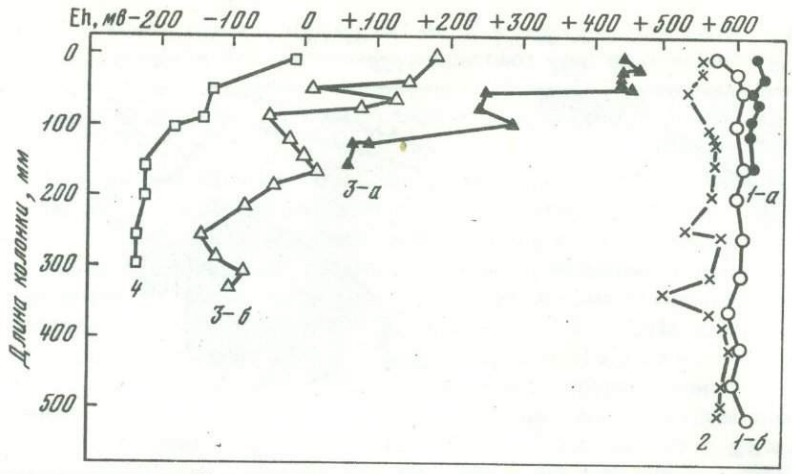


Рис. 3. Типы распределения Eh в осадках юго-восточной части Тихого океана

1 — монотонные, максимально высокие значения Eh: *1-а* — в металлоносных осадках, *1-б* — в красных глинах; *2* — высокие значения Eh, беспорядочно варьирующие по колонке (карбонатно-кремнистые пелагические осадки); *3* — градиент Eh, отвечающий восстановительной среде в нижней части колонки и окислительной или менее восстановительной в верхней: *3-а* — в кремнисто-карбонатных осадках экваториальной зоны вдали от континента, *3-б* — в кремнисто-карбонатных осадках вблизи континента; *4* — низкие значения Eh, отвечающие сильно восстановительной среде

Известно, что наиболее высокие значения потенциала в илах задаются равновесием $Mn^{2+}_{р-р} \gtrless MnO_{2\ тв}$ [1]. Действительно, измерения окислительно-восстановительного потенциала в металлоносных осадках, обогащенных, как известно, гидроокислами железа и марганца, показывают величину Eh, часто превышающую +600 мв. В то же время для иловых вод, отжатых из темно-коричневых металлоносных осадков депрессии Бауэр, Дж. Бишофф и Ф. Сайлс [Bischoff, Sayles, 1972] приводят значения Eh, колеблющиеся в пределах +100 — +200 мв. Однако сомнительно, чтобы в точности они отвечали величине Eh поровых вод in situ, поскольку в таком случае трудно объяснить, каким образом в течение длительного времени иловые воды со слабовосстановительной средой сосуществуют с большой массой находящихся тут же свежих реакционноспособных гидроокислов железа и марганца. Поэтому в попытке составить схему распределения Eh в осадках юго-восточной части Тихого океана мы не могли использовать данные по иловым водам и были вынуждены опираться в основном на результаты своих исследований и данные двух других рейсов судна "Дмитрий Менделеев" [Глаголева и др., 1975; Сущевская, 1976; Розанов и др., 1976]. Вследствие ограниченного количества данных составленная схема носит несколько фрагментарный характер. Для ее построения мы выделили несколько типов распределения Eh в осадках (рис. 3) и рассмотрели их локализацию в юго-восточной части Тихого океана (рис. 4).

Область высоких значений Eh, зачастую достигающих +600 мв и монотонно распределенных внутри осадков, располагается приблизительно между 15 и 45° ю.ш., локализуясь практически целиком в пределах Южной халистазы Тихого океана. Именно здесь распространены красные пелагические глины и металлоносные осадки. Южнее 45° ю.ш. протягивается зона также сильноокисленных осадков, однако значение Eh здесь несколько ниже и варьирует по колонке с градиентом до 150 мв. Эти вариации не имеют вертикальной направленности и связаны со слабым перераспределением гидроокислов железа и марганца внутри осадков. Между 15 и 10° ю.ш. в осадках еще существуют сильноокисленные среды, но Eh уже снижается к граничному значению +400 мв, которое достигается в осадках,

[1] Или более сложными соединениями с преобладанием гидроокиси Mn IV.

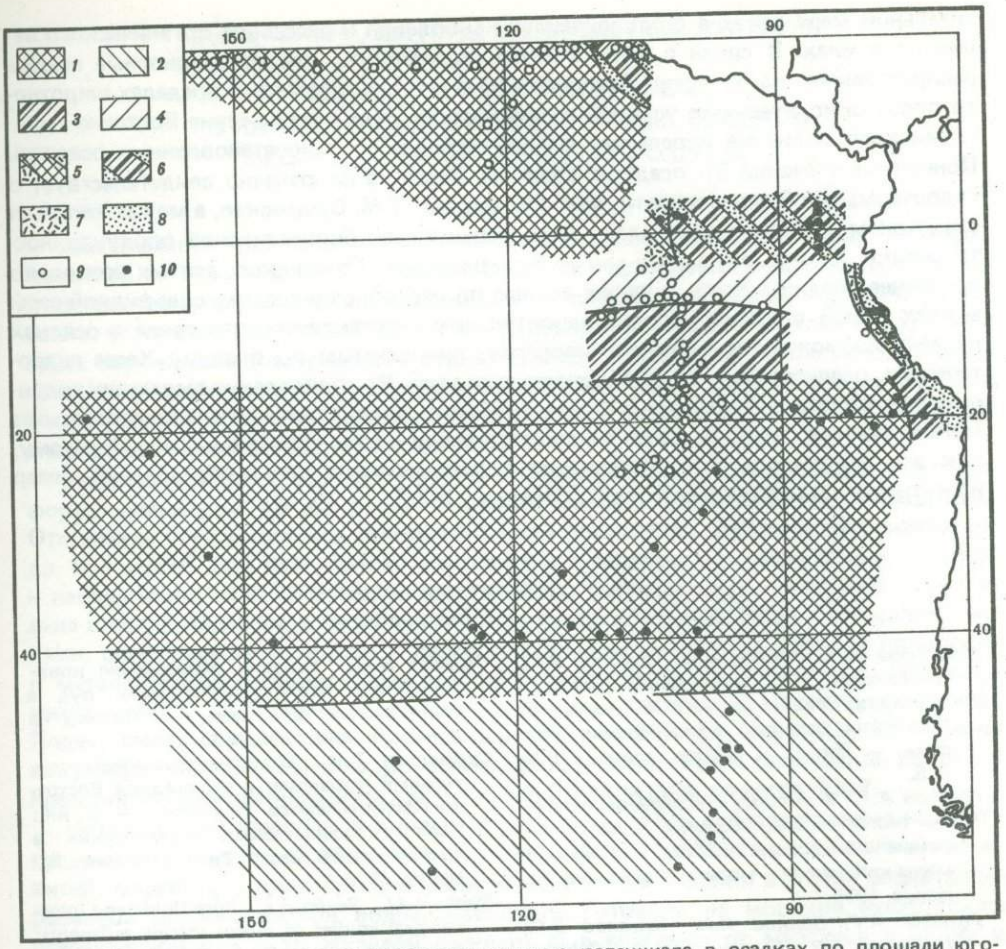


Рис. 4. Изменение окислительно-восстановительного потенциала в осадках по площади юго-восточной части Тихого океана

1–4 — значения Eh: *1* — монотонные максимально высокие, часто превышающие +600 мв, *2* — высокие, хаотично варьирующие около значения +500 мв, *3* — колеблющиеся около +400 — +500 мв, *4* — то же, колеблющиеся около +300 — +400 мв; *5, 6* — градиенты Eh: *5* — с преобладанием в верхней части осадков +600 — +400 мв, в нижней — +200—0, *6* — с преобладанием в верхней части осадков +400 — +200 мв, в нижней — 0 — —200 мв; *7* — низкие значения Eh — от +200 мв до 0; *8* — максимально низкие значения Eh — от 0 до —200 мв; *9, 10* — станции рейсов нис "Дмитрий Менделеев": *9* — 8-го и 9-го, *10* — 14-го

расположенных между 10° ю.ш. и экватором. Непосредственно по экватору протягивается зона, где в осадках преобладают восстановительные условия, значения Eh варьируют от +340 до —140 мв, причем отмечается снижение Eh вниз по колонке. На поверхности осадки либо слабо окислены, либо слабо восстановлены, в более глубоких слоях всегда восстановлены, вплоть до сильновосстановленных. При удалении от материка на запад значения Eh в поверхностном слое возрастают до +460 мв, уменьшается степень восстановленности осадков под ними и где-то за 105° з.д. эта зона выклинивается. К северу от экваториальной зоны также вновь распространены окисленные осадки. Существует еще одна зона, точнее система зон, ориентированных, в отличие от предыдущих, не по широте, а близко к меридиональному направлению. Она занимает шельф, континентальный склон, океанический желоб и иногда даже прилегающую часть океана. На шельфе даже в поверхностном слое осадков существуют сильновосстановительные условия, сохраняющиеся еще, хотя и в смягченной форме, на континентальном склоне.

Таким образом, в юго-восточной части Тихого океана в распределении Eh в осадках существует как широтная, так и циркумконтинентальная зональность. Она в зна-

чительной мере связана с локализацией накопления и рассеяния органического вещества в илах. В связи с этим хочется подчеркнуть, что металлоносные осадки распространены на Восточно-Тихоокеанском поднятии только в пределах широтного пояса окислительных условий и исчезают там, где продолжение Восточно-Тихоокеанского поднятия пересекает экваториальную зону восстановленных осадков. Понижение значений Eh осадков впадины Хесса не однозначно свидетельствует о гидротермальной деятельности, как это считает Т.М. Сущевская, а может являться следствием существования здесь зоны повышенной биологической продуктивности океана. Решить эту задачу могли бы измерения Eh осадков, взятых несколько восточнее впадины Хесса, а также данные по изотопному составу сульфидной серы в илах самой впадины. Вполне вероятно, что восстановительная среда в осадках не дает возможности железу и марганцу, приносимым во впадину Хесса гидротермами, реализоваться в металлоносные осадки. Восстановление выпавших гидроокислов железа и марганца в более глубоких слоях систематически уничтожает металлоносные складки, делая их существование здесь эфемерным, подобно тому, как это отмечалось Н.М. Страховым для железомарганцевых образований озер и внутренних и окраинных морей [Страхов, 1976].

ЛИТЕРАТУРА

Глаголева М.А., Волков И.И., Соколов В.С., Ягодинская Т.А. Химические элементы в осадках Тихого океана на разрезе от Гавайских островов до побережья Мексики. — Литол. и полезн. ископ., 1975, № 5.

Розанов А.Г. К вопросу определения величины окислительно-восстановительного потенциала в морских осадках. — В кн.: Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1975.

Розанов А.Г. Волков И.И., Соколов В.С., Пушкина З.В., Пилипчук М.Ф. Окислительно-восстановительные процессы в осадках Калифорнийского залива и прилегающей части Тихого океана (соединения железа и марганца). — В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976.

Страхов Н.М. Условия образования конкреционных железо-марганцевых руд в современных водоемах. — Литол. и полезн. ископ., 1976, № 1.

Сущевская Т.М. Окислительно-восстановительный потенциал и pH осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия. — В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976.

Bischoff J.L., Sayles F.L. Pore fluide and mineralogical studies of recent marine sediments: Bauer depression region of East Pacific Rise.— J. Sediment. Petrol., 1972, **42**, N 3.

Boström K., Horowitz A. Origin of pH variations and anorganic carbonates in pelagic sediments. — Geol. fören. i Stockholm, förhandl., 1972, **94**, pt. 4, N 551.

О.В. ШИШКИНА, В.В. ГОРДЕЕВ, Г.А. ЦВЕТКОВ, Ю.П. ГИРИН

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О МИКРОЭЛЕМЕНТАХ В ИЛОВЫХ ВОДАХ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Для решения проблемы металлоносных осадков необходима обширная информация об их генезисе, источниках и механизме поступления вещества, его составе и распространении, о связях с тектоникой и морфологией района и другая. Естественно, что в этой проблеме большое место отводится геохимии. Целью работ в 14-м рейсе научно-исследовательского судна "Дмитрий Менделеев" было использование полученной информации о распределении в иловых водах рудных элементов — Fe, Mn, Zn, Cu, Ni и Li. Исследования наши охватили юго-восточную часть Тихого океана и район, прилегающий к берегам Перу.

Выделение иловых вод проводили в лаборатории судна с использованием прессформы диаметром 7,5 см, выполненной из титана с плексигласовым вкладышем. Отжимание осуществлялось при постепенном повышении давления приблизительно до 100 кг/см^2 при охлаждении прессформы с осадком до температуры, близкой к наблюдаемой на океаническом дне (4—5° С). Охлаждающую смесь, состоящую из льда и воды, подавали в металлический распределительный канал с четырьмя отводами, снабженными кранами, и далее при помощи резиновых шлангов подводили к металлической рубашке через нижний штуцер. Через верхний штуцер прессформную смесь отводили в общий шланг и сливали в резервуар помпы. Подачу смеси осуществляли при помощи станочной помпы марки ПА-22. Иловую воду перед поступлением в приемник фильтровали через вложенные на сетку прессформы мембранные фильтры с порами 0,4 мкм производства ЧССР.

Металлы, растворенные в иловых водах, определяли непосредственно на борту судна методом атомной абсорбции на спектрофотометре "Сатурн". Для анализа на литий, марганец и цинк пробу в количестве 5 мл разбавляли в 3 раза бидистиллированной деионизованной водой. Стандарты готовили на морской воде, также разбавленной в 3 раза. Нулевой стандарт был свободен от марганца и цинка и содержал 60 мкг/л лития (концентрация лития в натуральной морской воде равна 180 мкг/л). Литий определяли в эмиссионном варианте. Чувствительность по марганцу 50 мкг/л, по цинку — 30 мкг/л, по литию — 10 мкг/л. Воспроизводимость результатов для марганца и цинка 10%, для лития — 3—5%.

Концентрирование пробы для определения железа, меди и никеля выполняли жидкостной экстракцией по системе ГМДТК-ГМА-БА [Цалев и др., 1972]. Объем пробы, составляющий, как правило, 80—90 мл, доводили до 100 мл морской водой, очищенной двойной экстракцией. Конечный объем органической фазы после экстракции равнялся 10 мл, т.е. осуществлялось десятикратное концентрирование. Чувствительность метода составляла 0,5 мкг/л для меди и 2,0 мкг/л для железа и никеля. Коэффициент вариации находился в пределах 7—12%.

Вся вскрытая трубками толща металлоносных осадков, представленных коллоидной гидроокисью железа, в той или иной степени разубожена биогенным или глинистым материалом, имеет высокую степень окисления (Eh = 560—640 мв, в наиболее глинистых разностях обычно выше 600 мв). Активная реакция во всех этих осадках слабощелочная (pH 7,4—7,8). Основной солевой состав иловых вод в толще осадков в пределах верхних 5—10 м сохраняет морской тип. Небольшие отклонения в иловых водах металлоносных осадков наблюдаются только в величинах щелочного резерва. Как известно, Alk иловых вод пелагических осадков океана — красных глин и известковых илов — ниже, чем в океанической воде (2,4 мг-экв/л). Для иловых вод металлоносных осадков поверхностных слоев и более глубоких горизонтов Alk в большинстве случаев немного выше, чем в воде океана (2,5—2,9 мг-экв/л). Концентрация аммония и фосфора в иловых водах низкая (десятые и сотые доли миллиграмма на литр) или даже меньше предела обнаружения (аналитический 0). В более глубоких слоях содержание аммония иногда

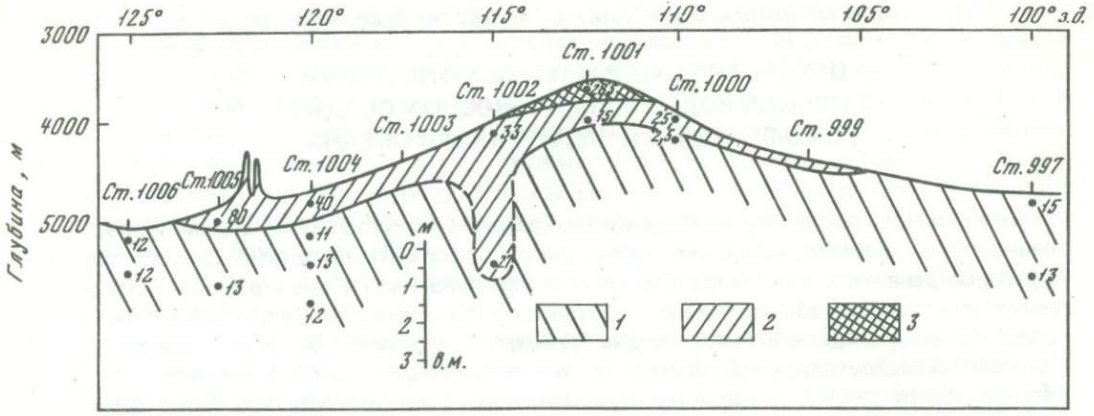


Рис. 1

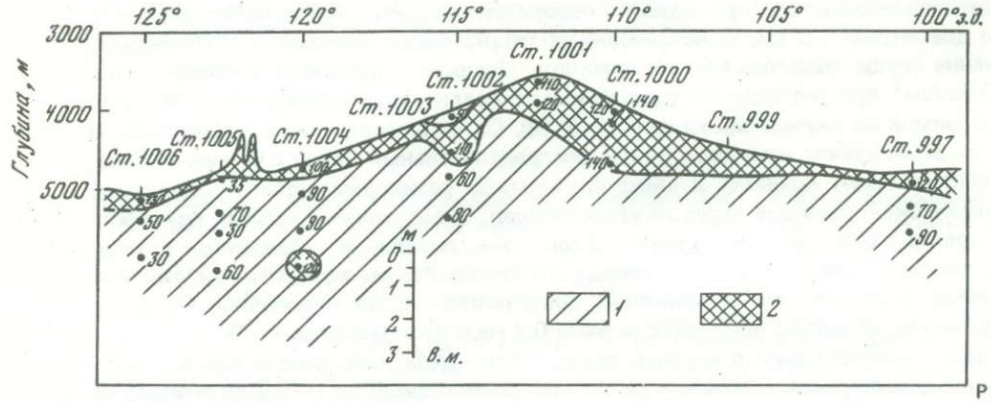


Рис. 2

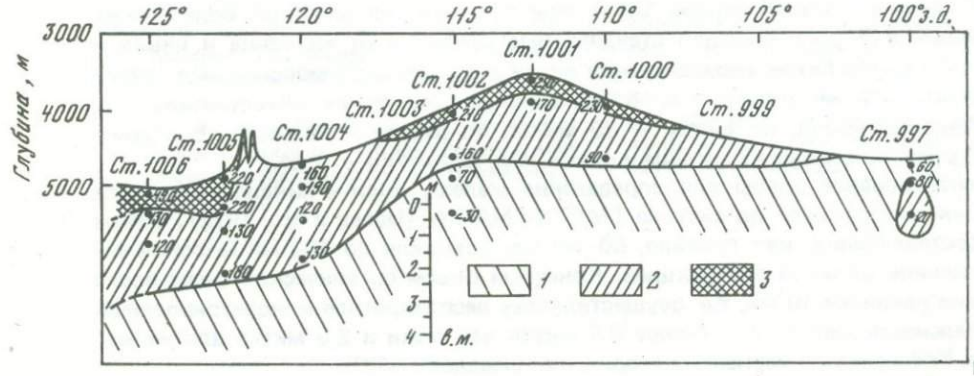


Рис. 3

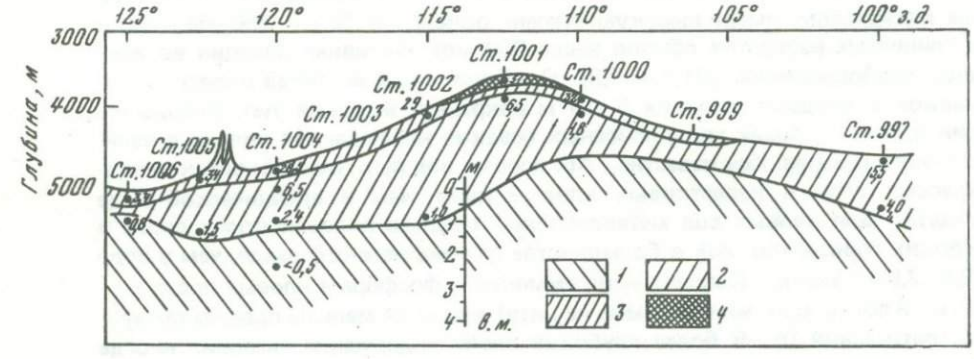


Рис. 4

возрастает до 2–3 мг/л. Фосфор из иловых вод металлоносных осадков, по-видимому, извлекается в результате сорбции донными осадками. Концентрация кремния колеблется от 8 до 12 мг/л в зависимости от содержания в осадках кремнеземистого материала.

Содержание в иловых водах рудных элементов – железа, марганца, цинка, меди, как правило, выше, чем в морской воде. Концентрация железа выше в 2–30, марганца – в 10–100, цинка – в 3–50 и меди – в 3–15 раз. Возрастание количества никеля в иловых водах по сравнению с морской водой или не наблюдается, или концентрация повышается не более чем в 3–4 раза.

Для изучения металлоносных осадков в районе их распространения было выполнено несколько профилей. Наиболее показательным, с нашей точки зрения, оказался профиль, пересекающий Восточно-Тихоокеанское поднятие с востока на запад по 39° ю.ш. Распределение рудных элементов в иловых водах по вертикали было изучено на этом профиле в семи колонках станций 997, 1000–1002, 1004–1006. Данные анализов на Fe, Mn, Zn, Cu представлены на рис. 1–4. Из рассмотрения распределения этих элементов на профиле и в разрезе следует, что наиболее высокие концентрации Fe, Zn и Cu наблюдаются в иловых водах ст. 1001, расположенной вблизи оси Восточно-Тихоокеанского поднятия. На этой станции со дна наблюдался аномально высокий тепловой поток (2,62–3,72 мккал/см^2/сек). По профилю на восток и запад от ст. 1001 концентрация всех трех элементов в иловых водах поверхностного слоя осадков понижается. Для железа и меди максимальные количества в поверхностном слое приурочены только к осадкам ст. 1001 (см. рис. 1 и 4), для цинка область максимальных концентраций захватывает и соседние от ст. 1001 станции 1000 и 1002. Высокое содержание цинка в иловых водах отмечено и на крайних станциях в его западной части (станции 1005 и 1006, см. рис. 3). Область повышенных концентраций марганца в иловых водах (> 100 мкг/л) захватывает почти весь профиль, кроме станций 1002 и 1005, к западу от Восточно-Тихоокеанского поднятия (см. рис. 2).

На гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия (ст. 1001) наблюдается повышение количества железа, цинка и меди в иловых водах поверхностного слоя осадков (рис. 5). Для марганца оно выражено менее четко. В иловых водах по профилю прослеживается сходство в распределении марганца и никеля. На ст. 1006 отмечается резкое увеличение концентраций цинка, марганца и никеля, что может быть связано с выносом их при гидротермальной деятельности, поскольку станция расположена вблизи от разлома Агассиц, а тепловой поток здесь несколько повышен (1,16 мккал/см^2/сек) по сравнению с соседними станциями.

Концентрация никеля в большинстве проб иловых вод металлоносных осадков такая же, как в морской воде – около 1 мкг/л. В иловых водах станций 1004 и 1006 в западной части профиля содержание никеля немного повышено (до 3 и 4,5 мкг/л). Он или в меньшей степени и избирательно выносится к поверхности дна, или быстро осаждается из иловых вод в результате сорбции. В твердой фазе осадков по профилю никель содержится в количествах $(1–10)\cdot10^{-2}$%.

←

Рис. 1. Вертикальное распределение железа в иловых водах осадков на широтном разрезе по 39° ю.ш. через зону Восточно-Тихоокеанского поднятия

1–3 – содержание (в мкг/л) : *1* – <25, *2* – 25–100, *3* – >100

Здесь и далее в.м. – вертикальный масштаб. Цифры – содержание, в мкг/л

Рис. 2. Вертикальное распределение марганца в иловых водах осадков на широтном разрезе по 39° ю.ш. через зону Восточно-Тихоокеанского поднятия

1–2 – содержание (в мкг/л) : *1* – <100, *2* – >100

Рис. 3. Вертикальное распределение цинка в иловых водах осадков на широтном разрезе по 39° ю.ш. через зону Восточно-Тихоокеанского поднятия

1–3 – содержание (в мкг/л) : *1* – <90, *2* – 90–200, *3* – >200

Рис. 4. Вертикальное распределение меди в иловых водах осадков на широтном разрезе по 39° ю.ш. через зону Восточно-Тихоокеанского поднятия

1–4 – содержание (в мкг/л) : *1* – <1, *2* – 1–25, *3* – 25–50, *4* – >50

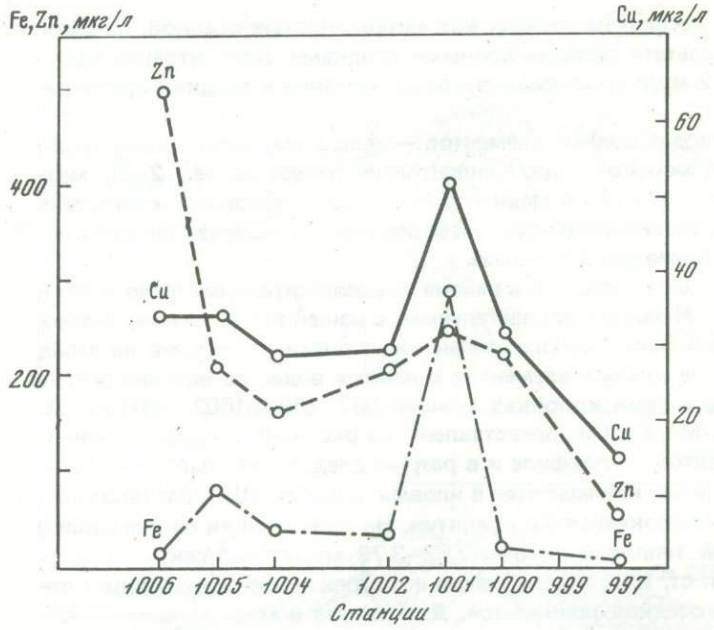
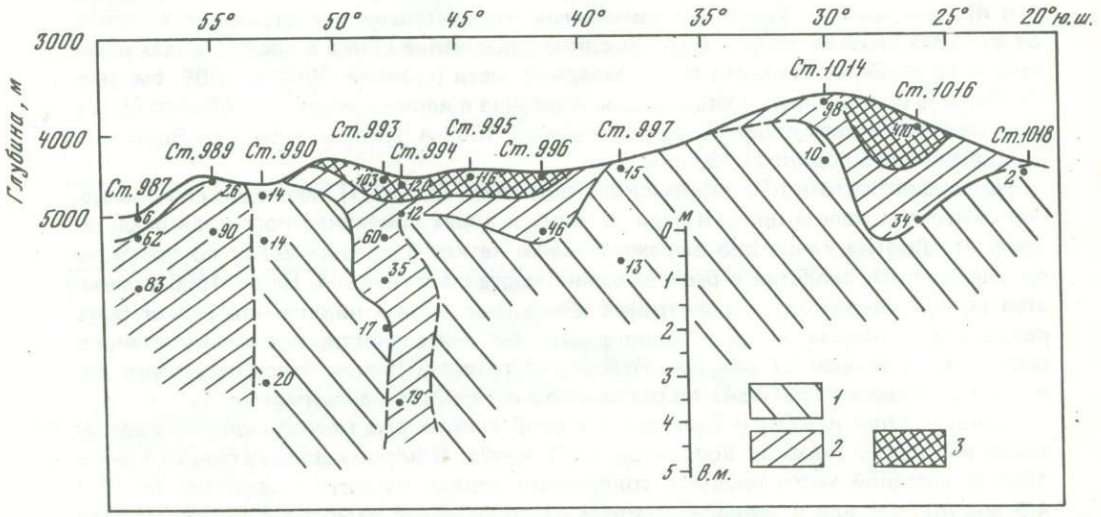


Рис. 5. Распределение железа, цинка и меди в иловых водах поверхностного слоя осадков на профиле по 39° ю.ш.

Рис. 6. Вертикальное распределение железа в иловых водах осадков на меридиональном разрезе по 100° з.д.

1–3 — содержание (в мкг/л): *1* — <25, *2* — 25 — 100, *3* — >100



Примечательной также особенностью распределения рудных элементов в иловых водах профиля является четко выраженная приуроченность высоких концентраций железа, цинка и меди к иловым водам поверхностного слоя осадков и падение ее примерно в 10 раз в более глубоких слоях (см. рис. 1, 3, 4). Только для марганца высокие концентрации наблюдаются и в более глубоких горизонтах колонок в восточной части профиля (ст. 1000, см. рис. 2).

В распределении лития наблюдаются те же черты: повышение концентрации его в иловых водах металлоносных осадков в целом и приуроченность ее к поверхностному слою (до 0,30 мг/л), аналогичная рудным элементам ориентация в распределении относительно оси Восточно-Тихоокеанского поднятия, т.е. максимальная концентрация в иловой воде ст. 1001 (0,30 мг/л).

Вертикальная стратификация в распределении рассматриваемых элементов в иловых водах наиболее характерна для металлоносных осадков. Она почти не выражена в иловых водах красных глин и биогенных илов (таблица).

В иловых водах осадков этих колонок наблюдается значительная концентрация железа и ее колебания по вертикали. Накопление меди происходит в иловых водах

Концентрация микроэлементов в иловых водах из колонок, сложенных красными глинами и биогенными илами

Станция, глубина, м	Характеристика колонки	Горизонт, см	Li, мг/л	Fe	Zn	Cu	Ni
				мкг/л			
980-2 / 5380	"Красная глина" — однородный пелитовый глинистый ил, состоящий в основном из железо-цеолитово-глинистых агрегатов	35—85	0,18	22	—	15,5	—
		120—165	0,17	48	—	5,4	—
		220—260	0,17	26	—	2,9	—
982-2 / 5030	То же	15—65	0,21	54	360	1,6	<2
		165—215	0,23	38	190	0,9	<2
		315—370	0,22	34	150	9,5	<2
		465—505	0,20	41	135	9,2	<2
984-1 / 4830	Карбонатно-биогенный и карбонатно-кремнистый материал с железо-глинистыми агрегатами и конкрециями	20—80	0,20	119	<30	6,5	5,0
		120—180	0,18	96	<30	21,7	2,5
		250—310	0,20	63	<30	5,0	4,0
		395—455	0,17	78	<30	0,6	1,5
987 / 4920	Мелкоалевритовый диатомовый ил с железо-марганцевыми конкрециями	5—10	0,21	6	—	3,7	0,6
		10—65	0,18	62	—	6,1	5,5
		130—180	0 18	83	180	9,8	3,2

более глубоких горизонтов. Так, в колонке ст. 984-1, представленной биогенным илом, максимальная концентрация меди в иловой воде (>21 мкг/л) наблюдалась на глубине 150 см.

Для сравнения распределения рудных элементов в иловых водах разных типов осадков и в зависимости от местоположения относительно Восточно-Тихоокеанского поднятия и других активных зон, в частности хребта Сала-и-Гомес, был выполнен меридиональный профиль примерно по 100° з.д. Распределение в иловых водах железа, марганца, цинка и меди на этом профиле показано на рис. 6—9. Из рисунков следует, что максимальное обогащение иловых вод рудными элементами, так же как на профиле через Восточно-Тихоокеанское поднятие, приурочено к поверхностному слою осадков в местах, расположенных вблизи активных зон. Так, содержание в иловых водах железа и цинка максимально на станциях 993 и 994, для железа — на ст. 995, находящейся вблизи Восточно-Тихоокеанского поднятия, а также на станциях 1014 и 1016 вблизи хребта Сала-и-Гомес. Наибольшие количества меди наблюдаются в иловой воде поверхностного слоя на станциях 993 и 994. Здесь же имеется пятно высоких значений концентрации меди и в более глубоких слоях осадка. Повышенные содержания марганца в иловых водах поверхностного слоя прослеживаются в более широкой полосе по профилю от ст. 996 до ст. 1018. Только в районе ст. 996 высокая концентрация марганца сохраняется на глубине в осадке.

Концентрация рудных элементов в рассматриваемых металлоносных осадках очень велика. Доля элемента в иловой воде от его содержания в осадке в целом составляет, например, для железа миллионные, а для меди тысячные доли. Из всех рассматриваемых рудных элементов только для меди наблюдается прямая корреляция между ее содержанием в иловой воде и в осадках, что показано на рис. 10. Для других элементов корреляция не прослеживается.

Необходимо отметить низкий уровень величин содержания Mn в иловых водах всех исследованных нами образцов вод из металлоносных сильно окисленных осад-

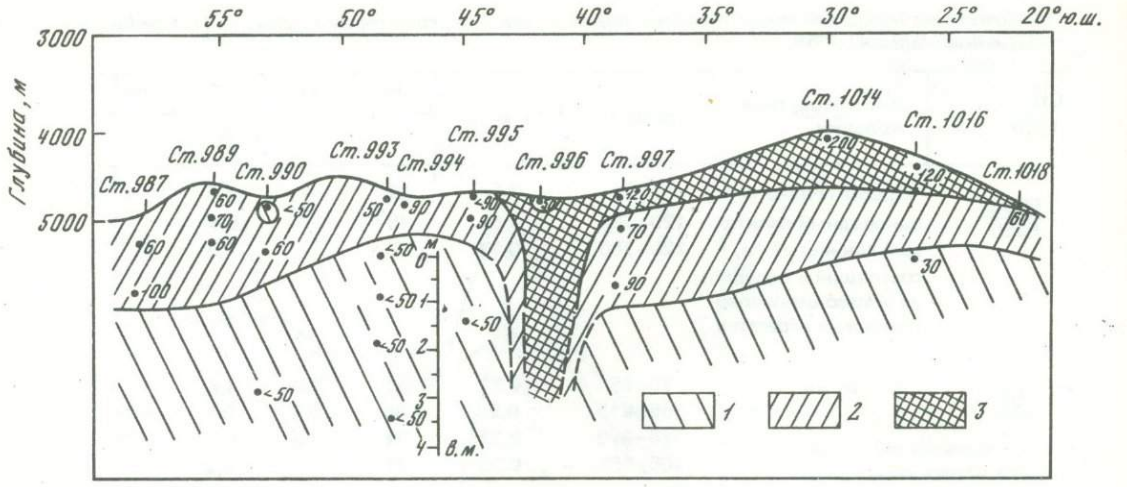


Рис. 7. Вертикальное распределение марганца в иловых водах на меридиональном разрезе по 100° з.д.

1–3 – содержание (в мкг/л) : *1* – <50, *2* – 50–100, *3* – >100

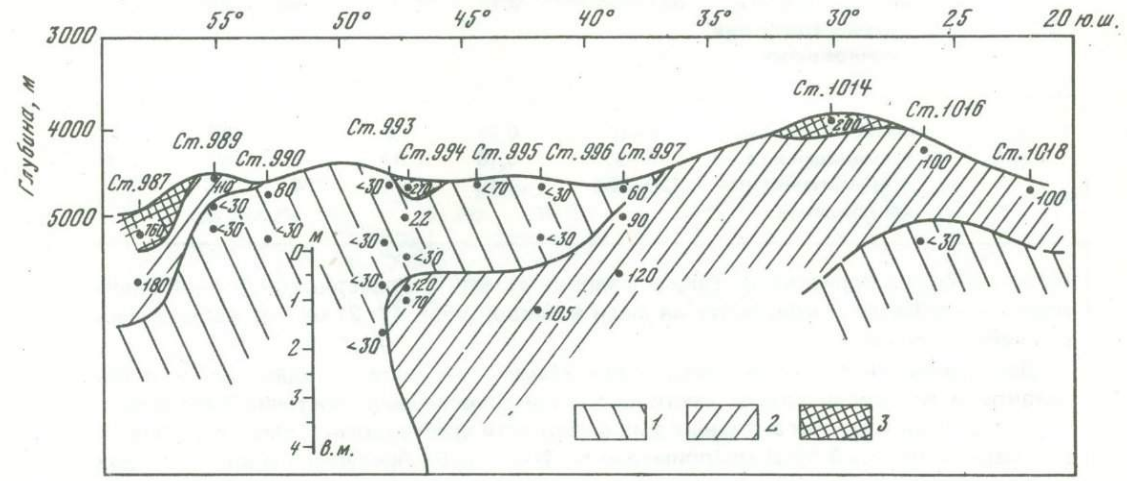


Рис. 8. Вертикальное распределение цинка в иловых водах на меридиональном разрезе по 100° з.д.

1–3 – содержание (в мкг/л) : *1* – <90, *2* – 90–200, *3* – >200

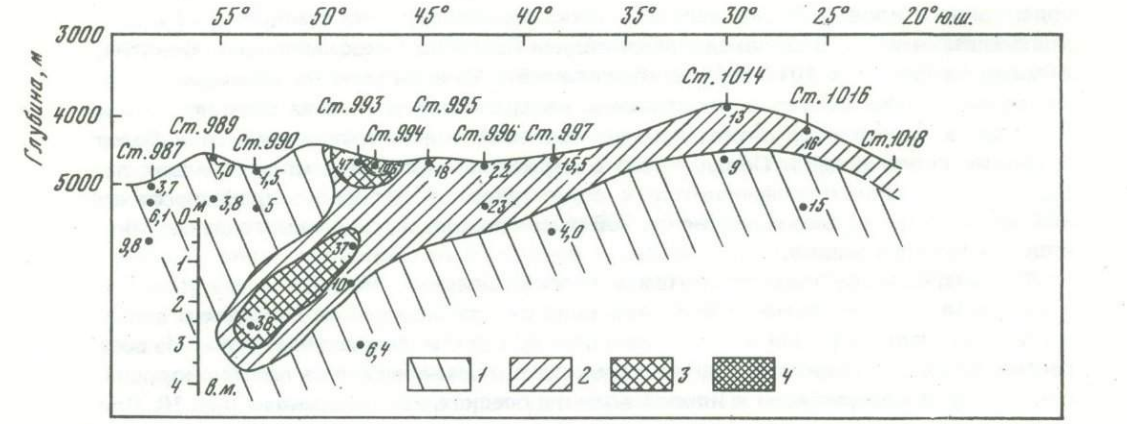


Рис. 9. Вертикальное распределение меди в иловых водах на меридиональном разрезе по 100° з.д.

1–4 – содержание (в мкг/л) : *1* – <10, *2* – 10–25, *3* – 25–50, *4* – >50

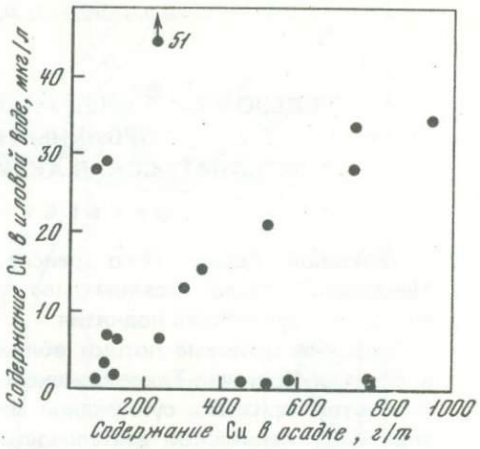


Рис. 10. Соотношение между содержанием меди в иловой воде и вмещающем осадке

ков. Согласно данным Д. Бишофа, Ф. Сейлса [Bischoff, Sayles, 1972], в иловых водах колонок, взятых в районе депрессии Бауэр, содержание Mn колебалось от < 100 до 11000 мкг/кг. Самое низкое содержание (<100 мгк/кг) наблюдалось, как отмечают эти авторы, в иловых водах наиболее насыщенных металлами осадков.

В целом полученный материал по распределению рассматриваемых элементов в иловых водах металлоносных осадков позволяет отметить определенную приуроченность самых высоких концентраций рудных элементов в иловых водах к оси Восточно-Тихоокеанского поднятия и хребту Сала-и-Гомес (т.е. к местам наибольшей активности, где отмечены аномально высокие тепловые потоки и есть основания предполагать вынос вещества из глубинных зон); локализацию максимальных концентраций железа, цинка и меди в иловых водах поверхностного слоя осадка и падение ее в нижележащих горизонтов.

Такое распределение элементов в иловых водах свидетельствует о выносе металлов из глубин поднимающимися по разломам гидротермами. Далее следует обогащение этими металлами придонных вод и наследование их высоких концентраций иловыми водами. Затем — осаждение металлов в результате сорбции и выпадение их в твердую фазу при длительном соприкосновении воды с осадком в более глубоких горизонтах.

ЛИТЕРАТУРА

Цалев Д.Л., Алимарин И.П., Тарасевич Н.М. Применение ГМДТК — ГМА — БА для экстракционного атомно-абсорбционного анализа. Сообщ. 2. Анализ морской воды. — ЖАХ, 1972, **27**, вып. 6.

Bischoff J.L., Sayles F.L. Role fluid and mineralogical studies of recent marine sediments: Bauer depression region of East Pacific Rise. — J. Sediment. Petrol., 1972, **42**, N 3.

В.В. ГОРДЕЕВ, Л.Л. ДЕМИНА, А.М. КОНКИН

ЖЕЛЕЗО И МАРГАНЕЦ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ В ГЛУБИННЫХ ВОДАХ ТИХОГО ОКЕАНА (ГАЛАПАГОССКАЯ АКТИВНАЯ ЗОНА, ДЕПРЕССИЯ ХЕССА)

Основной целью 14-го рейса научно-исследовательского судна "Дмитрий Менделеев" было комплексное исследование металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Высокие тепловые потоки вблизи оси хребта, аномально высокое содержание в осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия железа, марганца и многих малых элементов, признаки сульфидной минерализации — все это свидетельствует об активной вулканической деятельности в этом районе. Есть все основания полагать, что рудопроявление здесь связано с выходом подводных гидротерм в разломах дна океана. Оказывают ли гидротермальные проявления какое-либо влияние на химию прилегающих слоев океанической воды? Ответ на этот вопрос должны были дать работы по изучению растворенных и взвешенных микроэлементов в толще океанических вод над поднятием.

Имеющиеся в литературе данные о влиянии вулканизма на химию морской воды немногочисленны и противоречивы. Исследованиями К.К. Зеленова [1964] было установлено, что подводные эксгаляции вулкана Бану-Вуху (Индонезия) поставляют в океаническую воду большие количества железа и марганца. В воде они выпадают, образуют взвесь гидроокислов, которые сорбируют в ходе коагуляции растворенные микроэлементы. В то же время П. Уилкнисс с соавторами [Wilkniss e.a., 1971] не смогли обнаружить никакого влияния подводных вулканов близ Гавайских островов и вулкана Метис Шоол (о-ва Тонга) на содержание в близлежащих морских водах железа, марганца и фтора, также не найдено отличий от содержаний в нормальной морской воде алюминия, меди, цинка, свинца, кобальта и никеля как в прибрежных водах, так и в открытом к морю кратере вулкана на о-ве Десепшен (Антарктида) [Elderfield, 1972]. Однако концентрации Mn оказались очень высокими — 30—560 мкг/л. Очень интересна работа И. Олафсона [Olafsson, 1975], в которой он рассматривает влияние на морскую воду недавнего извержения вулкана Хеймаэй в Исландии. Этот вулкан начал извергаться 23 января 1973 г. и действовал около 5 месяцев, в течение которых вязкая лава спазматически вливалась в море. При увеличении температуры воды от 6,2 до 31°С и повышении испарения возросла соленость с 35,0 до 35,15‰. В этой воде повысилась концентрация Si, F, Fe, Mn, Zn, но не было обнаружено заметного увеличения концентраций Cu, Ni, Co (только в одной пробе содержание меди было в 3 раза выше нормы). К сожалению, не было сделано никаких попыток разделить взвешенные и растворенные формы металлов. Отмечено также некоторое повышение в воде Hg — до 0,478 мкг/л. Аномально высокие концентрации растворенной ртути (среднее — 1,090 мкг/л, максимальное — 1,420 мкг/л) обнаружены в придонной воде рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта к западу от Азорских островов [Carr, Jones, 1974].

П. Бетцер с соавторами [Betzer e.a., 1974] недавно установили, что в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта в районе 26° с.ш. придонные воды содержат во взвешенном состоянии в 20 раз больше Fe, чем вышележащие воды. В результате наших исследований в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия в 8-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" не было обнаружено никаких аномалий в содержании растворенных в океанической воде Fe, Cu, Zn, а также их количеств во взвеси [Гордеев, Хандрос, 1976; Лисицын, Гордеев, 1974], однако необходимо подчеркнуть, что тогда в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия было получено очень мало проб придонной воды. В 14-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" эти работы были продолжены. В настоящем сообщении приводятся некоторые предварительные результаты.

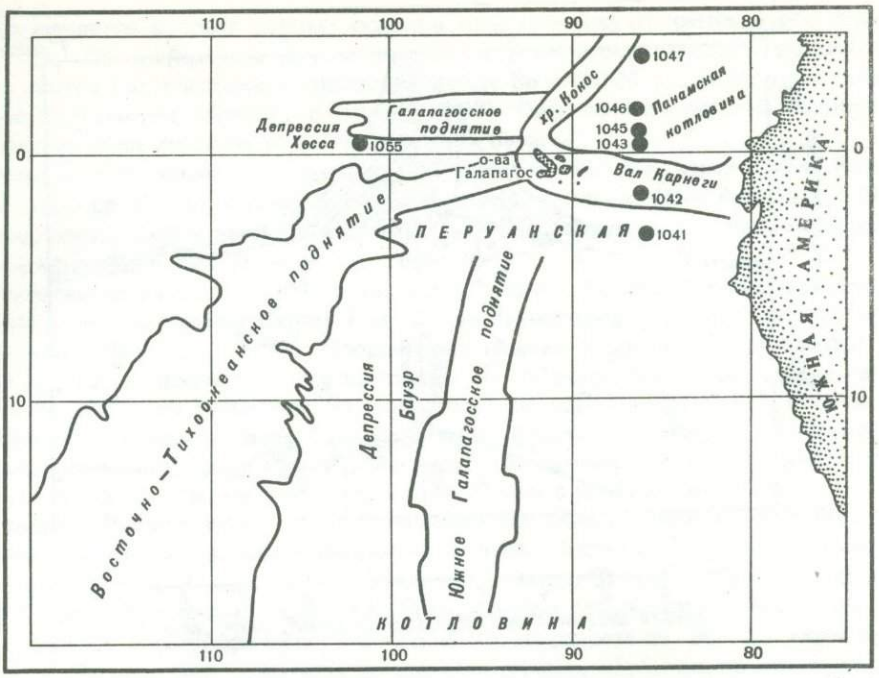


Рис. 1. Схема расположения станций на разрезе через хребет Карнеги и в депрессии Хесса

Получены данные по распределению в растворе и во взвеси Fe, Cu, Zn, а по Mn во взвешенных частицах на широтном разрезе по 39° ю.ш. через зону поднятия, на субширотном разрезе под углом к оси Восточно-Тихоокеанского поднятия от 38 до 30° ю.ш., на меридиональном разрезе по 100° з.д. примерно от 30 до 60° ю.ш., являющемся продолжением выполненного в 8-м рейсе судна "Дмитрий Менделеев" разреза от Калифорнии до широты о-ва Пасхи, а также на меридиональном разрезе через хребет Карнеги и в депрессии Хесса.

Для отбора проб морской воды, проводившегося совместно с американскими учеными, использовали серию из восьми 30-литровых и шести 5-литровых батометров Никина, которые крепились к тросу из нержавеющей стали с полиэтиленовым покрытием. Воду из 30-литровых батометров американские коллеги фильтровали под действием гравитационных сил через фильтры "Нуклепор" диаметром 47 мм с размером пор 0,4 мкм. По 2 л фильтрованной воды использовалось нами для определения растворенных металлов. Воду из 5-литровых батометров мы фильтровали под вакуумом через мембранные фильтры № 3 диаметром 30 мм с размером пор 0,7 мкм для определения металлов во взвеси. Анализы на растворенные и взвешенные металлы выполняли методом атомной абсорбции по методикам, описанным ранее [Гордеев, 1978].

Меридиональный разрез по 86° з.д. через хребет Карнеги. Из краткого обзора литературных данных, приведенных в начале настоящей статьи, следует, что в случае попадания в зону влияния гидротерм надо ожидать существенного увеличения в морской воде концентраций во взвеси Fe, Mn и ряда металлов, сорбируемых их гидроокислами. В распределении растворенных и взвешенных Fe, Zn и Cu и $Mn_{взв}$ на широтном разрезе по 39° ю.ш. через зону Восточно-Тихоокеанского поднятия, на субширотном разрезе по 38–30° ю.ш., а также на меридиональном разрезе по 100° з.д. никаких признаков увеличения концентраций металлов во взвеси в глубинных и придонных водах нами не отмечено. Полученные результаты не свидетельствуют, однако, об отсутствии влияния гидротерм на химию морской воды или вообще об отсутствии гидротермальной деятельности на дне исследованного района. Результаты изучения иловых вод, отжатых из металлоносных осадков зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия,

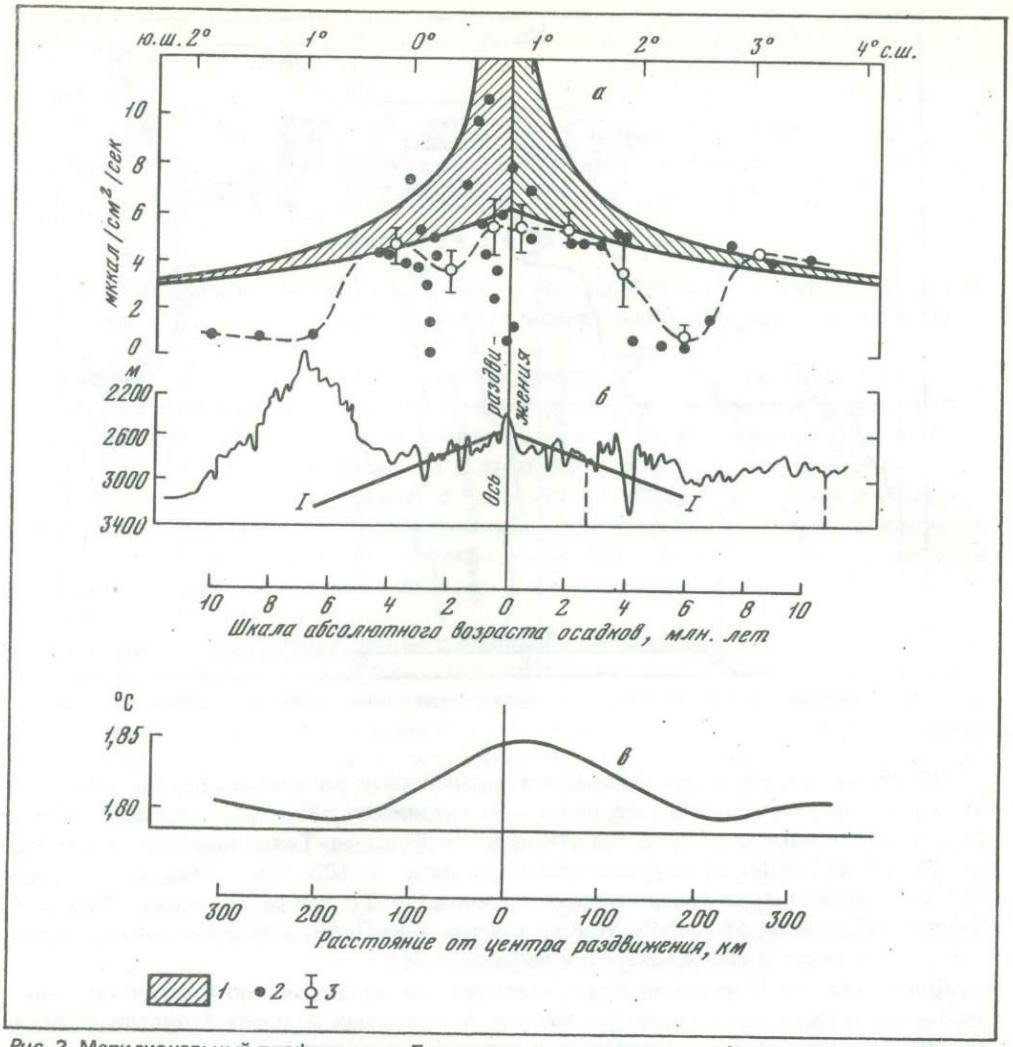


Рис. 2. Меридиональный профиль через Галапагосскую активную зону [Sclater, Klitgord, 1973] примерно по 86° з.д.

а — интенсивность теплового потока; *б* — естественный и сглаженный (I—I) профили дна и абсолютный возраст донных осадков; *в* — распределение потенциальной температуры придонных вод

1 — графическое изображение рассчитанных тепловых потерь при некондуктивных процессах; *2* — величины единичных замеров теплового потока; *3* — средние величины теплового потока

свидетельствуют о выносе металлов из глубин гидротермами [см. статью О.В. Шишкиной и др. в наст. сб.]. Локальность выходов гидротерм на океаническом дне, сравнительно ограниченные ареалы распространения их влияния на морскую воду, малочисленность изученных глубинных и придонных проб морской воды — вот причины, не позволившие нам обнаружить на упомянутых разрезах признаков какого-либо аномального поведения микроэлементов, растворенных в морской воде или присутствующих во взвеси.

В восточно-экваториальной части Тихого океана, к востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия, расположена Панамская котловина, ограниченная со стороны океана хребтами Карнеги и Кокос. Между этими хребтами к западу находится центр раздвижения Галапагосского хребта (рис. 1). Измерения теплового потока по обе стороны от центра Галапагосского спрединга дали очень высокие значения (в среднем по 38 определениям $4{,}08 \pm 2{,}40$ мккал/см^2/сек). Потенциальная температура придонных вод над центром оказалась повышенной на 0,04° С. Законо-

мерно меняется возраст донных осадков при удалении от центра в обе стороны (рис. 2). По магнитным аномалиям была подсчитана скорость раздвижения дна в центре Галапагосского спрединга между 88 и 85°30′ з.д., которая оказалась равной 32,5 мм/год [Sclater, Klitgord, 1973]. Судя по этим данным, вероятность проявления здесь гидротерм на дне довольно высока.

Нами был выполнен меридиональный разрез по 86° з.д. через хребет Карнеги от 3° ю.ш. до 4° с.ш. Изучение донных осадков показало [Van Andel e.a., 1971], что седловина хребта является областью активной эрозии и что продукты эрозии обнаруживаются на северном склоне хребта.

Попытки измерить скорость придонного течения над седловиной показали, что в этом месте на высоте около 1 м от дна существует течение со скоростью 7–10 см/сек [Plank e.a., 1973]. Направление течения в основном совпадает с осью прохода (т.е. направлено с юга на север), но наблюдаются случаи смены направления на 180°, что указывает на существование приливно-отливной компоненты течения. Распределение взвеси на разрезе по данным оптических измерений показало, что концентрации взвеси повышены в поверхностных слоях, а также в придонных водах по обе стороны от хребта. У. Планк с соавторами [Planke e.a., 1973], изучавшие распределение взвеси в Панамском бассейне, считают, что существует три основных источника взвеси в бассейне: 1) поверхностные воды, из которых идет осаждение взвеси, 2) речной сток и эрозия шельфа, 3) донная эрозия седловины хребта Карнеги примерно на 85° з.д. Было изучено распределение взвешенных Fe, Mn, Zn и Cu и растворенных Fe, Zn и Cu на разрезе по 86° з.д. через хребет Карнеги. На рис. 3–6 отчетливо выделяется область необычно высоких концентраций всех четырех элементов, находящихся во взвешенном состоянии в океанической воде. Максимальные значения (Fe – 36,0, Zn – 20,4, Mn – 3,19, Cu – 0,26 мкг/л) получены на ст. 1045 (0°44,0′ с.ш., 86°07,8′ з.д.) на горизонте 2379 м в 233 м от дна. Вполне вероятно, что ближе ко дну концентрации металлов во взвеси еще более высокие, чем на этом горизонте. От области очень высоких концентраций происходит их постепенное снижение в стороны и вверх до значений, обычных для морской воды. Повышение концентраций начинает ощущаться на глубинах 1500–1700 м, т.е. примерно в 1000 м от дна, а в меридиональном направлении аномальная зона протягивается приблизительно на 1° (~ 100 км).

На всех четырех рисунках отчетливо видно внедрение в эту зону с юга вод с нормальным содержанием взвешенных металлов, что, по-видимому, связано с существованием упомянутого выше придонного течения над седловиной хребта.

Одним из источников взвеси, которую несут воды течения, является эрозия донных осадков седловины хребта. Очевидно, химический и минеральный состав этой взвеси резко отличен от состава взвеси из зоны аномальных концентраций взвешенных металлов, состоящей в значительной мере из частиц гидроокисей железа и марганца. В отличие от взвешенных, концентрация растворенных элементов в аномальной зоне значительно ниже, чем в прилегающих водах (рис. 7–9). Концентрация растворенного железа снижается в 10 раз и более (до 0,2–0,4 мкг/л и даже ниже). В меньшей степени, но также явно понижены в растворе концентрации цинка и меди. Так же отчетливо со стороны оси хребта выделяется язык вод с нормальными концентрациями металлов. Отношение $Fe_{взв}/Fe_{раств}$ здесь от нормального значения, равного 0,3, резко возрастает до 180 (в 600 раз), для цинка – от 0,1–0,2 до 1–2 (в 10–20 раз), для меди – от 0,1 до 2,0 (в 20 раз), т.е. происходит переход растворенной формы элементов во взвешенную. Концентрация взвеси на глубине 2379 м (ст. 1045) около 0,25 мг/л. Это означает, что взвесь содержит 14,8% Fe, 1,3% Mn, 8% Zn и 0,1% Cu, т.е. по сравнению с нормальной океанической взвесью она богаче железом примерно в 20 раз, марганцем — почти в 60 раз, цинком – в 40 раз, медью – только в 2,5 раза.

Обычное отношение Fe/Mn во взвеси находится в пределах 10–50, в растворе – 1–10, во взвеси аномальной зоны – 1–15; для Fe/Zn соответственно 1–5, 0,5–2,0 и 1–5, для Fe/Cu – 2–20, 2–10, 20–150; для Zn/Cu – 2–10, 3–10 и 10–100. Судя по этим отношениям, можно предположить, что Fe, Mn и Zn более или менее

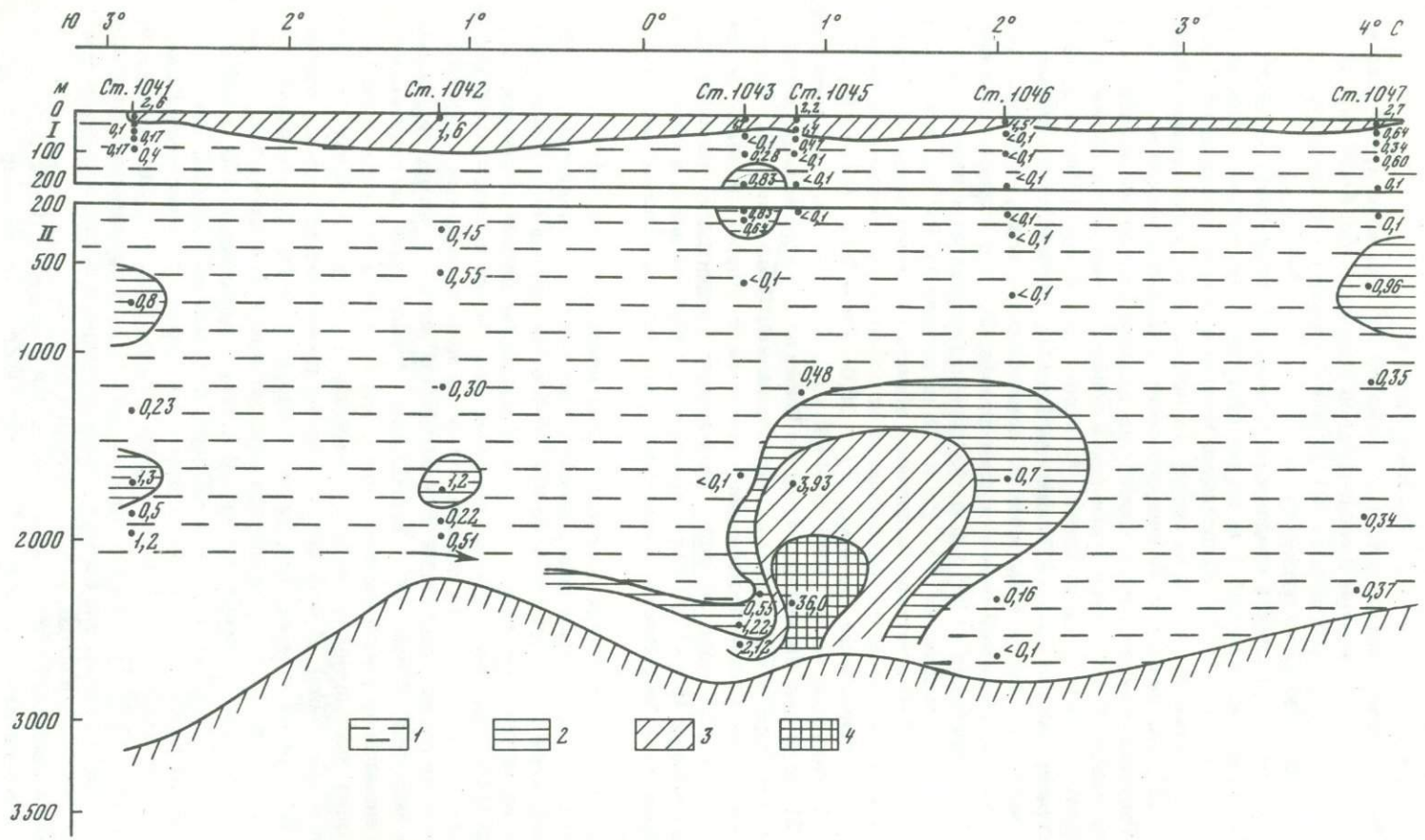


Рис. 3. Распределение взвешенного Fe на меридиональном разрезе по 86° з.д.

1–4 — содержание (в мкг/л) : *1* — <0,5, *2* — 0,5–1,5, *3* — 1,5–5, *4* — >5

I, II — слои воды: *I* — поверхностный, *II* — промежуточный и глубинный

Здесь и далее стрелкой показано направление движения вод, цифры — единичные определения элемента

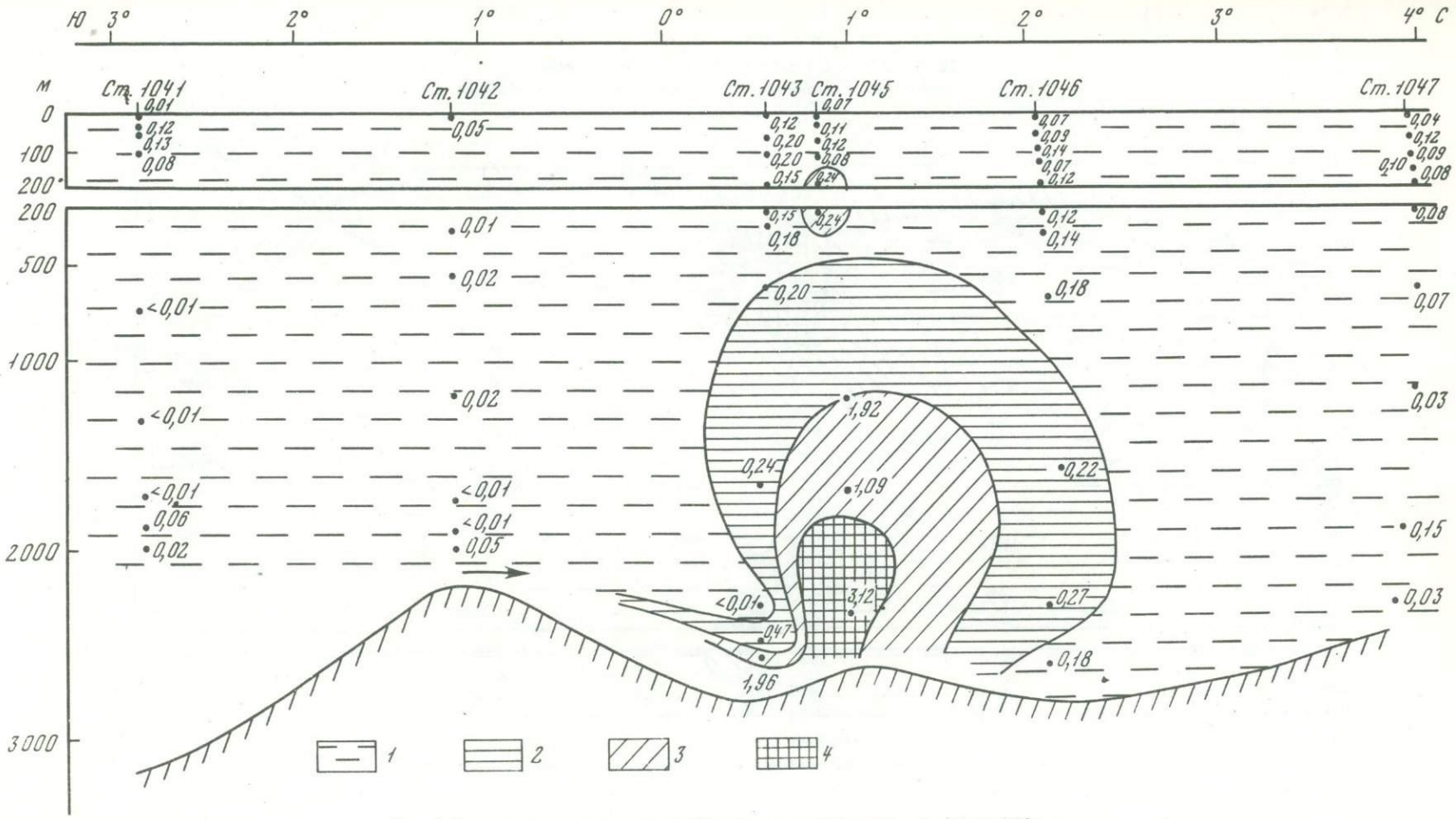


Рис. 4. Распределение взвешенного Mn на меридиональном разрезе по 86° з.д.
1–4 – содержание (в мкг/л) : *1* – <0,2, *2* – 0,2–0,5, *3* – 0,5–2, *4* – >2

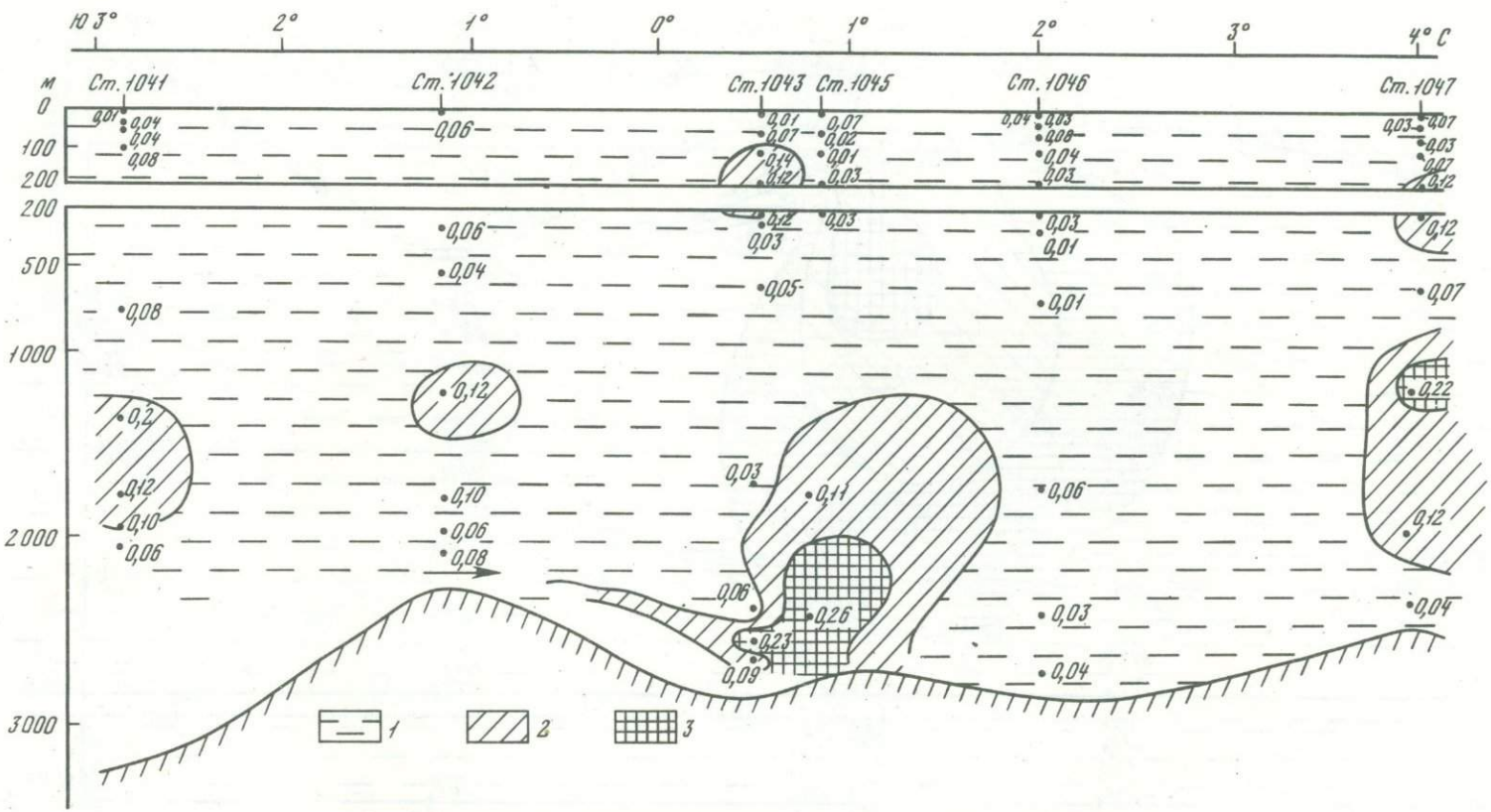


Рис. 5. Распределение взвешенной Cu на меридиональном разрезе по 86° з.д.
1–3 – содержание (в мкг/л) : *1* – <0,1, *2* – 0,1–0,2, *3* – >0,2

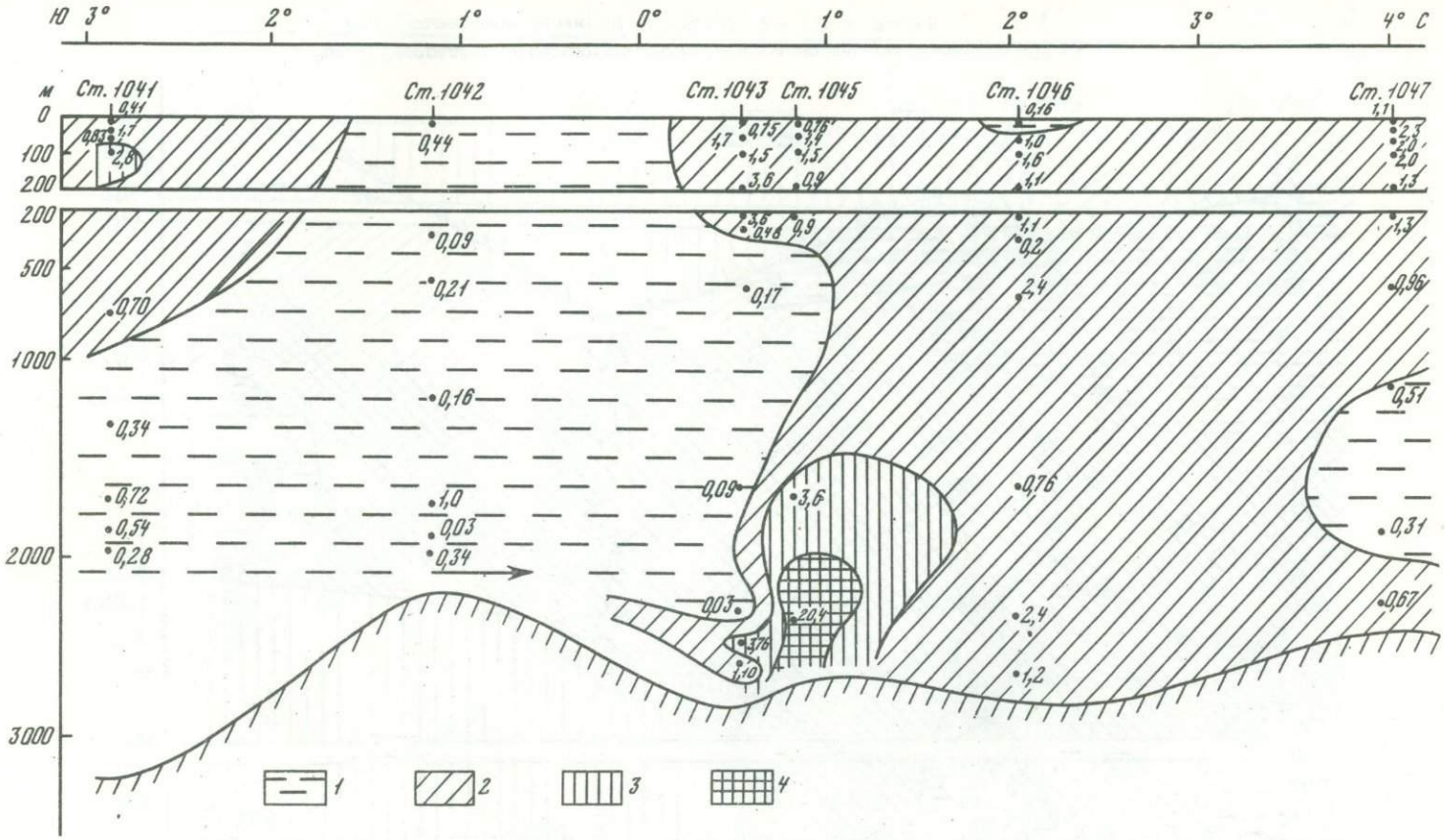


Рис. 6. Распределение взвешенного Zn на меридиональном разрезе по 86° з.д.
1–4 – содержание (в мгк/л) : *1* – <0,5, *2* – 0,5–2,5, *3* – 2,5–5, *4* – >5

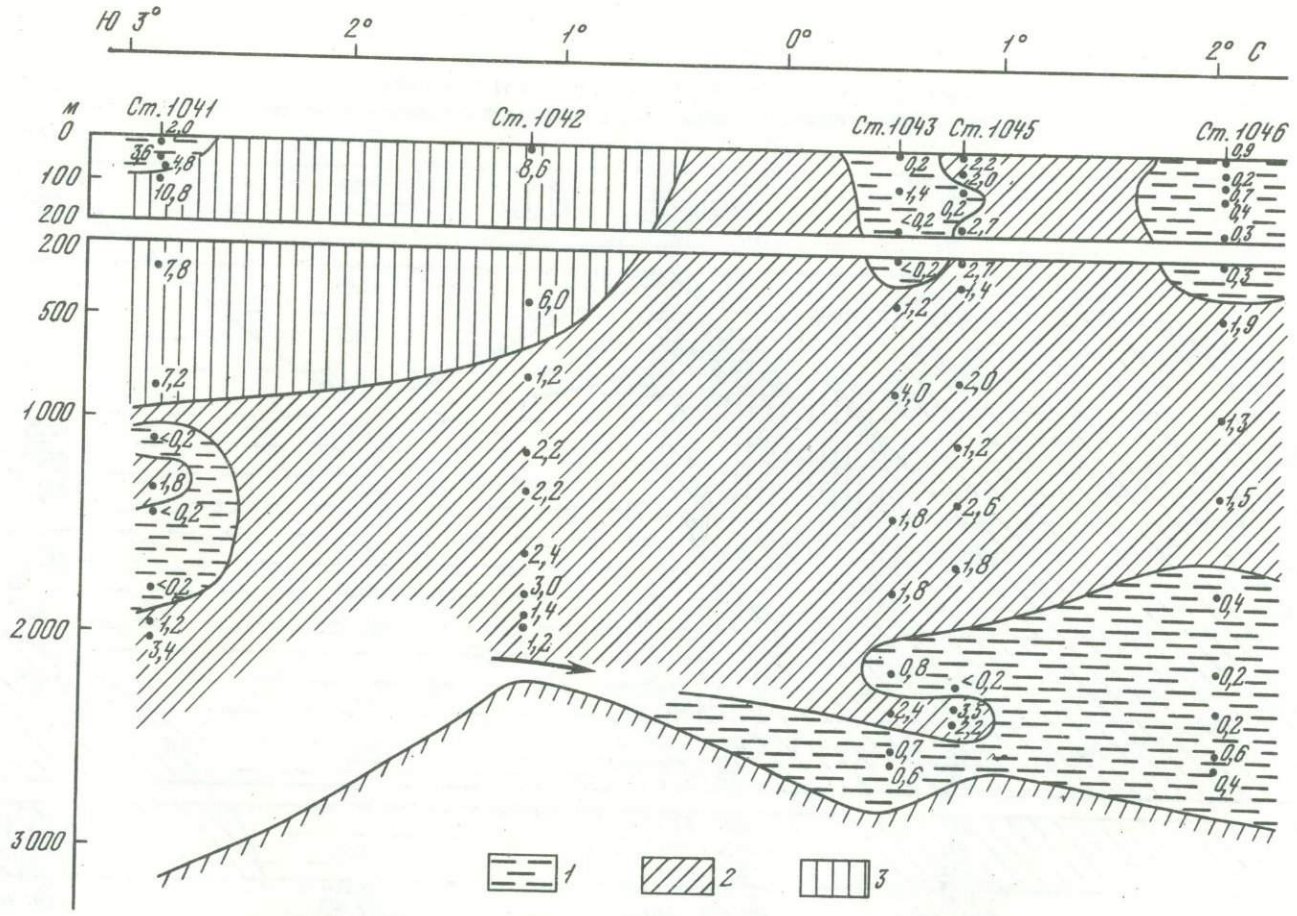


Рис. 7. Распределение растворенного Fe на меридиональном разрезе по 86° з.д.
1–3 – содержание (в мкг/л) : *1* – $<1{,}0$, *2* – 1,0–5, *3* – >5

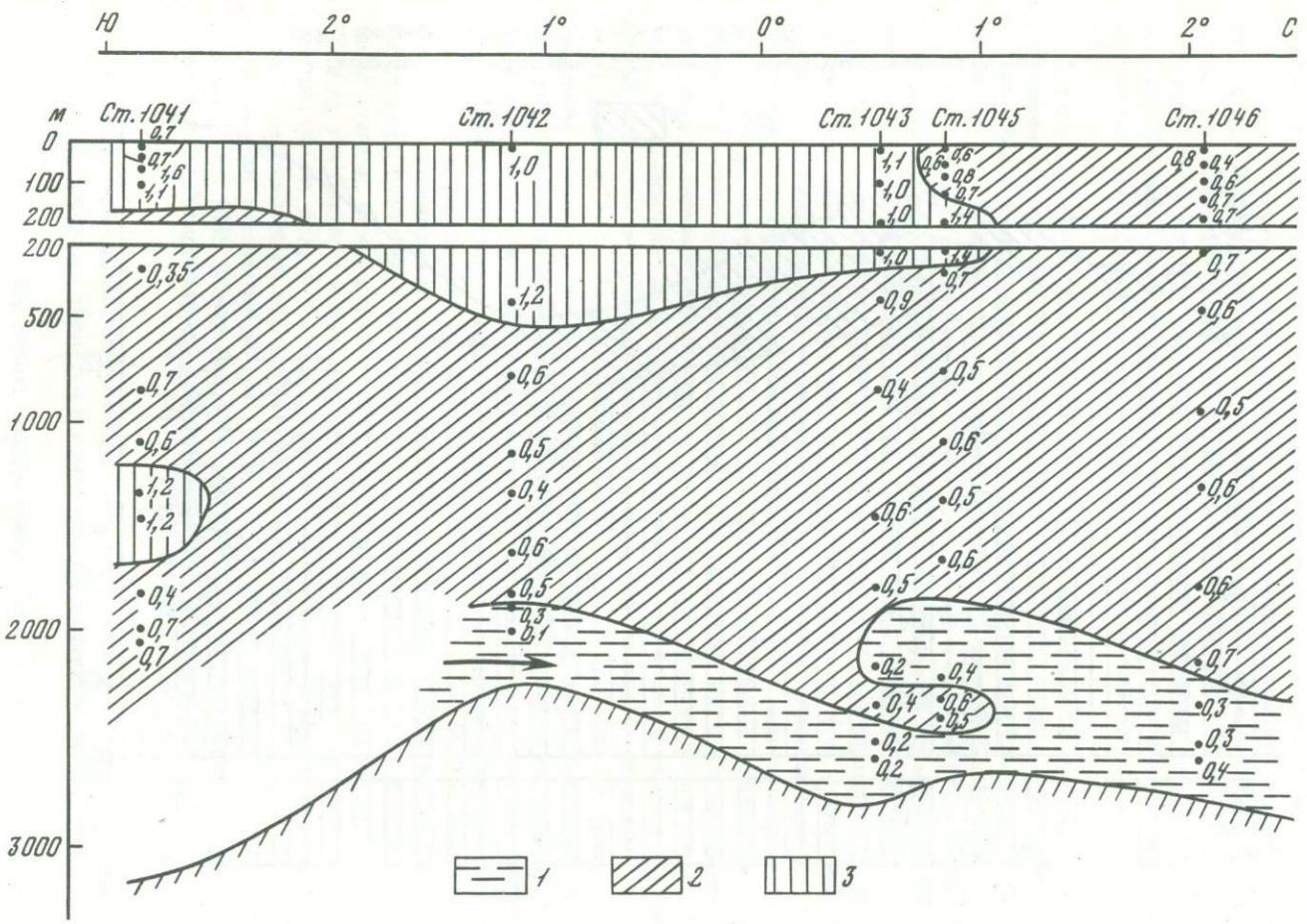


Рис. 8. Распределение растворенной Cu на меридиональном разрезе по 86° з.д.
1–3 – содержание (в мкг/л) : *1* – ⩽0,5, *2* – 0,5–1, *3* – >1

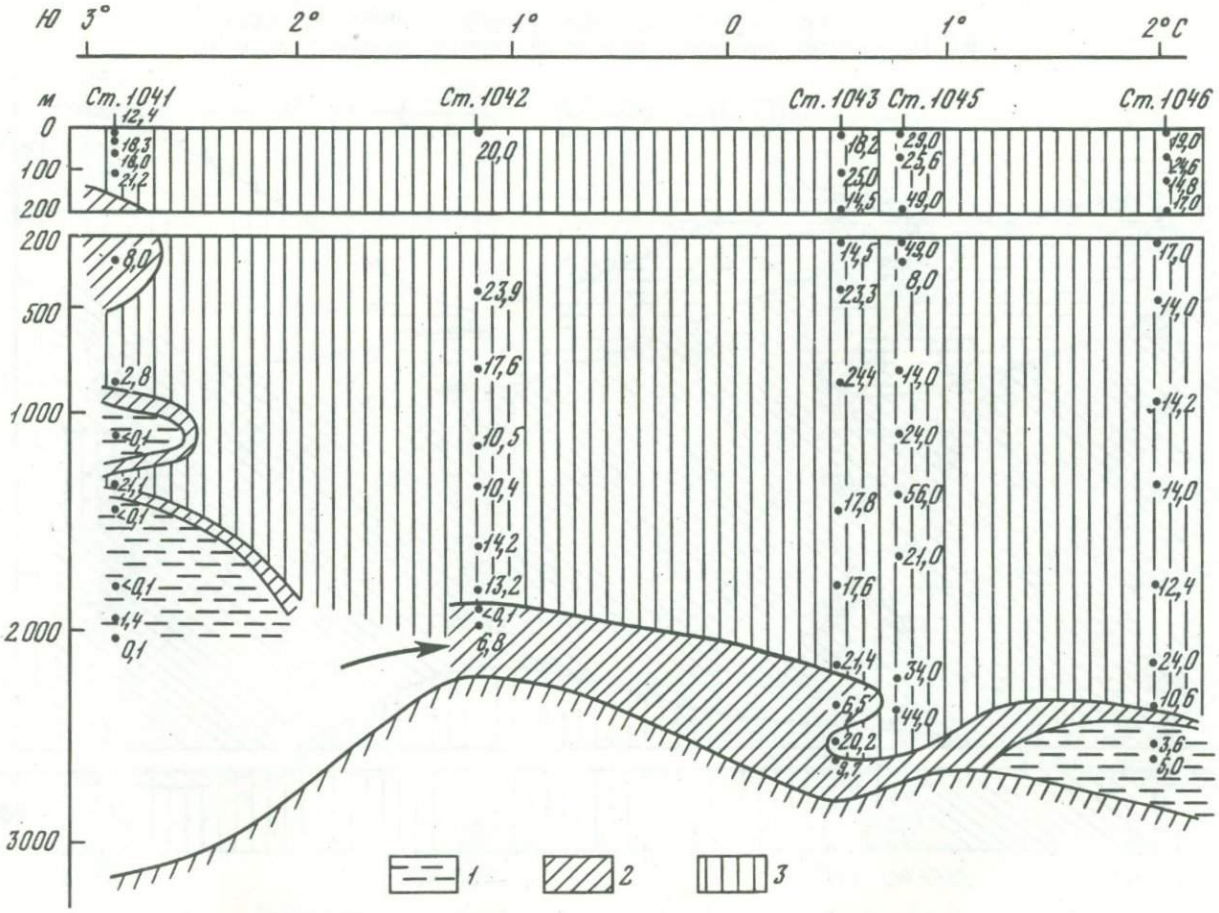


Рис. 9. Распределение растворенного Zn на меридиональном разрезе по 86° з.д.
1–3 – содержание (в мкг/л) : *1* – <5, *2* – 5–10, *3* – >10

пропорционально обогащают взвесь аномальной зоны, в то время как обогащение медью существенно меньше.

По-видимому, поднимающиеся по разломам из глубин гидротермы выносят большие количества растворенных железа, марганца, цинка, в значительно меньшей степени — меди. Попадая в морскую воду, растворенное железо и, возможно, марганец переходят во взвесь гидроокисей, сорбируя цинк, медь и другие микроэлементы, заметно снижая их концентрации в растворе. Эта взвесь разносится течениями, постепенно осаждается на дно, обогащая осадки металлами. Вблизи от дна, где гидроокиси еще не успели образоваться, концентрации растворенных металлов, вероятно, значительно превосходят нормальные для морской воды значения. Интересно, что иловые воды в самом верхнем слое металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия в десятки раз богаче растворенными металлами, чем обычная морская вода [см. статью О.В. Шишкиной и др. в наст. сб.].

Депрессия Хесса. Рассмотрим распределение по вертикали растворенных и взвешенных металлов в депрессии Хесса на ст. 1055. Ранее — в 8-м рейсе — в этой впадине были обнаружены признаки гидротермальной деятельности. В настоящем рейсе со дна впадины были подняты сильно измененные современные осадки [см. статью Ю.А. Богданова, В.Н. Григорьева и др. в наст. сб.]. Впадина представляет собой узкий длинный желоб, дно которого находится примерно на 1,5—2,0 км ниже поверхности окружающего дна океана. Воды впадины оказываются, таким образом, в значительной мере изолированными от вышележащих вод. Детальное описание рельефа дна района дано в работе А.В. Живаго [см. статью А.В. Живаго в наст. сб.]. Распределение растворенных Fe, Zn и Ni и взвешенных Fe, Mn, Cu и Zn по вертикали во впадине Хесса показано на рис. 10. Концентрация растворенной меди во всех пробах воды, за исключением поверхностных горизонтов, оказалась менее 0,1 мкг/л. Как видно из рисунка, распределение металлов по глубине весьма необычно. В верхних 3000 м водной толщи концентрации металлов как в растворе, так и во взвеси близки к нормальным для морской воды. В водах впадины с глубиной наблюдается довольно резкое падение концентраций растворенных Fe, Zn и Ni, причем Fe и Ni до аналитического нуля, а Zn до 0,9 мкг/л. Одновременно с падением концентраций растворенной формы происходит возрастание концентраций этих металлов во взвеси. Как видим, картина аналогична наблюдавшейся в ядре аномальных концентраций металлов на разрезе через хребет Карнеги, т.е. происходит поглощение гидроокислами железа (и марганца) растворенных микроэлементов. В ближайшей ко дну впадины точке (горизонт 4677 м при глубине дна 4970 м) концентрации растворенных Ni и Zn вновь возрастают, а концентрация Fe остается очень низкой. Может быть, процесс сорбции здесь еще не развился до такой степени, чтобы резко снизить концентрацию Zn и Ni. На горизонтах 3300—3500 м, т.е. ближе к краям впадины, изолированность вод нарушается, резко возрастает объем вод, в которых рассеянные частички гидроокиси железа уже не могут заметно снизить обычные концентрации Zn и Ni.

Увеличение концентраций Fe, Mn и Zn во взвеси впадины Хесса не столь велико, как на ст. 1045 (центр Галапагосского спрединга), что, по-видимому, связано с менее активной гидротермальной деятельностью во впадине Хесса.

* * *

Изучение химического состава воды и взвеси над металлоносными осадками Восточно-Тихоокеанского поднятия и прилегающих районов позволяет сделать следующие выводы.

1. Геохимические аргументы, полученные нами, указывают на существование гидротерм в осевой части Галапагосского спрединга (~ 1° с.ш., 86° з.д.) и в депрессии Хесса.

2. Гидротермальная деятельность оказывает существенное влияние на химический состав прилегающих вод, резко увеличивая концентрации ряда металлов во взвеси и снижая их количества в растворе.

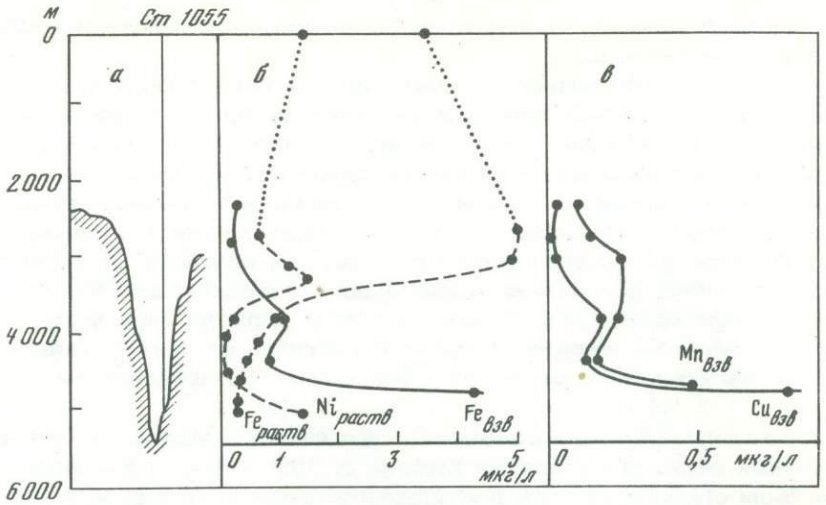


Рис. 10. Вертикальное распределение растворенных Fe, Ni и взвешенных Fe, Mn и Cu (в мкг/л), установленное по пробам со ст. 1055 (глубина 4970 м, 2°02,1′ с.ш. и 101°10,8′ з.д.) во впадине Хесса

а — профиль дна; *б, в* — распределение металлов по вертикали

3. Размеры зон влияния гидротерм на морскую воду зависят от интенсивности гидротерм, а также от рельефа дна и гидрологического режима в прилегающих районах. Например, в центре Галапагосского разлома подобная зона достигает нескольких сот метров от дна (до 1 км) и десятков километров (до 100 км) по протяженности.

ЛИТЕРАТУРА

Гордеев В.В. Определение микроэлементов в морской воде и взвеси. — В кн.: Методы гидрохимических исследований океана. М.: Наука, 1978, гл. 9.

Гордеев В.В., Хандрос Г.С. Содержание микроэлементов в морской воде и взвеси Тихого океана по данным 8-го рейса нис "Дмитрий Менделеев". — В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976.

Зеленов К.К. Железо и марганец в эксгаляциях подводного вулкана Бану-Вуху, Индонезия. — ДАН СССР, 1964, **155**, № 6.

Лисицын А.П., Гордеев В.В. О химическом составе взвеси и воды морей и океанов. — Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3.

Betzer P.R., Bolger G.W., McGregor B.A., Rona P.A. The Mid-Atlantic Ridge and its effect on the composition of particulate matter in the Deep Ocean. — Transact. Amer. Geophys. Union, 1974, **55**, N 4.

Carr R.A., Jones M.M. Anomalous mercury in near-bottom water of Mid-Atlantic Rift valley. — Nature, 1974, **251**, N 5475.

Elderfield H.. Effect of volcanism on water chemistry, Deseption Island, Antarctica. — Mar. Geol., 1972, **13**, N 1.

Olafsson I. Volcanic influence on sea water at Heimaey. — Nature, 1975, **255**, N 5504.

Plank W.S., Zaneveld I.R.V., Pak H. Distribution of suspended matter in the Panama Basin. — J. Geophys. Res., 1973, **78**, N 30.

Sclater I.G., Klitgord K.D. A detailed heat flow, topographic and magnetic survey across the Galapagos spreading center at 86°W. — J. Geophys. Res., 1973, **78**, N 29.

Van Andel T.H., Heath G.R., Malfait B.T., Heindricks D.F., Ewing K.L. Tectonics of the Panama basin, eastern equatorial Pacific. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, **82**, N 6.

Wilkniss P.E., Warner T.B., Carr R.A. Some aspects of geochemistry of F, Fe and Mn in coastal waters and in fresh-water springs of the southeast coast of Hawaii. — Mar. Geol. 1971, **11**, N 4.

Л.Л. ДЕМИНА, В.В. ГОРДЕЕВ

О ФОРМАХ НАХОЖДЕНИЯ МЕДИ И ЖЕЛЕЗА В ВОДАХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

За последние годы резко возросло количество публикаций о содержании микроэлементов в морской воде, что вызвано необходимостью решения задач теоретического и практического характера. Но, к сожалению, многие исследователи уделяют недостаточное внимание физико-химическим формам нахождения металлов в морской воде; в большинстве случаев выделяются лишь растворенная и взвешенная формы. Между тем необходимо знание не только форм соединения элементов в океане для оценки степени их участия в миграционных процессах, но и динамики форм элементов при рассмотрении вопросов об источниках и путях накопления некоторых металлов в донных осадках океана.

Микроэлементы могут существовать в океане как в виде раствора, так и во взвешенной форме. К растворенным формам относят неорганические простые и комплексные ионы, молекулы в разной степени диссоциации, органические комплексы, коллоиды.

Во взвеси микроэлементы связаны как с терригенными, так и с биогенными и хемогенными частицами. В терригенных частицах они входят в структуры минералов и находятся в сорбированном глинистыми минералами состоянии. В биогенной части взвеси микроэлементы связаны с мягкими тканями и со скелетиками планктонных организмов, а также присутствуют в частицах органического детрита и в бактериях. Они могут также сорбироваться и соосаждаться с гидроокисями некоторых элементов, например, железа [Гордеев, 1974].

Соотношения между формами микроэлементов меняются в зависимости от химических свойств элементов, физико-химических и гидродинамических условий. Важная роль принадлежит и биологическим процессам ввиду того, что микроэлементы, трансформируясь через живое вещество, поглощаются организмами и освобождаются при метаболических процессах.

Материал и методы исследования

Во время 14-го рейса научно-исследовательского судна "Дмитрий Менделеев" в юго-восточной части Тихого океана была проведена работа по определению форм меди и железа в морской воде.

Для определения форм меди и железа были использованы 124 пробы морской воды и 102 пробы взвеси, полученные на различных горизонтах 15 станций. Все анализы и определения производили на борту судна сразу после получения проб.

Отделение взвешенного материала от раствора океанической воды выполняли фильтрацией через мембранные ультрафильтры № 3 диаметром 35 мм с размером пор 0,7 мкм. Взвешенное вещество вместе с фильтрами растворяли в герметизированных тефлоновых стаканчиках в смеси особо чистых серной и соляной кислот при нагревании. В каждой партии проб для контроля за загрязнением реактивами и учета содержания микроэлементов в фильтрах производили три-пять холостых опытов. Предел обнаружения Cu и Fe во взвеси составил 0,01 и 0,1 мкг/л соответственно.

В фильтрате микроэлементы присутствуют в виде истинных растворов и той части коллоидов, которая прошла через фильтр (размер частиц до 0,7 мкм).

Концентрирование растворенных металлов осуществляли методом жидкостной экстракции проб морской воды объемом 500 мл в системе ГМДТК–ГМА–БА [Цалев и др., 1972], при этом фактор концентрирования составляет 50. Растворенную форму, именуемую в дальнейшем неорганической, определяли после экстракции фильтрованной морской воды при натуральном pH. Экстракт содержит неорганические комплексы металлов, неорганические коллоиды и псевдоколлоиды, а также малую часть наиболее легко разрушаемых металлоорганических

Формы нахождения меди и железа в водах юго-восточной части Тихого океана

Форма меди и железа	Вся акватория			Поверхностные воды (до 100 м)			Промежуточные и глубинные воды			Район апвеллинга у берегов Перу			Открытый океан		
	1	*2*	*3*	*1*	*2*	*3*	*1*	*2*	*3*	*1*	*2*	*3*	*1*	*2*	*3*
Медь															
Растворенная:															
неорганическая	1,04	65	123	1,04	60,8	51	1,04	74,3	72	1,47	77,4	18	0,97	62,2	105
органическая	0,25	15,5	108	0,37	21,6	46	0,16	11,4	62	0,26	13,7	16	0,24	15,4	92
остаточная, Δ*	0,16	10,1	108	0,09	5,3	46	0,1	6,9	62	0,05	2,6	16	0,19	12,1	92
общее содержание	1,45	90,6	123	1,5	87,7	53	1,3	92,6	70	1,78	93,7	16	1,4	89,7	105
Взвешенная	0,15	9,4	103	0,21	12,3	49	0,1	7,4	54	0,12	6,3	14	0,16	10,3	89
Железо															
Растворенная:															
неорганическая	2,2	23,1	123	2,5	28,0	51	1,9	21,0	72	2,9	34,1	18	2,0	20,6	105
органическая	2,6	27,2	104	3,0	33,7	45	2,2	24,2	59	1,1	13,0	16	2,8	29,2	88
остаточная, Δ*	2,1	22,3	104	0,7	8,0	45	3,3	36,1	59	1,9	22,4	16	2,3	23,4	88
общее содержание	6,9	72,6	123	6,2	69,7	49	7,4	81,3	74	5,9	69,5	18	7,1	73,2	105
Взвешенная	2,6	27,4	103	2,7	30,3	49	1,7	18,7	54	2,6	30,5	14	2,6	26,8	89

* Пояснение см. в тексте.

Примечание. *1, 2* — средние данные: *1* — в мкг/л, *2* — в % от суммарного содержания; *3* — число проб.

комплексов. Последние, представляющие собой главным образом хелатные соединения, извлекали из объема 500 мл морской воды хлороформом по методике, предложенной И. Слоуэйем с соавторами [Slowey e.a., 1967].

Для определения суммарной концентрации микроэлементов в растворе необходимо было окислить органическое вещество, перевести все соединения в неорганические формы. Для этого к пробам морской воды (500 мл) добавляли сильные окислители (персульфат калия и серная кислота), окисление продолжалось 10 мин [Slowey e.a., 1967], после чего анализ проводился по методике, указанной выше.

Концентрации металлов, присутствующих в неорганической, ораганически-связанной, суммарной растворенной и валовой взвешенной формах определяли методом атомно-абсорбционной спектрофотометрии на приборе "Сатурн". При анализе применяли обедненное горючим газом пламя смеси ацетилена и воздуха.

Данные по формам меди и железа приведены в таблице. Результаты, выраженные в мкг/л, суммировали и определяли средние значения для всей акватории, отдельно — для проб, отобранных в верхнем слое (до 100 м) и толще промежуточных и глубинных вод (глубже 100 м). Кроме этого, вычисляли средние для района апвеллинга и открытого океана.

Для вычисления относительного вклада различных форм меди и железа средние значения содержания суммарной растворенной и взвешенной форм складывали, полученное значение принимали за 100% и по отношению к ней определяли содержание каждой из форм. При расчетах выяснилось, что суммарное содержание металла, находящегося в растворенной форме, превышает сумму неорганической и органической форм. Полученную разность мы назвали "остаточной растворенной формой" и обозначили через Δ. Вероятно, это кислотно-неустойчивые органические комплексы, освобождающие металл только при жестких окислительных условиях [Hurd, 1969]. По-видимому," остаточная растворенная форма" сродни взвешенной форме, о чем свидетельствует тенденция к положительной корреляции, отмеченная на рис. 1.

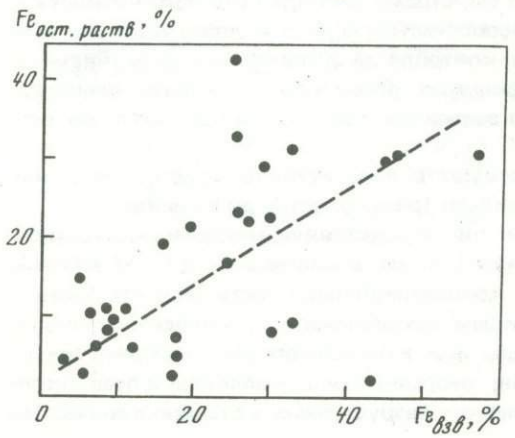


Рис. 1. Взаимосвязь взвешенной и остаточной растворенной форм Fe

Формы меди

Медь по сравнению с другими металлами является элементом, наиболее изученным в отношении форм нахождения в морской воде. Это объясняется как ее важной биологической ролью, обусловленной вхождением в состав ферментов, пигментов, гемоцианина и т.п., так и сравнительной легкостью определения высокочувствительными методами анализа.

Исследованиями последних лет [Alexander, Corcoran, 1967; Slowey, Hood, 1971] установлено, что наиболее полно медь освобождается при окислении в растворе и что получаемые данные примерно на порядок выше, чем значения, полученные прямой экстракцией хелатирующими агентами; поэтому во многих более ранних работах результаты по определению общей растворенной в морской воде меди сильно занижены.

В опубликованных И. Александером и Е. Коркораном [Alexander, Corcoran, 1967] результатах по изучению вод Флоридского течения отмечены следующие концентрации форм меди (в мкг/л): ионной — обычно менее 2, общей растворенной — 4—13, взвешенной — почти всегда менее 0,5, причем вертикальное распределение взвешенной и общей растворенной меди не обнаруживает различий. Американские авторы [Slowey, Hood, 1971] нашли в водах Мексиканского залива недиализуемую медь, а И. Слоуэй с соавторами [Slowey e.a., 1971] установили наличие растворенных органических комплексов этого металла, экстрагируемых хлороформом и составляющих до 50% общего количества меди. П. Фостер и А. Моррис [Foster, Morris, 1971] обнаружили сезонную зависимость содержания в морской воде неорганической (средняя концентрация 2,5 мкг/л) и органически-связанной (со-

держание от 0,12 до 1,14 мкг/л) меди от биопродуктивности — повышенное количество органической растворенной меди, наблюдается летом в период цветения фитопланктона, хотя четкой корреляции этой формы меди с органическим углеродом не наблюдается.

Из имеющихся литературных данных известно, что медь в морской воде находится чаще в двухвалентном состоянии. Поскольку медь является одним из наиболее легко хелатируемых металлов, она образует целый ряд комплексов с главными анионами морской воды: $CuCl_2$, $CuOH^+$, $CuCl^+$, $CuSO_4$, $CuCO_3$ $Cu(HCO_3)_2$ и др. Кроме этого, медь образует комплексы с аммонием, аминами, гумусовыми и фульвокислотами [Goldberg, Arrhenius, 1958; Krauskopf, 1956; Nielsen, Winm-Andersen, 1970; Sillen, 1961]. Соединения меди с органическими лигандами обладают наибольшей стойкостью по сравнению с комплексами других переходных металлов [Schubert, 1954].

Рассмотрим теперь полученные данные по формам меди (см. таблицу).

Средняя концентрация неорганической растворенной меди составляет 1,04 мкг/л, пределы колебаний от $< 0{,}1$ до 6,2 мкг/л, что согласуется с данными по восточной части Тихого океана [Лисицын, Гордеев, 1974] — 0,8 мкг/л и Северной Атлантики [Морозов и др., 1975] — 1,0 мкг/л. Неорганическая растворенная медь обогащает воды района апвеллинга у берегов Перу, где средняя концентрация ее

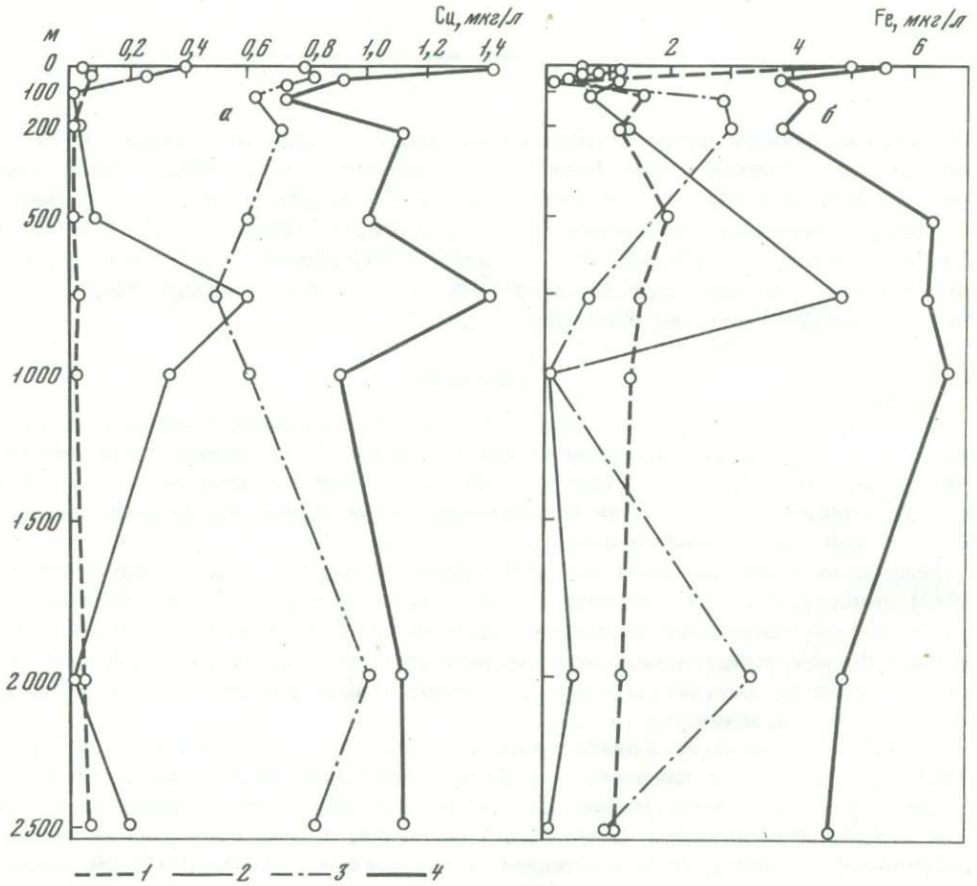


Рис. 2. Распределение форм Cu (*а*) и Fe (*б*) с глубиной на ст. 1001

1–4 — формы: *1* — взвешенная, *2* — органическая растворенная, *3* — неорганическая растворенная, *4* — суммарная растворенная

достигает 1,47 мкг/л, это же явление отмечено в работе Е. Нильсена и С. Винм-Андерсена [Nielsen, Winm-Andersen, 1970]. Что касается вертикального распределения этой формы меди, то в целом для акватории не существует различия между величинами для поверхностных и более глубинных вод (среднее 1,04 мкг/л). При рассмотрении вертикального распределения меди по отдельным станциям (рис. 2) выявляется следующая зависимость — наиболее значительные колебания наблюдаются в верхнем деятельном слое.

Органически-связанную медь удалось обнаружить в 50% исследованных проб, причем концентрации ее колеблются от 0,1 до 3,2 мкг/л при среднем значении 0,25 мкг/л, что сопоставимо с данными П. Фостера и А. Морриса [Foster, Morris, 1971] — 0,12—1,14 мкг/л.

Интересно отметить, что повышенные содержания приурочены как к самым поверхностным слоям зоны фотосинтеза (до 50 м), так и глубинам порядка 500—1000 м, а между ними находится область пониженных концентраций. Верхний максимум, по-видимому, можно объяснить выделением растворенных органических соединений, обусловленным проявлением прижизненных метаболических процессов, в то время как нижний максимум связан с освобождением металлоорганических соединений в результате полного распада органического вещества. В толще вод глубже 2000 м органически-связанная медь, как правило, отсутствует.

Из данных таблицы следует, что в водах открытого океана и района апвеллинга средние концентрации органической растворенной меди практически одинаковы и соответствуют среднему занчению для всей изученной акватории: 0,25 мкг/л.

Медь во взвешенной форме в исследованных пробах находится в пределах концентрации от 0,01 до 0,49, составляя в среднем 0,18 мкг/л. Это значение хорошо согласуется с данными А.П. Лисицына и В.В. Гордеева [1974] — 0,2 мкг/л для восточной части Тихого океана. Повышенные концентрации взвешенной меди приурочены к поверхностным водам (до 200 м) и в ряде случаев к придонным водам, что находится в соответствии с распределением самого взвешенного материала.

Из сопоставления процентных соотношений указанных форм меди следует, что преобладающей формой является суммарная растворенная, составляющая в среднем 90,6% валовой концентрации меди, причем на неорганическую растворенную медь приходится 65% в водах всей изученной акватории (максимум 77% — в зоне апвеллинга). Органически-связанная медь составляет в среднем 15,5% для всей акватории, в верхней толще вод доля этой формы повышается до 22%.

Остаточная растворенная медь (кислотно-неустойчивая и неизвлекаемая хлороформом) составляет в среднем 10,1% валовой меди. Интересно отметить, что минимальное количество остаточной растворенной меди — 2,6% — найдено в водах апвеллинга, где происходит подъем глубинных вод, подвергшихся процессам минерализации.

Взвешенная медь вносит в среднем наименьший вклад в валовое содержание меди — 9,4%, в верхней толще вод эта величина повышается весьма незначительно (до 12,3%).

На рис. 2,*а* показано соотношение четырех форм меди в абсолютных (в мкг/л) единицах для образцов, отобранных на ст. 1001. Как видно из рисунка, наиболее весомый вклад в общее содержание растворенной меди вносит неорганическая форма, причем ее изменения имеют противоположный по сравнению с органически-связанной медью характер. Концентрация взвешенной меди значительно ниже концентраций растворенных форм и по глубине меняется незначительно.

На рис. 3, *а* показана динамика соотношений форм меди, вычисленных в процентах от валовой меди (взвешенная + суммарная растворенная) для образцов, поднятых на ст. 997. Как видно из рисунка, неорганическая и органически-связанная медь изменяются противоположно, как и их абсолютные концентрации

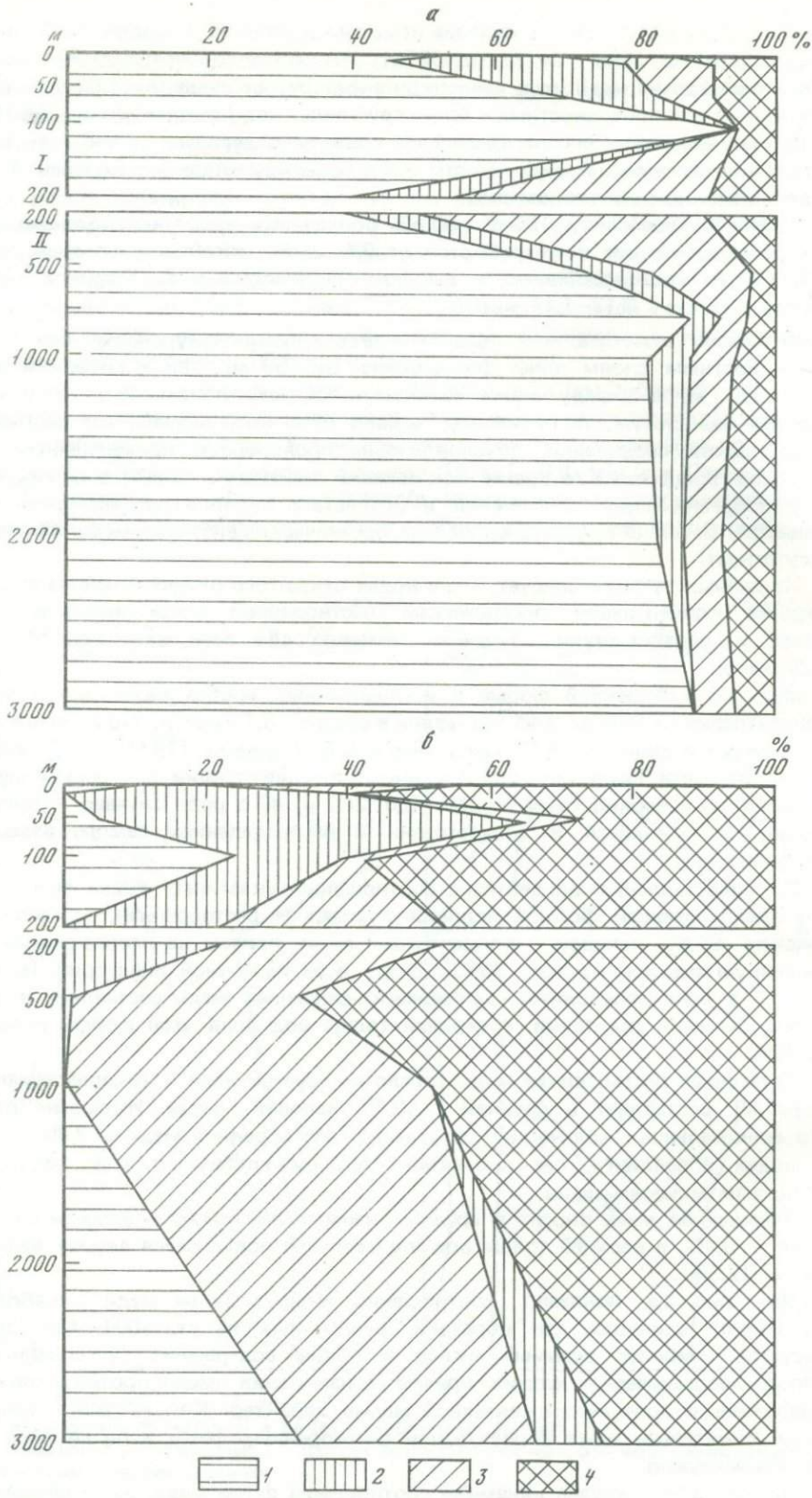


Рис.3. Динамика форм Cu (*а*) и Fe (*б*) на ст. 997 (в относительных единицах)
1–3 — растворенные формы: *1* — неорганическая, *2* — органическая, *3* — остаточная, *4* — взвешенная форма
I, II — слои воды: *I* — поверхностный, *II* — промежуточный и глубинный

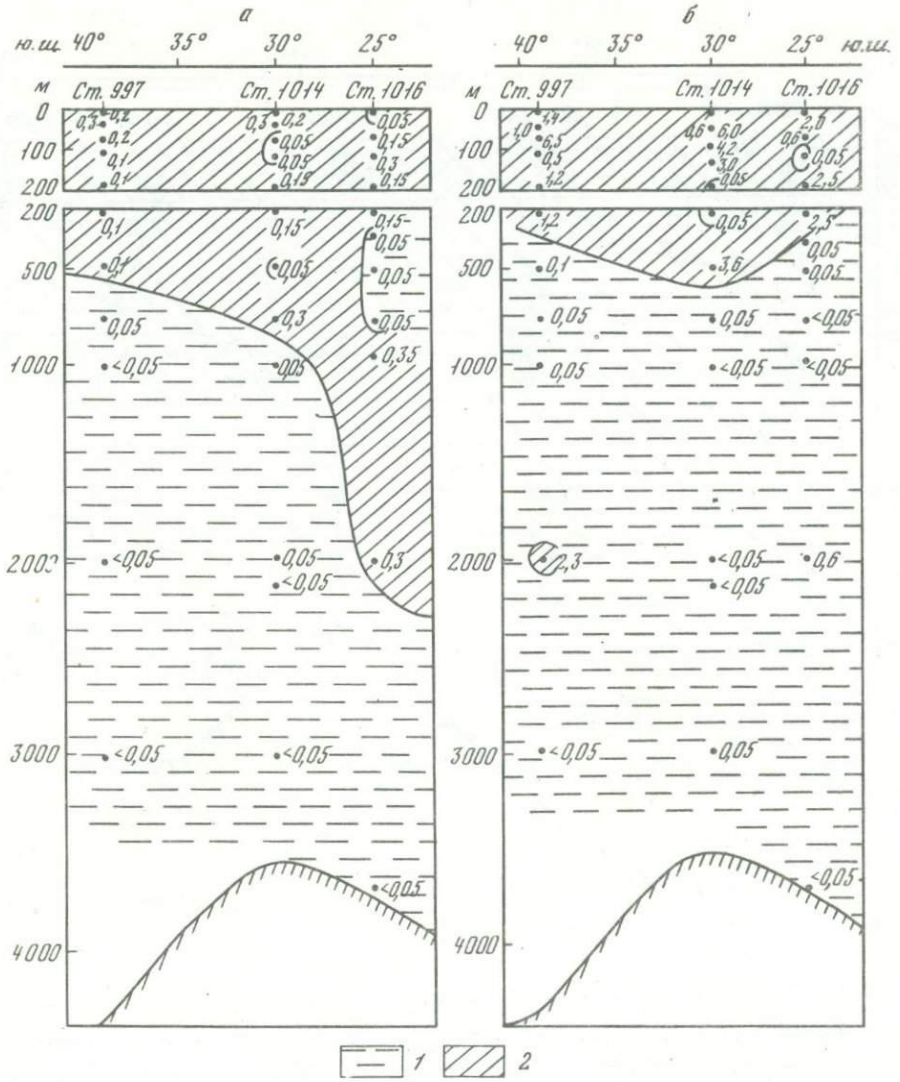


Рис. 4. Распределение органически-связанной формы Cu (*а*) и Fe (*б*) на меридиональном разрезе по 100° з.д.

1, 2 — содержание в (мкг/л) : *1* — $<0{,}1$, *2* — $>0{,}1$

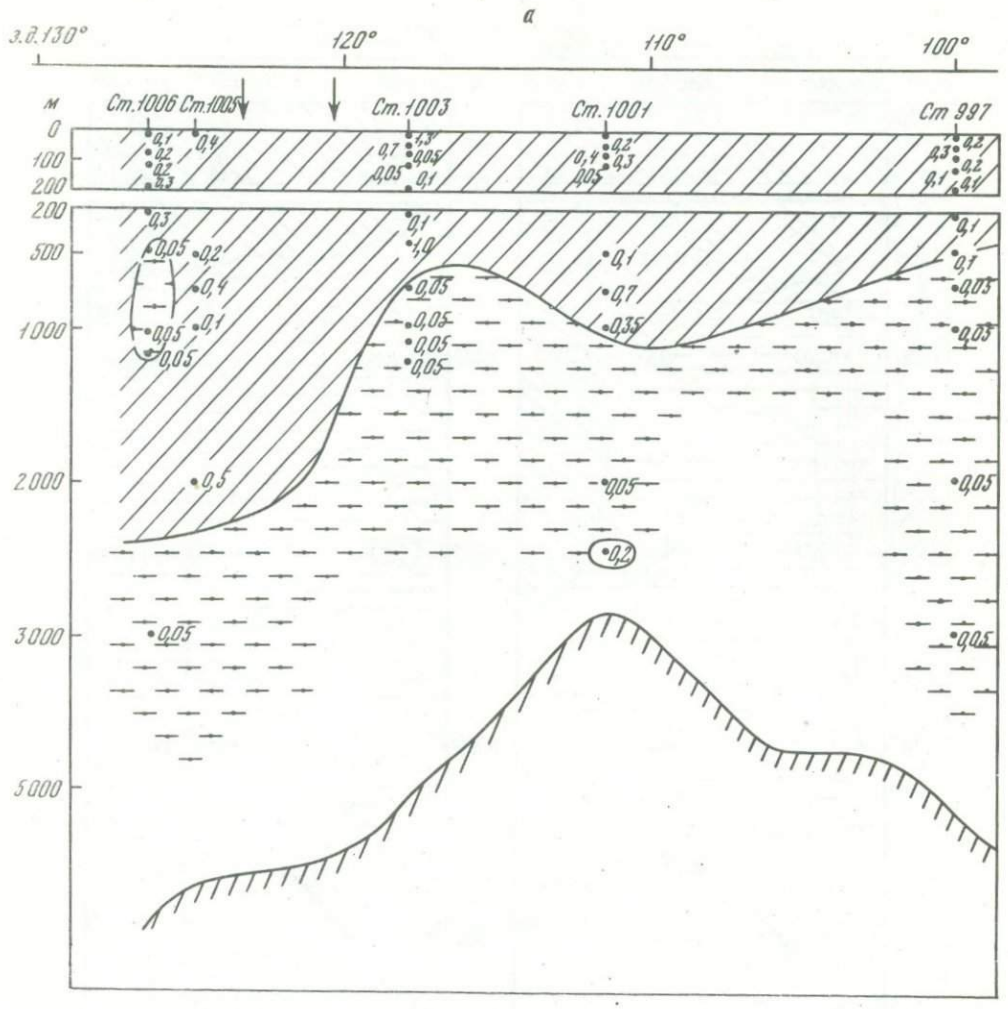
Здесь и далее цифры — единичные определения элемента

для образцов на ст. 1001, причем неорганическая растворимая медь доминирует во всей толще вод.

Взвешенная медь и остаточная растворенная медь по вертикали показывают взаимозависимый характер изменений (см. рис. 2).

На рис. 4, *а* отображено распределение огранически-связанной растворенной формы меди на разрезе по 100° з.д. от 25 до 40° ю.ш. Распределение неорганической растворенной меди однородно почти по всему разрезу. Лишь в южной части разреза в верхней толще вод (до 500 м) наблюдается поле повышенных концентраций.

Распределение взвешенной меди почти полностью повторяет картину распределения неорганической растворенной формы, в то время как органически-связанная медь показывает в целом четкую вертикальную зональность: верхняя толща вод оказывается обогащенной, в промежуточных водах медь, связанная с органикой, появляется фрагментарно и ниже границы 1000 м эта форма меди не обнаруживается вообще. Суммарная растворенная медь, дающая результирующую картину по растворенным формам, показывает относительное обогащение поверх-



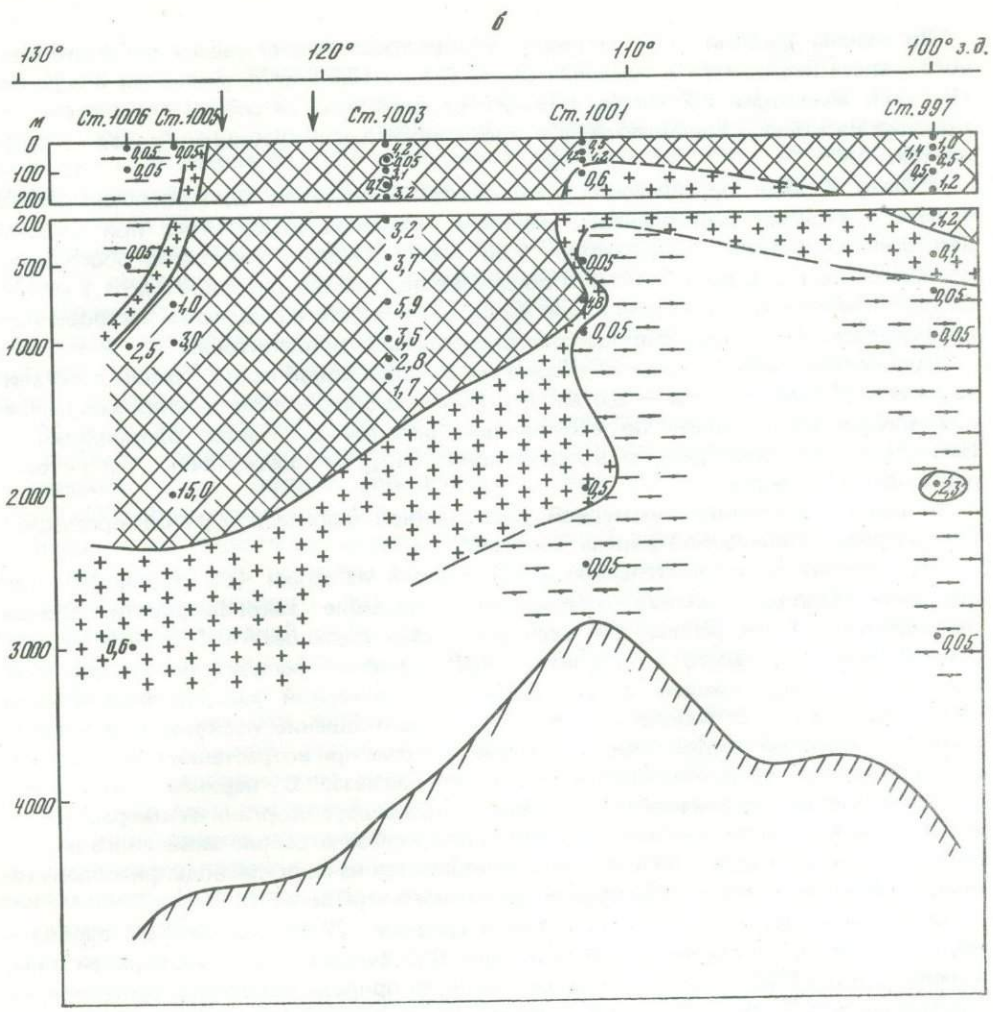




Рис. 5. Распределение органически-связанной формы Cu (*а*) и Fe (*б*) на широтном разрезе
1–4 — содержание (в мкг/л) : *1* — <0,1, *2, 3* — 0,1–1 (*2* — для Cu, *3* — для Fe), *4* — >1 (для Fe)
Стрелка — южная тропическая конвергенция (ЮТК)

ностных водных масс и глубинных вод северной части разреза, повторяя распределение в первом случае органически-растворенной, а во втором — неорганически-растворенной формы меди.

Характер распределения органически-связанной меди (рис. 5,*а*) сходен с описанным выше — обогащение толщи вод медью происходит до глубин около 1000 м по всему разрезу, а в западной части разреза — даже до 2000 м. Распределение неорганически-растворенной меди похоже на распределение первых двух форм лишь в западной части разреза.

Во взвеси повышенные концентрации меди отмечены в зоне южной субтропической конвергенции, а в целом распределение взвешенной меди по разрезу довольно однородно.

Формы железа

Формы нахождения железа в морской воде изучены несколько слабее форм меди, хотя оно необходимо для множества биологических процессов и является одним из наиболее важных элементов осадочного цикла.

По данным Л. Силлена [Sillen, 1961], для железа, имеющего в окислительной

морской среде валентность +3, значительную роль играют гидроксильные комплексы, образующиеся при гидролизе $Fe(OH)_3$ при pH 8. В форме $Fe(OH)_3$ или $FeO(OH)_2$ железо находится лишь во взвешенном состоянии. Как указывают Г. Леви и Е. Гольдберг [Lewis, Goldberg, 1964], часть железа присутствует в виде истинного раствора. В водах Тихого океана, по их данным, находится в среднем 5 мкг/л растворенного железа и 3 мкг/л — взвешенного. В работе Л. Купера [Cooper, 1948] показано, что фосфатные и органические комплексы Fe_{III} могут играть значительную роль в морской геохимии железа.

Д. Мензел и Дж. Спайт [Menzel, Spaeth, 1962] показали, что в районе Саргассова моря среднее отношение железа взвешенного (средняя концентрация 1,8 мкг/л) к железу растворенному (средняя концентрация 1,7 мкг/л) близко к единице и отсутствует связь железа с первичной продукцией. В том же бассейне обнаружены концентрации растворенного железа в пределах 0,9–19,8 мкг/л [Brewer e.a., 1972].

Для вод восточной части Тихого океана приводятся данные в работе А.П. Лисицына и В.В. Гордеева [1974]: средняя концентрация растворенного (экстрагируемого после подкисления до pH 2,0) железа 1,6, взвешенного — 2,0 мкг/л, так что отношение $Fe_{взв}/Fe_{раст} = 1,3$.

По нашим данным (см. таблицу), концентрация неорганического растворенного железа изменяется в пределах от $< 0{,}2$ до 16,5 мкг/л, составляя в среднем для всей акватории 2,2 мкг/л. В водах верхней зоны и района апвеллинга это значение несколько повышается, а в промежуточных и глубинных водах — понижается.

Железо в виде органических комплексов отличается большей по сравнению с неорганическим растворенным железом изменчивостью. Так, при средней для всей акватории концентрации 2,58 мкг/л заметно некоторое обогащение поверхностных вод до 3,0 мкг/л и обеднение вод района апвеллинга до 1,1 мкг/л. Объяснение этому, так же как и для меди, мы находим в выделении растворенных органических соединений в процессе жизнедеятельности планктона.

Взвешенное железо найдено в среднем в одинаковой концентрации с органически-связанным железом — 2,6 мкг/л, причем распределение средних концентраций взвешенного железа по выделенным районам отличается однородностью. Несколько понижена средняя концентрация $Fe_{взв}$ в промежуточных и глубинных водах (1,7 мкг/л).

В целом содержание суммарной растворенной формы в 2,5 раза превышает концентрацию взвешенной формы железа.

При сравнении относительных долей каждой из форм (см. таблицу) в содержании валового железа отмечаются следующие закономерности. Сумма растворенных форм железа для всей акватории превышает взвешенное железо, причем доли последнего и органически-растворенного железа практически одинаковы и равны каждая 27,3%. Доля неорганической растворенной формы составляет 23,1%. В районе апвеллинга это соотношение несколько меняется; доля органической формы в растворе падает в 2 раза при возрастании относительного количества неорганически-растворенного железа. В верхней толще вод железо в составе органических комплексов превышает неорганическое растворенное. Уменьшение доли органически-связанного железа в районе апвеллинга можно объяснить, по-видимому, тем, что оно захватывается из морской воды фитопланктоном, являющимся главным компонентом взвеси в этой зоне.

Остаточное растворенное железо дает в среднем 22,3% содержания валового железа. Наименьшее количество этой формы (8%) вычислено для вод верхней зоны, а наибольшее (36%) — для глубинных вод. Хотя природа остаточной растворенной формы должна быть сходной для меди и железа, однако (как видно из таблицы) поведение ее различно для железа и меди.

Об изменениях в соотношении четырех форм железа по глубине можно судить по рис. 2, *б*. На ст. 1001 изменения в верхней толще взвешенного и суммарного растворенного железа согласуются между собой, причем величина концентрации последнего образуется главным образом за счет неорганически-растворенного железа. Эти три формы показывают высокие концентрации в верхней толще вод (до 100 м). В промежуточных водах наблюдается второй максимум взвешенной формы, связанный, однако, уже не с неорганически-, а с органически-связанным железом, которое освобождается здесь в связи с распадом органики, а неорганическое железо, переходя во взвесь, показывает минимум. Интересно отметить, что на ст. 1030 органически-связанное железо прослеживается до самого придонного слоя вод, превышая при этом концентрацию ионного и взвешенного железа.

На основании хода кривых (см. рис. 3, *б*) можно судить о динамике форм железа на ст. 997.

Неорганически- и органически-связанное железо изменяется противоположным образом. Как видно из рис. 3, *б*, железо в органической форме определяет суммарное железо лишь в растворе верхней толщи вод, переходя в промежуточных и глубинных водах в остаточную и неорганическую растворенную форму.

Взвешенное железо коррелирует с остаточным растворенным железом и проявляет противоположное поведение с органическим; в глубинных водах роль взвешенной формы железа снижается при одновременном возрастании растворенных форм.

Распределение органически-связанного растворенного железа на меридиональном разрезе по 100° з.д. показано на рис. 4, *б*. Если распределение неорганического растворенного железа характеризуется в целом однородностью и уменьшением концентраций к югу, то для взвешенного железа после некоторого снижения концентраций в районе ст. 1016 наблюдается обратная картина. Очевидно, повышенное содержание взвешенного железа в южной части разреза связано с высокой первичной продукцией.

Органически-связанное железо, будучи главным поставщиком растворенного железа в северной части разреза и верхней толще воде, показывает сходную с распределением неорганического железа картину. В южной части разреза последнее извлекается из раствора взвесью. Ниже 200 м органическое железо убывает из раствора, переходя в неорганическое и остаточно-растворенное железо. Распределение суммарного растворенного железа в целом повторяет схему для неорганической и органически-связанной форм. В распространении полей повышенных концентраций неорганически-растворенной и взвешенной форм до больших глубин в северной части разреза определяющая роль принадлежит, по-видимому, южной субтропической конвергенции.

Профили по широтному разрезу (по 39° ю.ш.) для органически-связанного растворенного железа показаны на рис. 5, *б*. В распределении суммарного растворенного неорганического железа наблюдаются области, обогащенные им в этих формах. В западной части разреза они прослеживаются до глубин порядка 500 м и при движении на восток постепенно сменяются участками с пониженными концентрациями.

Органически-связанное железо, как и на меридиональном разрезе, подчиняется вертикальной зональности, причем в западной части разреза зона обогащенных органическим железом вод распространяется до 2000 м, вероятно, благодаря действию южной субтропической конвергенции. Взвешенное железо на широтном разрезе показывает симметричную по отношению к оси Восточно-Тихоокеанского поднятия картину: обогащение западного и восточного флангов разреза вплоть до промежуточных вод ~1000 м с некоторым обеднением центральной части разреза.

* * *

Таким образом, изучение форм нахождения меди и железа в океанической воде показало следующее.

1. Как для меди, так и для железа преобладающую роль в их миграции в океане играет суммарная растворенная форма. Причем, если неорганическая форма меди является доминирующей (65% содержания валовой меди), то растворенное железо равноценно распределяется между неорганически- (23,1%) и органически-связанной (27,2%) формами.

2. Независимые определения неорганической, органически-связанной и общей растворенной форм Fe и Cu показали, что последняя постоянно превышает сумму первых двух форм для обоих элементов. Эта избыточная часть была названа остаточной растворенной формой. Природа остаточной формы не установлена, по-видимому, это кислотно-неустойчивые органические комплексы.

3. Взвешенная форма для меди имеет подчиненное значение — 9,4% общего количества, в то время как для железа она достигает 27,4%, что эквивалентно доле неорганически- и органически-связанного железа.

4. В соотношениях различных форм меди и железа отмечается противоположный характер изменения неорганически- и органически-растворенной форм и сходное распределение взвешенной и остаточной растворенной форм меди и железа.

5. В вертикальном направлении наибольшим изменениям подвержена растворенная органически-связанная форма железа и меди. На глубинах более 1000 м и в зоне конвергенции глубже 2000 м эта форма практически не встречается.

6. В зоне апвеллинга у перуанских берегов отмечается некоторое повышение неорганической растворенной и понижение остаточной растворенной формы обоих элементов по сравнению с открытыми океаническими водами.

ЛИТЕРАТУРА

Беляев Л.И., Овсяный Е.И. О некоторых формах существования микроэлементов в водах Черного моря. — Морские гидрофиз. исслед., 1971, № 4 (54).

Гордеев В.В. Микроэлементы в воде и взвеси юго-восточной части Тихого океана: Автореф. канд. дис. М., 1974. В надзаг.: ИО АН СССР.

Еременко В.Я. Формы нахождения тяжелых металлов в некоторых природных водах. — Гидрохим. мат-лы., 1964, **36.**

Лисицын А.П., Гордеев В.В. О химическом составе воды и взвеси океанов и морей. — Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3.

Морозов Н.П., Патин С.А., Демина Л.Л. Переходные и тяжелые металлы в водах Северной Атлантики. — Труды/ГОИН, 1975, **127.**

Цалев Д.Л., Алимарин И.П., Тарасевич Н.М. Применение ГМДТК-ГМА-БА для экстракционного атомно-абсорбционного анализа. Сообщ. 2. Анализ морской воды. — ЖАХ, 1972, **27,** вып. 6.

Alexander I.E., Corcoran E.F. The distribution of Cu in tropical waters. — Limnol. and Oceanogr., 1967, **12,** N 2.

Brewer P.G., Spencer D.W., Robertson D.E. Trace element profilies from the Geosecs-11 test station in the Sargasso Sea. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, **16,** N 1.

Cooper L.H.W. The distribution of iron in waters of the Western English Chanel. — J. Mar. Biol. Assoc. U.K., 1948, **27.**

Foster P., Morris A.W. The seasonal variation of dissolved ionic and organically associated copper in the Main Straits. — Deep-Sea Res., 1971, **18,** N 2.

Goldberg E.D., Arrhenius G.O.S. Chemistry of Pacific pelagic sediments. — Geochim. et cosmochim. acta, 1958, **13,** N 2/3.

Hurd D.C. Determination of several species of soluble Cu in sea water. — Thesis for the degree of master of Sci. in oceanogr. Univ. of Hawaii. 1969.

Krauskopf K.B. Factors controlling the concentration of 13 rare metals in sea water. — Geochim. et cosmochim. acta, 1956, **9,** N 1/2.

Lewis G., Goldberg E.D. Iron in marine waters. — J. Mar. Res., 1964, **13,** N 2.

Menzel D.M., Spaeth J.P. Occurance of iron in the Sargasso sea off Bermuda. — Limnology and Oceanography, 1962, **7,** N 2.

Nielson E.S., Winm-Andersen S. Cooper ions as poison in the sea and fresh waters. — Mar. Biol., 1970, **6,** N 2.

Schubert J.P. Interaction of metals with small molecules in relation to metal protein complexes. — In: Chemical specificity in biological interactions/ Ed. Gurd F.R. N.Y., 1954.

Sillen L.G. The physical chemistry of sea water. — In: Oceanography/ Ed. Sears. Amer. Assoc. Adv. Sci. Publ., 1961, N 67.

Slowey I.F., Jeffrey L.M., Hood D.W. Evidence for organic complexed Cu in sea water. — Nature, 1967, **214,** N 5086.

Slowey I.F., Hood D.W. Cu, Mn, and Zn concentrations in Gulf of Mexico wates. — Geochim, et cosmochim. Acta, 1971, **35,** N 2.

Ю.А. БОГДАНОВ, А.П. ЛИСИЦЫН, А.А. МИГДИСОВ,
В.И. СМИРНОВ, В.И. СТАРОСТИН

О ГЕНЕЗИСЕ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ

Металлоносные осадки в юго-восточной части Тихого океана пользуются наиболее широким распространением. Эти осадки протягиваются широкой полосой вдоль оси Восточно-Тихоокеанского поднятия. Обнаружены они также в пределах древнего Южно-Галапагосского поднятия, являющегося аналогом современного срединно-океанического хребта, прекратившего активное развитие в миоцене, и в зоне субширотной системы глубинных разломов Сала-и-Гомес.

Тесная связь описываемых в данном сборнике металлоносных осадков с зонами повышенного теплового потока (изученного Я.Б. Смирновым), высокой сейсмической и вулканической активности [Bonatti, 1967; Stover, 1973] [см. статью Т.И. Фроловой и др. в наст. сб.], непосредственные наблюдения процесса поступления в придонную воду рудных компонентов с гидротермальными растворами [см. статью В.В. Гордеева и др. в наст. сб.] .и исследования гидротермальной рудной минерализации в молодых осадочных и вулканических образованиях [Лисицын и др., 1976; Мурдмаа, Розанова, 1976; Розанова, 1976] не оставляют сомнения в том, что эндогенный процесс в исследованном районе, несмотря на ограниченные сведения о его металлогении [Смирнов, 1975, 1976а], играет важнейшую роль в экзогенном металлогенезисе. Как уже отмечалось выше, металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана могут быть отнесены к самостоятельной вулканогенно-осадочной (эксгаляционно-осадочной) формации. Их формирование обусловлено наложением на "нормальный" океанический седиментогенез (связанный с накоплением экзогенного осадочного материала, поступающего в океан с водосборов) дополнительного привноса рудного вещества (главным образом железа и марганца), обусловленного эндогенными процессами.

ЭКЗОГЕННЫЙ И ЭНДОГЕННЫЙ МАТЕРИАЛ В МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКАХ

Состав и распределение основных типов осадков рассматриваемых районов, образующихся за счет экзогенного осадочного материала, определяется общей зональностью океанского седиментогенеза. Восточно-Тихоокеанское поднятие и Южная котловина находятся в одной природно-климатической зоне, характеризующейся минимальной поставкой терригенного материала в связи с ограниченностью площадей водосборов и наличием обрамляющих континентальные массивы глубоководных желобов — ловушек сносимого в океаны обломочного и глинистого вещества. Поэтому минеральный и химический облик абиогенного осадочного материала континентального стока, отлагающегося в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия, достаточно хорошо отражается составом пелагических глин Южной котловины (табл. 1).

Биогенная седиментация в изученной зоне распространения металлоносных осадков выражается главным образом в отложении карбонатных скелетных остатков планктонных организмов (фораминифер и кокколитофорид) выше критической глубины карбонатонакопления — 4300—4700 м (рис. 1).

Изучение минерального состава донных осадков района и закономерностей пространственного распределения минералов [Лисицын и др., 1976, а также см. статью Ю.А. Богданова, В.Н. Григорьева и др. в наст. сб.] показало, что основной характерной чертой металлоносных осадков в отличие от других типов пелагических илов является то, что главными компонентами их абиогенной части являются колломорфные сгустки и слипшиеся сферические частицы рудного вещества. Они сложены главным образом гётитом с размерами элементарных частиц 140—300 Å [Багин и др., 1975].

Таблица 1

Средний химический состав металлоносных осадков и красных глин юго-восточной части Тихого океана и современных гидротермальных образований в океанах и внутренних морях

Элемент	Металлоносные осадки	Красные глины Южной котловины*	Железомарганцевые гидротермальные образования		
			срединных хребтов**	окраинных и внутренних морей	современных океанов и морей
Si	16,19 (111)	21,17	8,66	7,9	8,26
Ti	0,1 (96)	0,53	—	—	—
Al	3,32	8,1	1,10	1,3	1,2
Fe	16,86 (259)	6,6	20,30	32,8	25,0
Mn	5,07	1,5	19,28	2,7	13,06
V	428 (135)	126	170	101	144
Cr	29 (46)	40	44	47	45
Ni	826	412	210	46	162
Co	218 (230)	185	32	40	35
Cu	1041	307	89	1639	670
Pb	155 (96)	66	—	416	416
Zn	411 (230)	238	940	2294	1427
Sn	1,0	3,6	—	0,6	0,6
Mo	75 (27)	56	—	204	204
Sb	14,3	2,5	—	—	—
U	3,8 (46)	1,3	8,3 (0,25)	13,6	10,8
Th	2,0	12,0	1,55 (0,01)	0,25	0,8
Zr	456 (135)	174	94	100	96
Hf	5,2 (46)	5,0	—	0,4	0,4
Ga	8,0 (56)	18	—	6	6
Sc	36,9	27,0	—	2,4	2,4
La	160	45,6	4,03	2	4,03
Ce	114 (68)	145,2	6,9	—	6,9
Sm	29,3 —	14,5	0,97	—	0,97
Eu	7,7 (68)	4,0	0,19	0,03	0,19
Ba	12300 —	1400	159	1000	580
Li	32	45	—	—	—
Rb	33 (135)	64	—	—	—
F	1282	650	—	—	—
B	210 (46)	184	80	—	—
Литературный источник	См. статью А.А. Мигдисова и др. в наст. сб.; Boström, Peterson, 1969; Piper, 1973; Sayles e.a., 1975; Dymond e.a., 1975; Cronan, 1976	См. статью А.А. Мигдисова и др. в наст. сб.	Piper e.a., 1976; Scott e.a., 1974; Moore, Vogt, 1976; Bonatti e.a., 1976	Бутузова, 1969; Зеленов, 1965; Hot brines..., 1969	Бутузова, 1969; Зеленов, 1965; Peper e.a., 1976; Scott e.a., 1974; Moore, Vogt, 1976; Bonatti e.a., 1976; Hot brines..., 1969

* Среднее из 59 образцов.

** Среднее из 12 образцов рифтовых зон океана.

Примечание. В графе "Металлоносные осадки" в скобках — число определений; в графе "Железомарганцевые гидротермальные образования срединных хребтов" в скобках другие данные для U и Th. Содержание Si—Mn — в вес. %; V—B — в $n \cdot 10^{-4}$%.

Кроме того, в состав рудного вещества входят марганцевые минералы: δ-MnO_2 и тодорокит. Присутствие в металлоносных осадках в парагенезисе с рудным веществом нонтронита, который не характерен для других типов океанических осадков, может указывать на их генетическую связь.

Содержание и соотношение прочих встреченных минералов металлоносных осадков не отличаются от минерального состава других типов осадков данной природно-климатической зоны океана [Лисицын и др., 1976, а также см. статью Ю.А. Богданова, В.Н. Григорьева и др. в наст. сб.]. Они формируют пелагический фон осадка, на который накладывается рудное вещество.

В зависимости от того, каков вещественный состав "пелагического фона", металлоносные осадки подразделяются в данном районе на четыре литологических типа:

1) карбонатные металлоносные осадки осевых зон и склонов вулканических хребтов и поднятий;

2) бескарбонатные разности осадков участков глубоководных котловин, прилегающих к вулканическим хребтам и поднятиям;

3) металлоносные осадки с эдафогенным материалом зон интенсивного тектонического дробления (рифты, трансформные разломы);

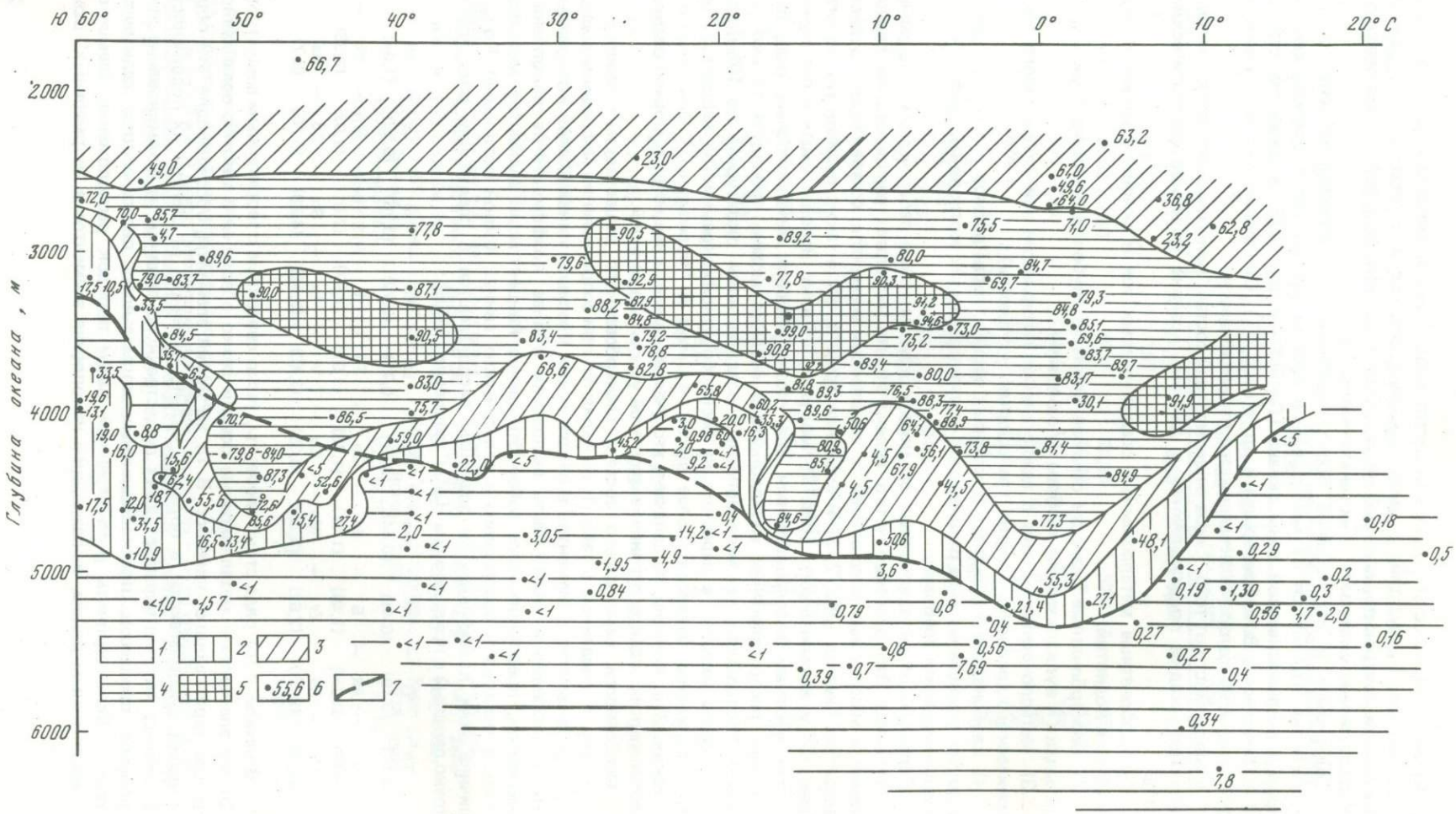
4) карбонатные турбидиты, в которых верхние части ритмов резко обогащены рудным веществом. Они развиваются в изолированных котловинах, окруженных вулканическими хребтами.

Переходы от металлоносных осадков к другим типам пелагических илов очень постепенны. Это особенно четко можно видеть на картах распределения содержания и абсолютных масс основных химических элементов, составляющих рудное вещество: железа (рис. 2, 3) и марганца (рис. 4, 5), а также величин титанового (рис. 6) и алюминиевого (рис. 7) модулей, широко используемых в последнее время многими исследователями для оконтуривания металлоносных осадков. Границы распространения металлоносных осадков можно проводить только условно. Распространение металлоносных осадков нами оконтурено по 10%-ному содержанию железа в пересчете на бескарбонатно-бескремнистое вещество, т.е. по содержанию, заведомо более высокому, чем в "нормальных" пелагических осадках. Это, конечно, не означает, что участие рудного вещества в формировании океанических осадков ограничивается этой условной границей.

Особенности химического состава бескарбонатного вещества металлоносных осадков, приведенные в табл. 1, выявляются при сопоставлении со средним содержением химических элементов в пелагических красных глинах Южной котловины. Это сопоставление может быть выполнено в виде коэффициентов накопления элементов, представляющих собой отношение концентраций элементов металлоносных осадков к содержанию в пелагических глинах Южной котловины. По величине этих коэффициентов элементы располагаются в следующий ряд, достаточно сходный с приведенным Н.М. Страховым [1976]:

Th	Ti	Al	Ga	Rb	Li	Cr	Si	Ce	Hf
(0,16)	(0,19)	(0,41)	(0,44)	(0,51)	(0,71)	(0,72)	(0,76)	(0,78)	(1,04)
Co	Mo	B	Sc	Zn	Eu	F	Ni	Sm	Pb
(1,18)	(1,34)	(1,48)	(1,67)	(1,73)	(1,92)	(1,97)	(2,01)	(2,02)	(2,36)
U	Fe	Zr	Mn	Cu	V	La	Sb	Cd	Ba
(2,53)	(2,56)	(2,62)	(3,38)	(3,39)	(3,40)	(3,40)	(4,80)	(5,35)	(8,7)

В начале этого ряда стоят элементы, тесно связанные с терригенным веществом. Этими элементами металлоносные осадки резко обеднены в связи с ослабленной ролью терригенного привноса. В то же время элементы, обогащающие эти образования, располагаются в порядке, сильно отличном от степени их подвижности в океане, что подтверждает факт существенного влияния на формирование этих осадков процессов, противоположных нормальному пелагическому седиментогенезу. Если сравнить рассмотренный выше порядок расположения элементов с аналогичным рядом, выражающим накопление элементов в "нормальных" осад-


Ю 60° 50° 40° 30° 20° 10° 0° 10° 20° С
Глубина океана, м
2000
3000
4000
5000
6000
1
2
3
4
5
6
7

ках пелагиали океана относительно прибрежных терригенных образований [Страхов, 1976], т.е. характеризующим дифференциацию осадочного материала в океаническом седиментогенезе, то становится явным принципиальное отличие этого ряда от предыдущего:

Cr — Fe — Al — V — Ga — Ti — Zn — Zr — As — Nb —
(1,15) (1,21) (1,28) (1,32) (1,59) (1,68) (1,74) (1,91) (2,6) (2,74)
Pb — Cu — Ni — Mo — Co — Mn
(3,0) (3,4) (3,9) (6,1) (7,0) (7,4)

Различная степень концентрации и изменения в ряду накопления V, Zr, Ba и других элементов, обогащающих металлоносные осадки, могли быть вызваны лишь дополнительным их привносом.

Материалы, приведенные в статьях настоящего сборника, а также изложенные в ряде работ [Bender e.a., 1971; Балашов, 1976; Boström, 1972–1973; Страхов, 1976; Лисицын и др., 1976], указывают на то, что дополнительный источник, участвующий в формировании аномального состава металлоносных осадков, не является однородным. Поставляемое им вещество поступает с гидротермальными растворами из земной коры и дополнительно захватывается из морской воды осадочным материалом, формирующимся за счет привноса химических элементов гидротермальными растворами (окисями и гидроокисями железа и марганца, характеризующимися высокой сорбционной способностью).

Таким образом, выделяются три источника вещества, образующего металлоносные осадки:

1) экзогенный, формирующий "пелагический фон" осадка;

2) собственно эндогенный, связанный с выносом материала гидротермальными растворами;

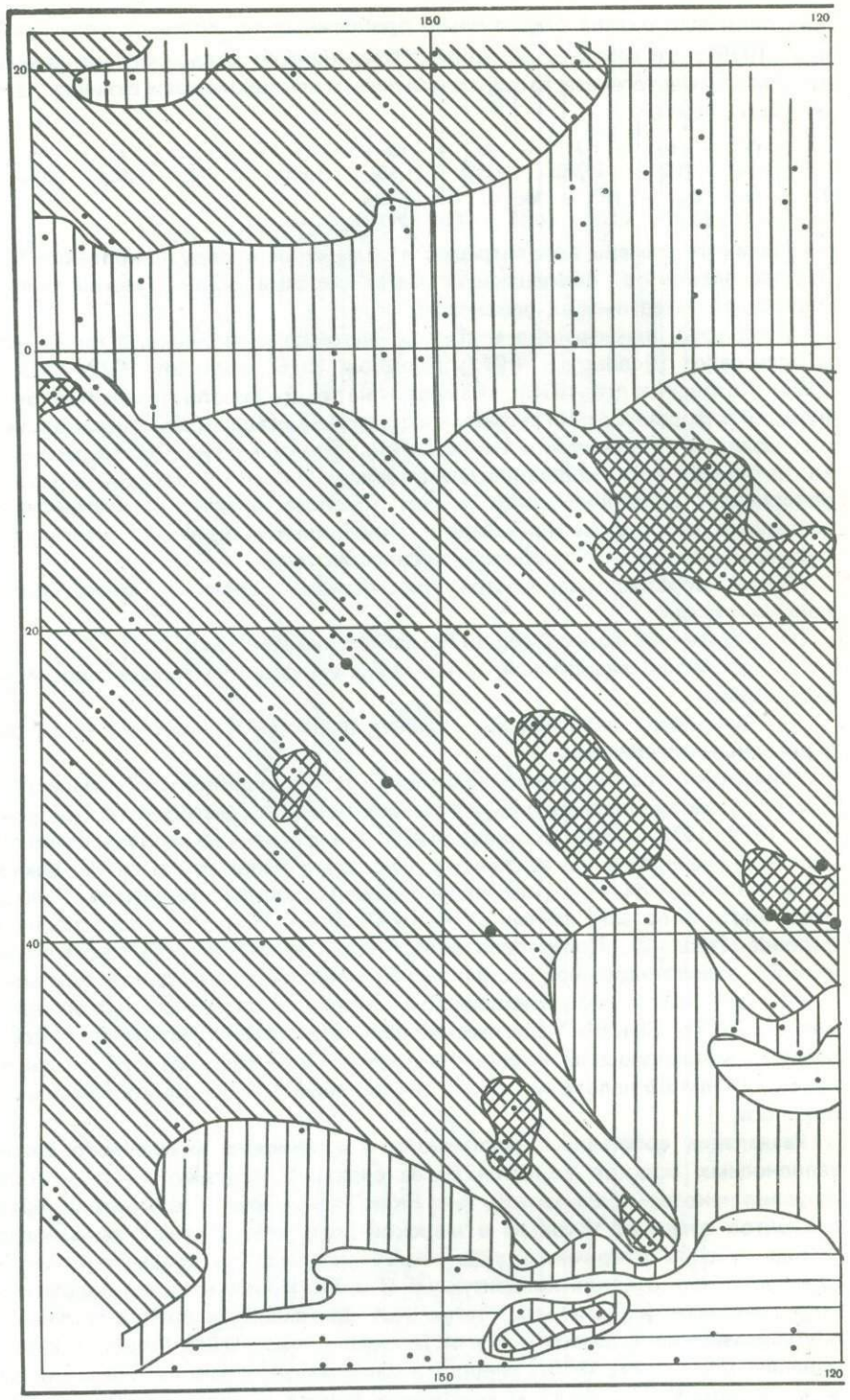
3) "вторично" экзогенный — захват вещества из морской воды собственно эндогенным материалом.

Определить соотношение экзогенного (1) и дополнительного вещества (2 и 3 в сумме) в металлоносных осадках можно, пользуясь методами К. Бострёма [Boström, 1972–1973] и Н.М. Страхова [1976], т.е. с помощью использования отношений отдельных элементов к алюминию. Для этого были взяты глины Южной котловины, являющиеся, как указывалось выше, хорошим показателем "нормального" осадочного фона для изученной части Восточно-Тихоокеанского поднятия и его склонов (табл. 2). Полученная доля "терригенной" (вернее, нормальной пелагической) и эксгаляционной составляющей металлоносных осадков позволяет судить о роли дополнительного привноса для каждого из рассмотренных элементов. Если для Ti, Sn, Th, Ga и Rb "пелагический фон" ответствен практически за все их содержание в металлоносном осадке, то подавляющая часть других элементов накоплена в результате наложения на этот экзогенный фон дополнительного эндогенного привноса.

Разделение собственно эндогенного и вторичного экзогенного вещества металлоносных осадков является более сложной проблемой. Известно, что соотношения некоторых элементов, таких как Th и U, спектр редкоземельных и других элементов отвечают таковым в морской воде, что говорит о преимущественном вкладе именно вторичного экзогенного источника в создание наблюдаемых в металлоносных осадках концентраций U и TR. Кроме того, приводимые в настоящем сборнике данные [см. статью А.А. Мигдисова и др.], а также материалы, опубликованные К. Бострёмом и М. Петерсоном [Boström, Peterson, 1969] и А. Горовицем [Hozowitz, 1970], говорят о максимальном накоплении таких элементов, как Fe, Mn, V, Pb, Zn, B и некоторых других, в непосредственной близости от

Рис. 1. Зависимость содержания $CaCO_3$ в поверхностном слое осадков юго-восточной части Тихого океана от географической широты и глубины

1–5 — содержание (в % от сухого вещества): *1* — <10, *2* — 10–50, *3* — 50–70, *4* — 70–90, *5* — >90; *6* — точка взятия пробы, содержание $CaCO_3$ в вес. %; *7* — критическая глубина карбонатонакопления (несовпадение положения критической глубины и изолинии 10% $CaCO_3$ в некоторых районах обусловлено либо переотложением карбонатного материала, либо выходом на поверхность древних осадков)



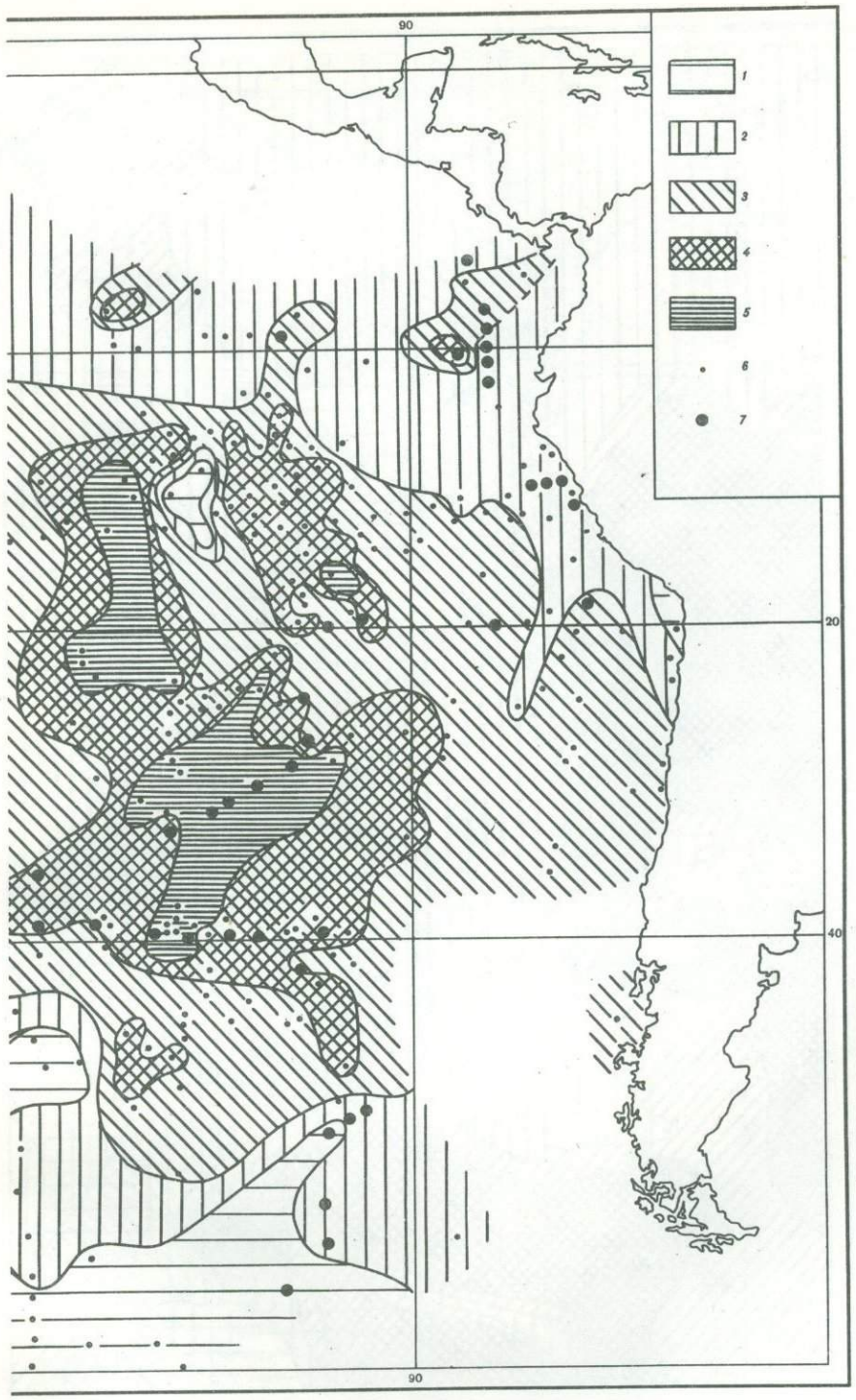
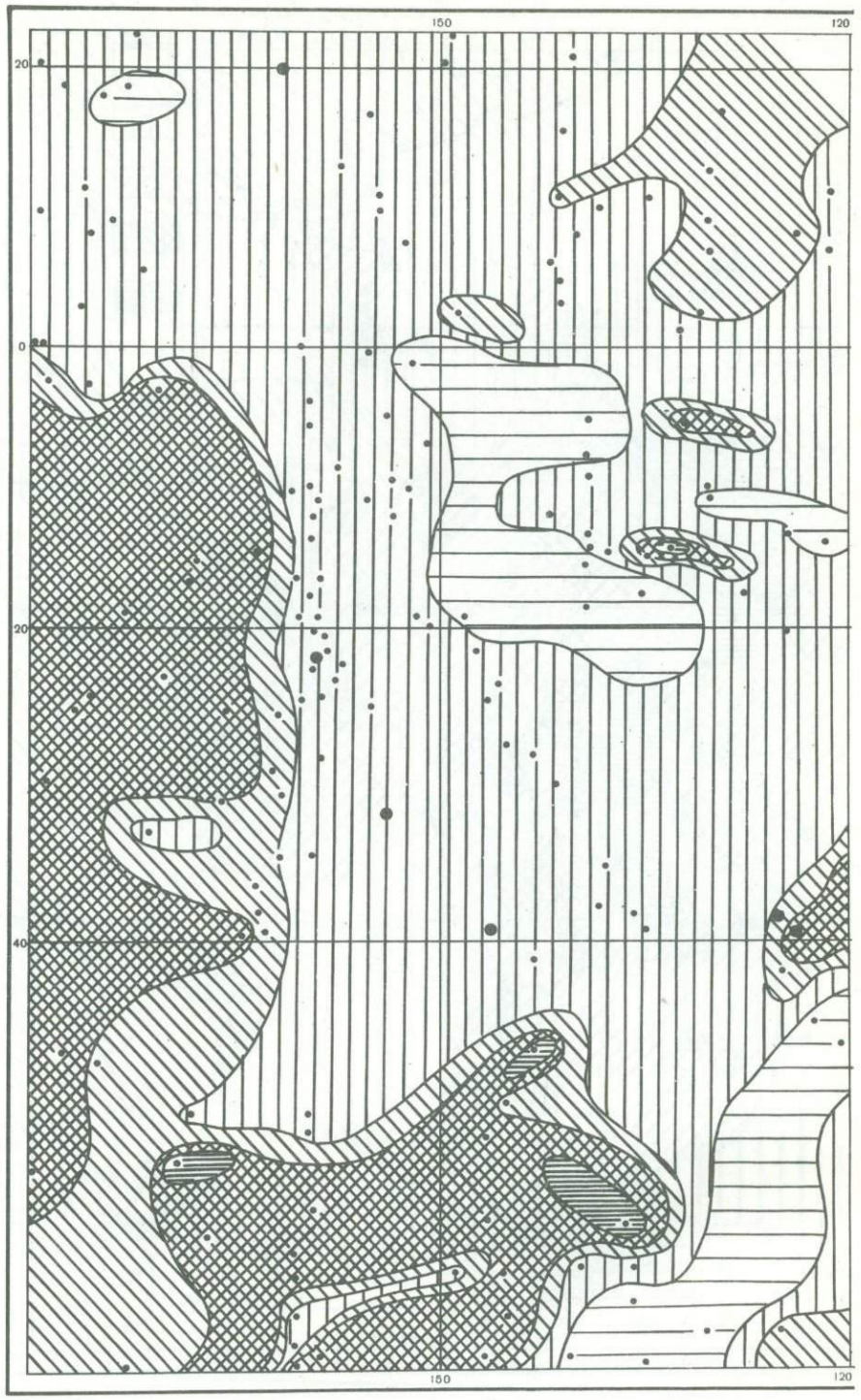


Рис. 2. Распределение Fe в осадках (в % от бескарбонатно-бескремнистого вещества) :
1–5 — содержание: *1* — $<2{,}5$, *2* — 2,5–5, *3* — 5–10, *4* — 10–20, *5* — >20; *6* — литературные данные; *7* — данные 14-го рейса нис "Дмитрий Менделеев"



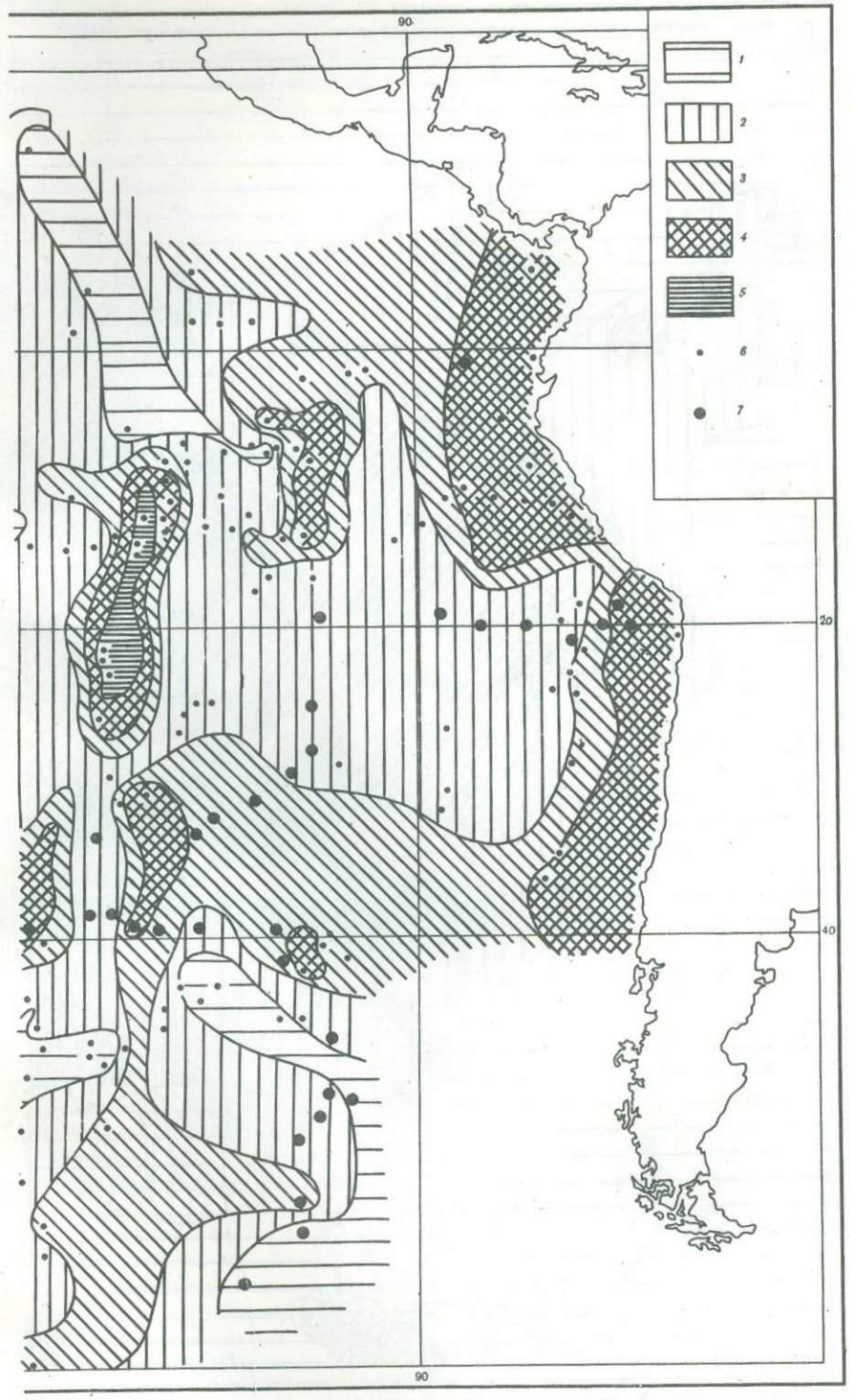
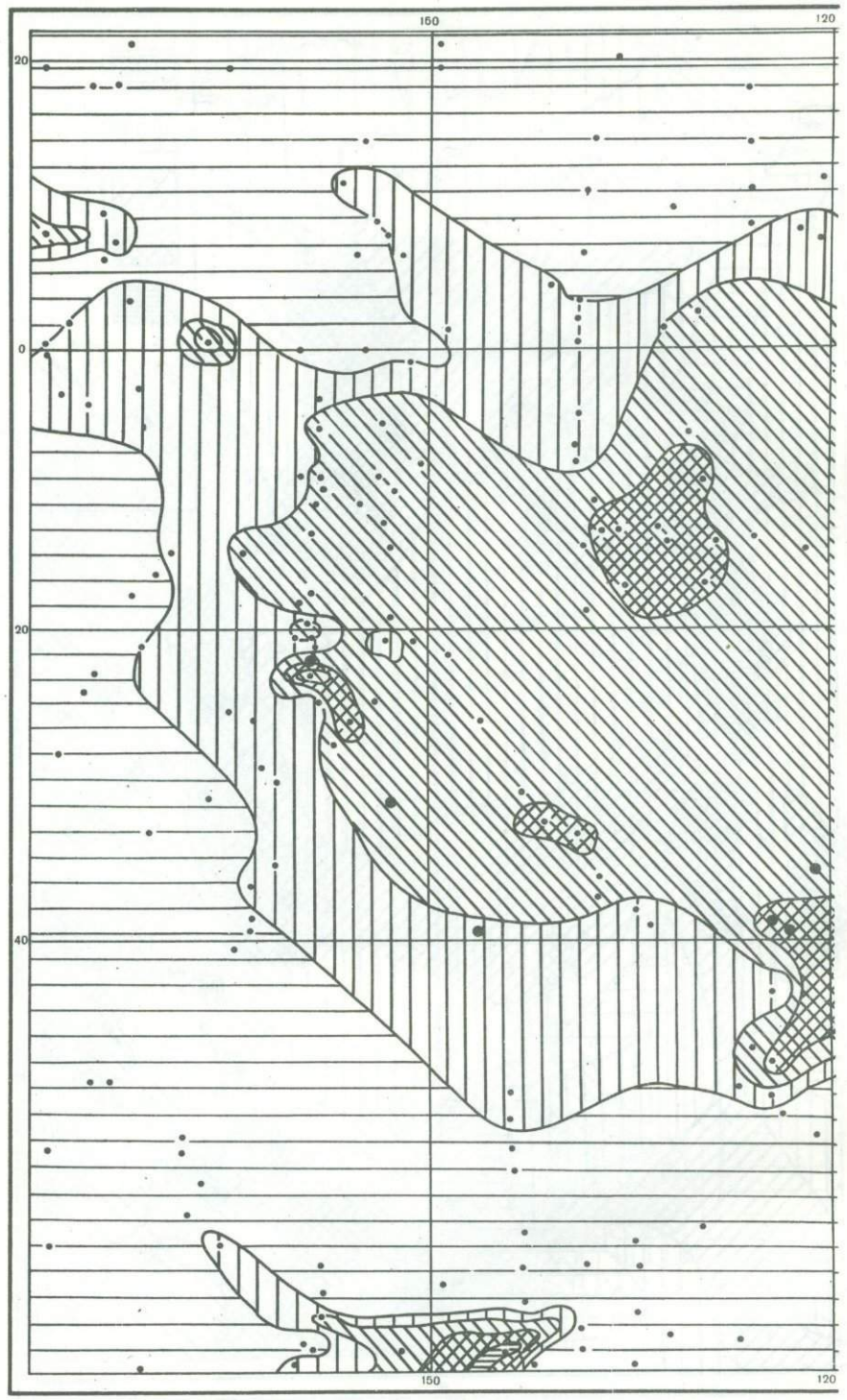


Рис. 3. Распределение величин абсолютных масс Fe (в мг/см^2/1000 лет)

1–3 – содержание: *1* – <1, *2* – 1–5, *3* – 5–10, *4* – 10–25, *5* – >25; *6* – литературные данные; *7* – данные 14-го рейса нис "Дмитрий Менделеев"

1/2 17 934



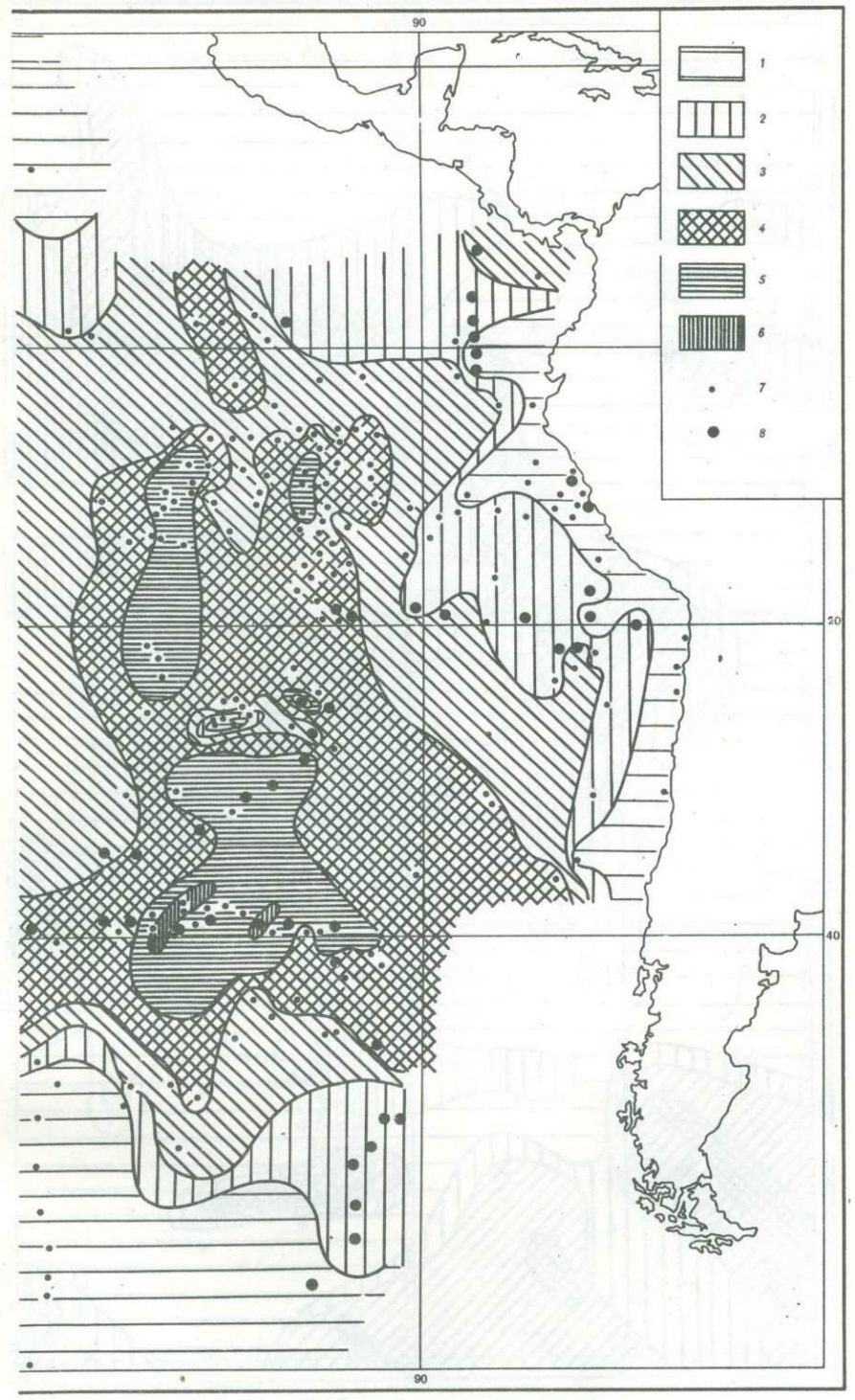
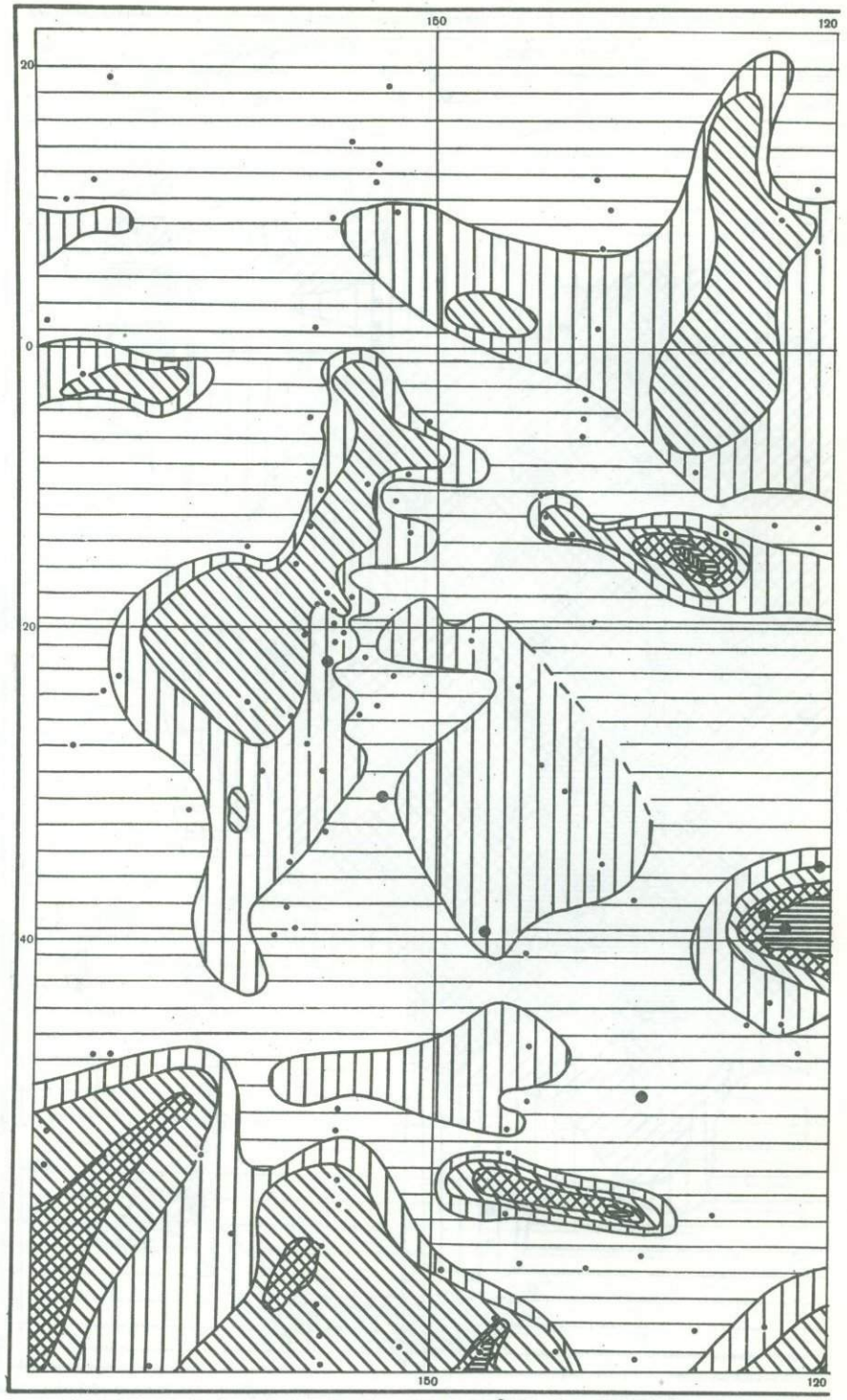


Рис. 4. Распределение Mn в осадках (в % от бескарбонатно-бескремнистого вещества) :

1–6 — содержание: *1* — < 0,5, *2* — 0,5–1, *3* — 1–2,5, *4* — 2,5–5, *5* — 5–10, *6* — > 10; *7* — литературные данные; *8* — данные 14-го рейса нис "Дмитрий Менделеев"



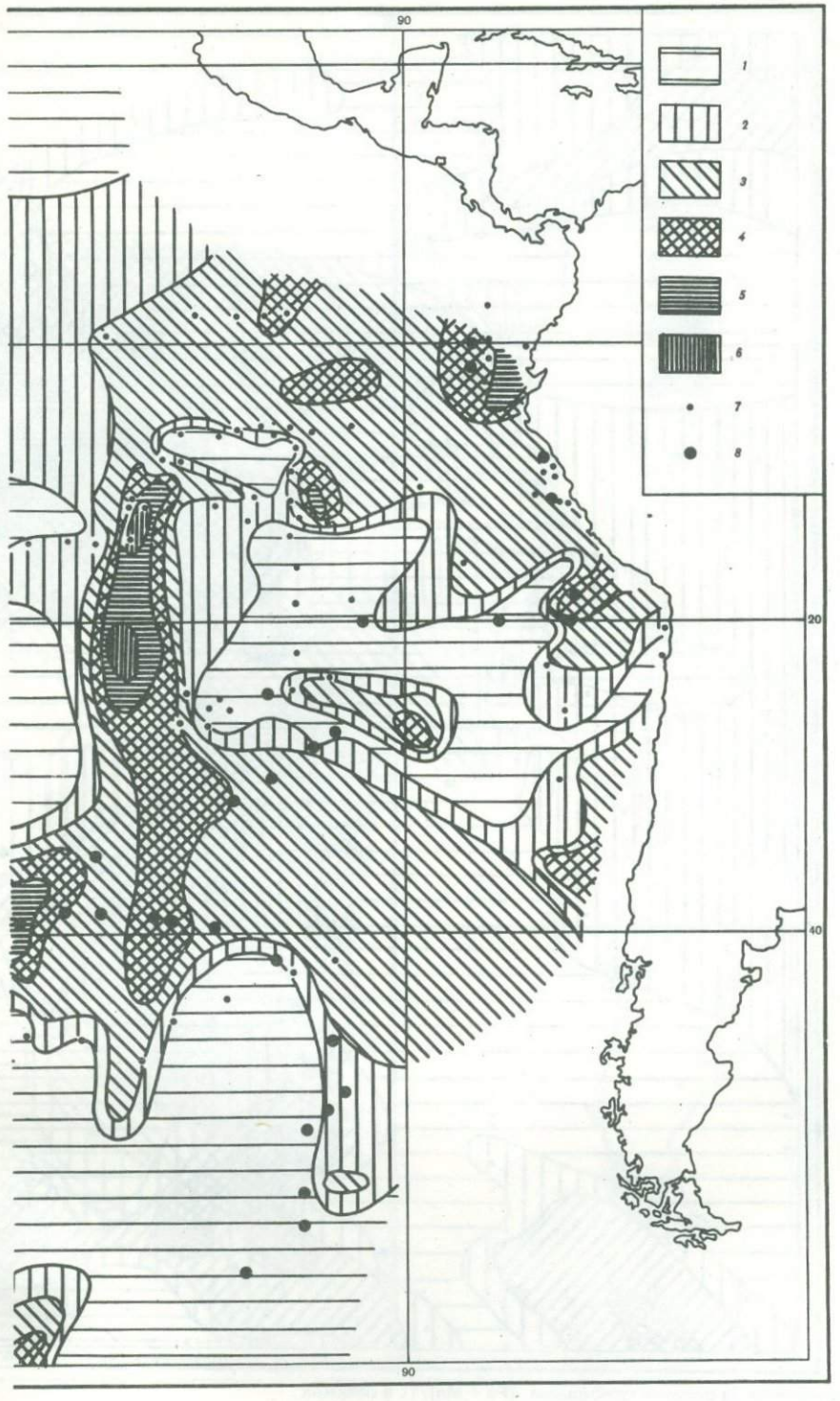
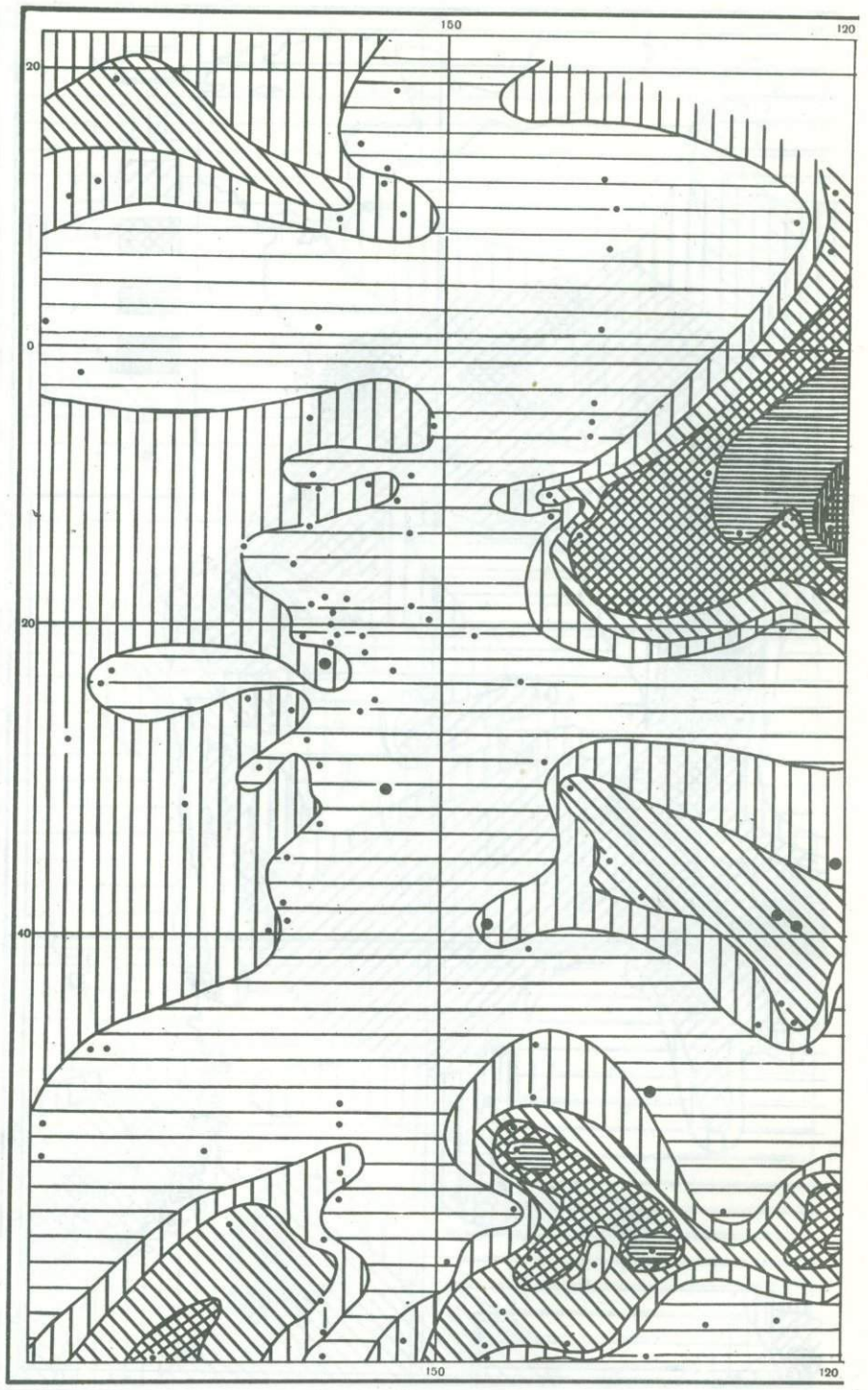


Рис. 5. Распределение абсолютных масс Mn в осадках (в мг/см^2/1000 лет) :

1–6 — содержание: *1* — $<$0,5, *2* — 0,5–1, *3* — 1–2,5, *4* — 2,5–5, *5* — 5–10, *6* — $>$10; *7* — литературные данные; *8* — данные 14-го рейса нис "Дмитрий Менделеев"



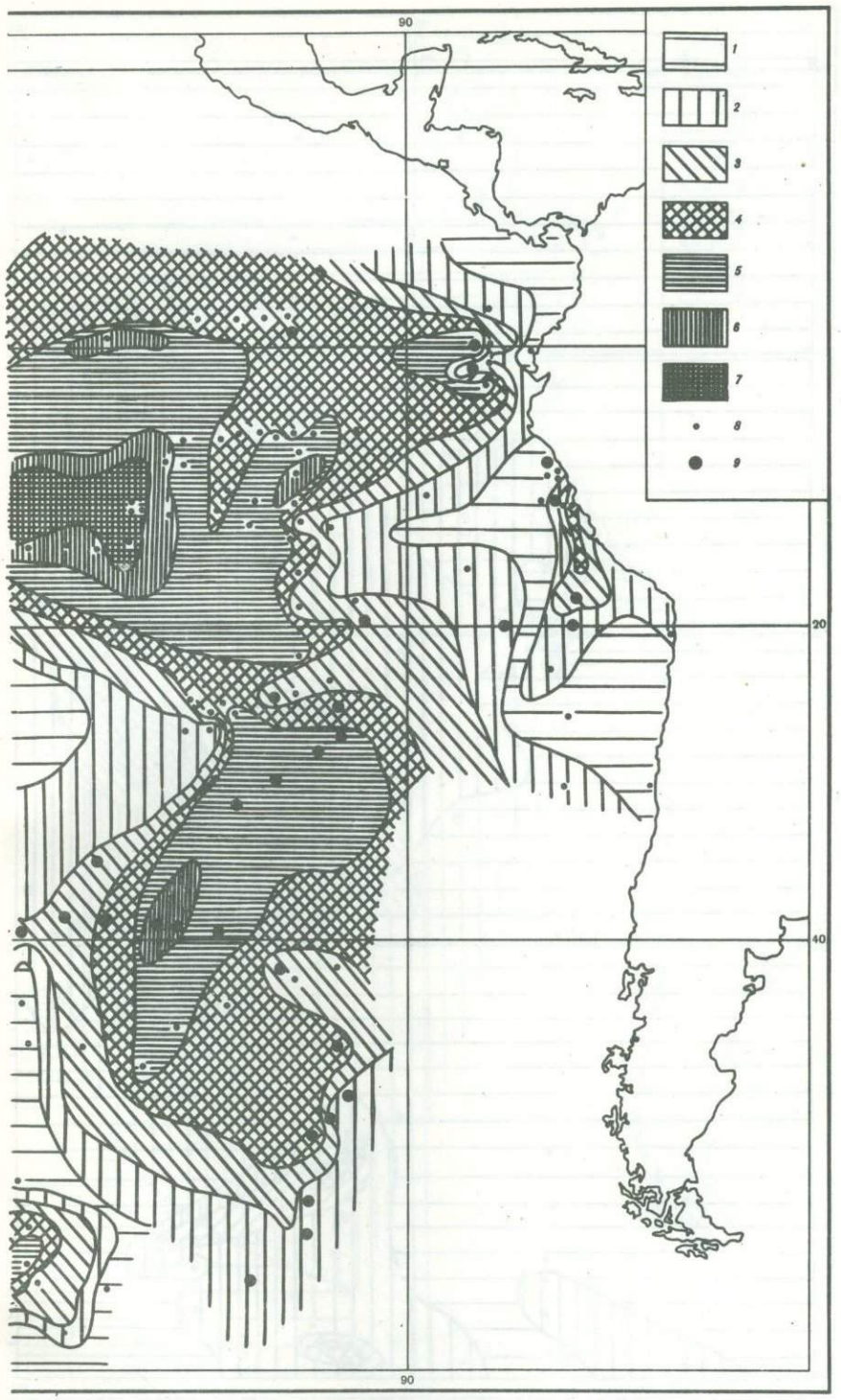
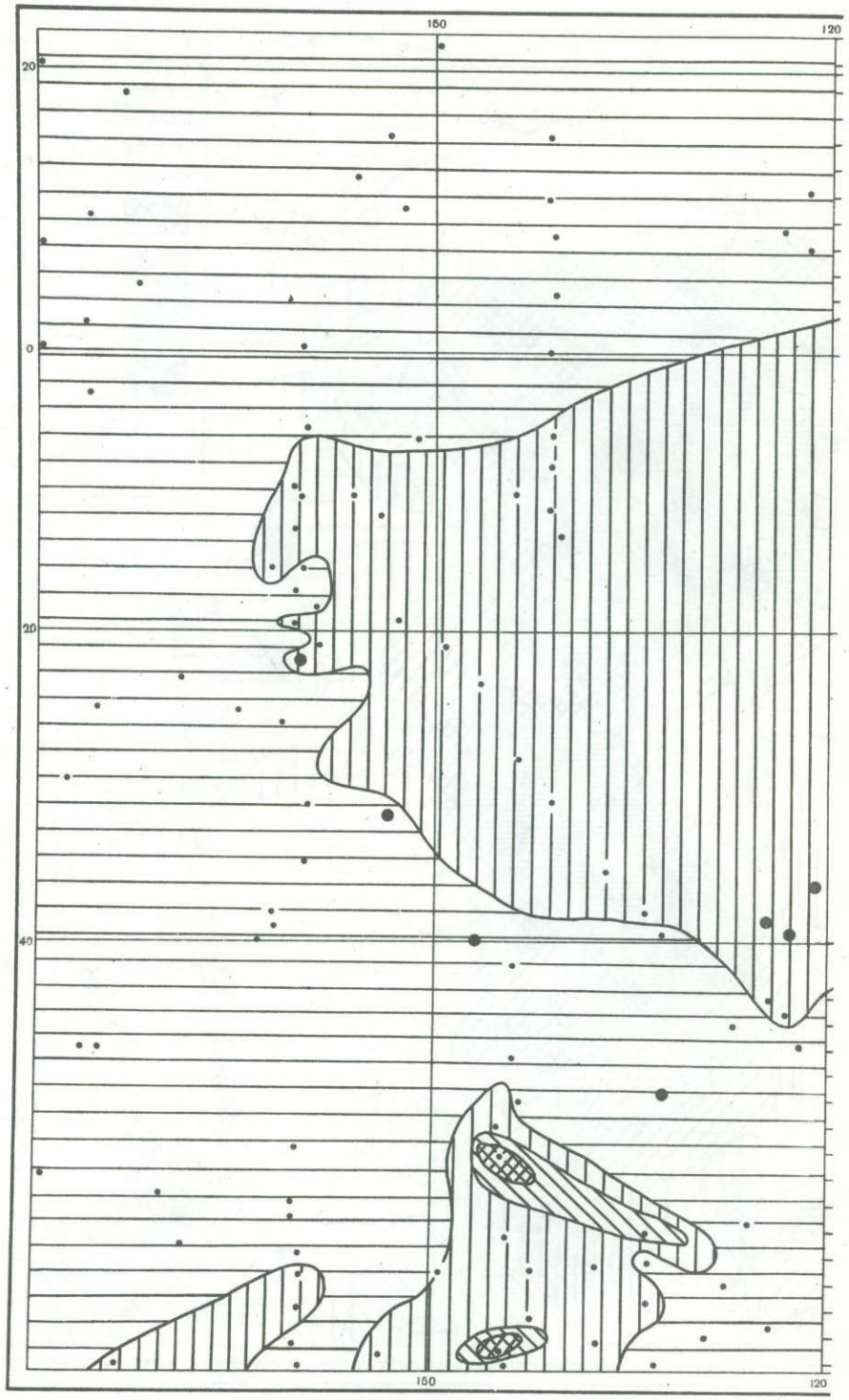


Рис. 6. Распределение величин отношения (Fe + Mn)/Ti в осадках:

1–7 – величины: *1* – < 15, *2* – 15–25, *3* – 25–50, *4* – 50–100, *5* – 100–200, *6* – 200–1000, *7* – > 1000; *8* – литературные данные; *9* – данные 14-го рейса нис "Дмитрий Менделеев"



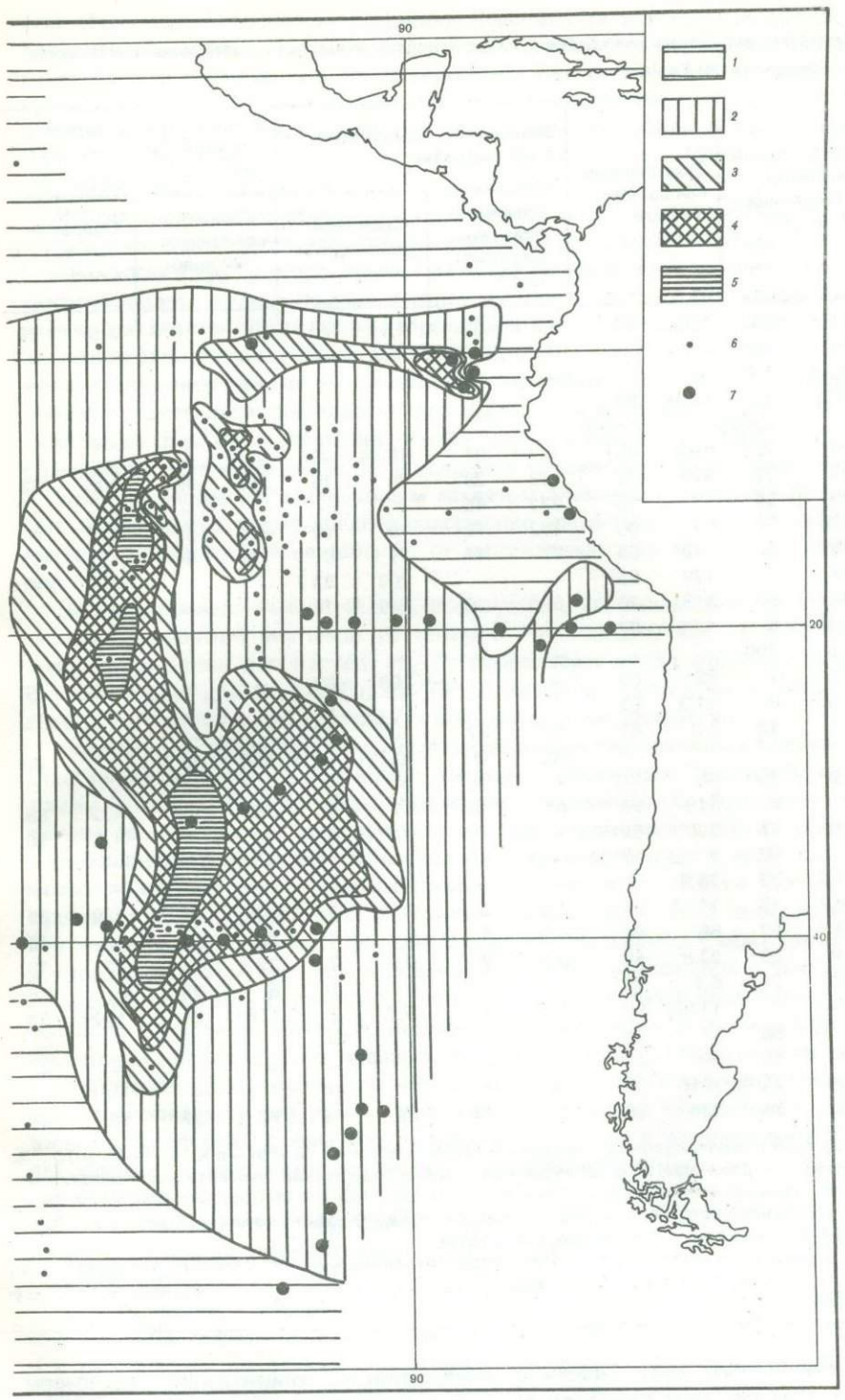


Рис. 7. Распределение величин отношения (Fe + Mn)/Al в осадках:

1–5 – величины: *1* – <1, *2* – 1–5, *3* – 5–10, *4* – 10–25, *5* – >25; *6* – литературные данные; *7* – данные 14-го рейса нис "Дмитрий Менделеев"

Таблица 2

Приблизительная оценка роли различных источников* вещества в металлоносных осадках юго-восточной части Тихого океана

Элемент	Экзогенный источник (пелагический фон)		Эксгаляционная составляющая		Эндогенный (гидротермальный) источник				Вторичный экзогенный источник (захват из морской воды)			
					Срединно-океанические хребты **		Современные моря и океаны ***		Срединно-океанические хребты **		Современные моря и океаны ***	
Si	8,63	53	7,56	47	6,2	37	4,1	25	1,4	10	3,5	22
Ti	0,21	100	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Al	3,32	100	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Fe	2,68	18 Ср.15	14,18	82 Ср.85	–	–	–	–	–	–	–	–
Mn	0,61	12	4,46	88	18,64	85	18,64	85	–	–	–	–
V	52	12	376	78	123	29	70	16	253	49	306	62
Cr	16	55	13	45	332	45	–	–	–	–	–	–
Ni	169	20	657	80	152	18	79	10	505	62	578	70
Co	76	35	142	65	23	11	17	8	119	54	125	57
Pb	27	17	128	83	–	–	203	83	–	–	–	–
Zn	98	24	313	76	660	76	699	76	–	–	–	–
Cd	0,15	8	1,85	92	–	–	–	–	–	–	–	–
Sn	1,5	100	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mo	23	31	52	69	–	–	100	69	–	–	–	–
Sb	1,0	7	13,3	93	–	–	–	–	–	–	–	–
U	0,5	13	3,3	87	5,7 (0,17)	87 (5)	5,2 (0,12)	87 (3,1)	– (82)	– (3,2)	–	(84)
Th	4,9	100	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Zr	7	2	449	98	68	15	47	10	381	83	402	88
Ht	2,0	38	3,2	62	–	–	0,2	4	–	–	3,0	58
Ga	7	88	1	12	–	–	3	12	–	–	–	–
Sc	11,0	30	25,9	70	–	–	–	–	–	–	–	–
La	18,7	12	141,3	68	2,9	2	2	1	138	86	139	87
Ce	59	52	55	48	5,0	4	3	3	50	44	52	45
Sm	5,8	20	23,5	80	0,72	2	0,5	2	22,8	78	23	78
Eu	1,63	21	6,1	79	0,07	1	0,1	1	6	78	6	78
Ba	574	5	11726	95	115	1	284	2	11611	94	11442	93
Li	18	56	14	44	–	–	–	–	–	–	–	–
Rb	26	79	7	21	–	–	–	–	–	–	–	–
F	266	21	1016	79	–	–	–	–	–	–	–	–
B	75	35	135	65	58	28	39	19	77	37	96	46

* В каждой графе левая колонка — вклад каждого источника; Si—Mn — в %, V—B — в $n \cdot 10^{-4}$%, правая колонка — доля каждого источника от общего содержания элемента в металлоносных осадках, в %.

** Расчет эндогенного источника по гидротермальным Fe—Mn-образованиям [Piper e.a., 1975; Scott e.a., 1974; Bonatti e.a., 1976; Moore, Vogt, 1976].

*** Расчет эндогенного источника по составу гидротермальных Fe—Mn-образований [Piper e.a., 1975; Scott e.a., 1974; Bonatti e.a., 1976; Moore, Vogt, 1976; Hot brines..., 1969; Зеленов, 1972; Бутузова, 1969].

центра вулканической деятельности и уменьшении их концентраций с удалением от него; это может свидетельствовать о преимущественном поступлении данных элементов из глубинного источника. Попытаемся приблизительно оценить соотношение собственно эндогенного и "вторичного экзогенного"[1] источников элементов весьма грубым, прикидочным методом, в какой-то степени сходным с методом, использованным выше для выделения эксгаляционной части металлоносных осад-

[1] Образованного в результате захвата из морской воды эндогенным материалом.

ков. Известно, что в районе срединно-океанических хребтов и в других областях современной активной вулканической деятельности в различных тектонических зонах океана и материков обнаруживаются продукты гидротермальной деятельности, представленные железистыми и марганцевыми корками, окисленными железистыми осадками, сульфидной минерализацией [Bonatti e.a., 1976a, b; Зеленов, 1965; Pyper e.a., 1975; Бутузова, 1969; Hot brines..., 1969; Rona, 1976; Scott e.a., 1974; Moore, Vogt, 1976].

Исследования этих образований, характеризующихся относительно высокими скоростями накопления элементов, позволяют предполагать лишь незначительное участие элементов, заимствованных из морской воды, по сравнению с количеством, формирующим металлоносные осадки Тихого океана. Если процессом захвата элементов действительно можно пренебречь, то, используя данные о среднем содержании элементов в гидротермальных продуктах из океанических хребтов, можно по отношению элементов к заведомо "эндогенным" железу и марганцу ориентировочно судить о вкладе эндогенного привноса и соосаждения элементов из морской воды при их накоплении. Чтобы учесть возможные колебания, связанные с различием источника вещества в условиях неодинакового строения земной коры, а также, возможно, и с некоторым захватом элементов из водной фазы, для расчета используется также среднее содержание элементов в современных гидротермальных образованиях независимо от геотектонической зоны, в которой они расположены.

Данные, приведенные в табл. 2, показывают, что независимо от вариаций, связанных с принятой системой расчетов, в "эксгаляционной" компоненте металлоносных осадков для Fe, Mn, Pb, Zn преобладает вклад эндогенного источника. В то же время для Ni, Co, Cu, Zr, TR, Ba вклад морской воды в накопление этих элементов в металлоносных осадках становится определяющим.

Полученные таким образом комплексы элементов, имеющих преимущественно эндогенный источник, и элементов, сконцентрированных "эксгалятивной частью" осадка из океанической воды, подтверждают выводы о характере накопления элементов, полученные в результате анализа закономерностей их распределения в металлоносных осадках [см. статью А.А. Мигдисова и др. в наст. сб.]. Различия касаются оценки роли процесса соосаждения ванадия и бора. Следует еще раз подчеркнуть, что допущение о незначительности процессов соосаждения металлов из морской воды при формировании рассмотренных гидротермальных продуктов не является строгим, основано прежде всего на данных о высоких скоростях накопления этих рудных образований и подкрепляется сведениями об их обедненности металлами, которые, несомненно, заимствуются из морской воды. Все же отрицать наличие этого процесса, по крайней мере в некоторых из рассмотренных образований, по-видимому, нельзя, что видно хотя бы из неоднозначности данных о накоплении в них урана, "водном" характере его отношения к торию и изотопном его составе. Кроме того, определенную роль в неоднозначности данных о накоплении рудных элементов за счет эндогенного источника может играть различная минеральная форма их фиксации и, конечно, различный характер самих гидротерм (по температуре и гидрохимическому типу растворов), как это наблюдается в термальных водах вулканических областей на континенте [Уайт, 1965; Басков, Суриков, 1975; Страхов, 1976].

Тем не менее совпадение полученных данных с результатами сопоставления концентраций элементов в металлоносных осадках со скоростями их накопления и с расстоянием от осевых зон срединно-океанического хребта и трансформных разломов [см. статью А.А. Мигдисова и др. в наст. сб.] позволяет принять эти оценки в качестве предварительных при рассмотрении характера эксгалятивной составляющей металлоносной формации юго-востока Тихого океана.

Несомненно, что полученные нами соотношения вклада разных источников в привнос химических элементов в металлоносные осадки в зависимости от характера "нормальной" пелагической седиментации, интенсивности гидротермальных процессов и физико-химических условий придонного слоя вод от района к району будут существенно меняться.

Поступление в океан экзогенного осадочного материала с континентов, закономерности его миграции и накопления на дне неоднократно рассматривались в литературе и не вызывают особых споров. Что же касается эндогенного источника, то вопрос о его природе широко дискутируется и поэтому подлежит особому рассмотрению.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЭНДОГЕННОГО РУДНОГО ВЕЩЕСТВА МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ

Одним из важнейших вопросов генезиса любого рудного проявления является вопрос об источнике вещества. Для океанических накоплений он неизбежно упирается в проблему металлоносности базальтового ложа океана и мантии. В этом смысле чрезвычайно интересны данные о содержаниях целого ряда рудных элементов, как халькофильных, так и литофильных в океанических лерцолитах, близких по составу исходному гипотетическому пиролиту мантии [Грин, Рингвуд, 1968], и в продуктах их дифференциации по сравнению с их концентрациями в альпинотипных гипербазитах [Барсуков, Дмитриев, 1972, 1975; Барсуков, 1974]. Эти данные выявили относительную обогащенность океанических лерцолитов рудными элементами в среднем более чем на порядок, что позволило поставить вопрос о потенциальных возможностях мантии как источнике рудного вещества, в том числе и для целого ряда литофильных элементов, не свойственных основной и ультраосновной магмам. Отделение базальтовой жидкости от первичного мантийного материала сопровождается выделением наиболее легкоплавкой флюидной фазы, которая, опережая поступление капелек расплава, уходит по порам, а выше, в верхней части коры, по трещинам. По-видимому, эти флюиды могут нести активные к растворению элементы и соединения. Реализация потенциальных возможностей мантии в значительной степени зависит от $P - T$-условий выплавления базальтов, которые определяют петрохимический и минеральный состав их образований, а также от изоморфной емкости минералов в отношении рудных элементов [Барсуков, 1974].

По мнению Г.С. Горшкова [1956, 1974], магматические очаги в коре океанического типа расположены в пределах верхней мантии в слое пониженных сейсмических скоростей, вулканизм является сквозькоровым. Базальтовое ложе сложено исключительно однобразными по составу толеитовыми базальтами. На океанических островах толеитовые базальты ранней стадии вулканизма сменяются щелочными разностями океанических пород, что, как полагают А.А. Маракушев и Л.Л. Перчук [1975], связано с более глубоким заложением области генерации магмы. Промежуточные магматические очаги, где можно было бы ожидать дифференциацию магмы, ассимиляцию рудных химических элементов из пород коры и обособление растворов, отсутствуют.

При очень высоком геотермическом градиенте, как это отмечается под срединно-океаническими хребтами, выплавление идет на небольших глубинах (15—30 км) и количество выплавляющегося расплава невелико. Как показал В.Л. Барсуков [1974], с увеличением глубины выплавления концентрация в базальтах Sn (и, вероятно, Cu, Zn, Au, Ag, Hg) повышается.

Изменение глубины магмообразования влияет и на содержание летучих. Огромное значение летучих для мобилизации рудных элементов требует с особым вниманием отнестись к ресурсам этих агентов переноса при выплавлении базальтовых магм. Сопровождающая сквозькоровый магматизм гидротермальная деятельность, вероятно, очень ослаблена, ибо запасы воды в "мантийной магме" составляют 3—4% [Лихачев, Кривцов, 1975]. Растворимость воды в расплавах основных пород увеличивается с ростом давления, т.е. глубины выплавления.

Большое значение для отделения флюида от расплава имеет содержание в его составе CO_2. Растворимость двуокиси углерода на порядок меньше, чем растворимость воды, и ее добавка повышает упругость паров воды, вызывая вскипание и отделение флюида на бóльших глубинах, чем при его отсутствии. Отделение фдюида вызывает обеднение расплава теми компонентами, растворимость которых

во флюиде выше, расплав же начинает раскристаллизовываться при более высоких температурах, чем до его отделения [Маракушев, Перчук, 1975]. При этом флюид обогащается Na, Fe_{III}, SiO_2.

Согласно К. Бострему [Boström, 1972–1973], разделение примитивного пиролита на перидотит и базальт (которое осуществляется в больших масштабах на глубине вдоль активных хребтов) должно дать возможность летучим элементам и элементам с несовместимыми ионными радиусами покинуть области высоких температур и давлений, вероятно, в виде растворов, обогащенных карбонатом.

Следы отделения флюидной фазы иногда отмечаются в виде кавернозных включений в толеитовых базальтах рифтовых зон. Л.В. Дмитриевым с соавторами [1970] отмечались, по-видимому, непосредственные продукты отделения "несовместимых" элементов с флюидной фазой в разрезе колонки ст. 432 в Атлантическом океане, где песчано-алевритовые прослои с пирокластическим материалом оказались обогащенными Ni, Zn, Co, F, B, Ba, Cr, V, Ag, Hg, Pb, Cu, Sn, Si, т.е. практически теми же элементами, что и металлоносные осадки. Наряду с элементами, свойственными гидротермальному процессу, здесь накапливаются элементы основных и ультраосновных пород. Однако тип пород, обогащенных этими элементами, здесь совсем иной — это не прекрасные сорбенты — гидроокислы Fe и Mn, как в первом случае, а сравнительно грубые осадки, существенный захват которыми элементов из морской воды вряд ли реален. Поэтому факт их обогащения таким набором элементов, по-видимому, и показывает на захват элементов из паро-газовой фазы, как это отмечалось для пеплов Камчатки [Гущенко, 1965], которые переносили от 150 до 500 г/т свинца и олова. Металлоносность, приуроченная к пепловым прослоям в районах сочленения рифтовых зон с разломами и с блоками континентальной коры, отмечалась для Северной Атлантики В.Л. Барсуковым с соавторами [1975].

Следует отметить, что не всегда в очаге происходит обособление из магматического расплава рудного вещества. В отдельных районах океанического дна базальты бывают резко обогащены рудными элементами [Барсуков, Дмитриев, 1975], иногда излишки рудного вещества реализуются в форме комагматических сульфидов [Смирнов и др., 1975]. Бедные летучими магмы, формирующие океанические базальты (в частности, базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия), могут в определенном количестве сохранять летучие и после излияния. Образующиеся при этом зоны закаливания могут захоронить их. Перераспределения летучих при кристаллизации вызывают заметные преобразования материнских пород. Данный процесс с позиций генезиса металлоносных осадков был детально исследован Дж. Корлисом [Corliss, 1971]. Он показал, что химический состав отдельных подушек пиллоу-лав изменяется от внешней коры закаливания к внутренним частям: внутренние части обеднены Fe, Mg, Co, TR, т.е. теми элементами, которыми обогащены металлоносные осадки. По-видимому, корка закаливания отражает состав первичной лавы. Во внутренних же частях подушек при медленном остывании и раскристаллизации происходит постепенное обогащение остаточного флюида названными элементами, который затем по трещинам поступает в окружающую придонную воду и участвует в формировании металлоносного осадка. Аналогичные результаты получены и в 14-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" [см. статью Т.И. Фроловой и др. в наст. сб.].

При глубоководном бурении океана с бурового судна "Гломер Челленджер" были встречены базальты в форме силлов. Их внедрение в уже сформировавшуюся осадочную толщу вызвало резкое уплотнение, иногда перекристаллизацию вещества осадков в непосредственной близости от контактов. В большинстве случаев такие уплотненные осадочные образования пронизаны многочисленными прожилками гидроокислов, а иногда карбонатами железа и марганца, которые отражают миграцию этих элементов из силлов. Однако этот процесс строго локален. Разница в концентрации элементов во внешних и внутренних частях подушек столь мала, что невозможно признать его основным в поставке эндогенной части металлоносных осадков.

В последнее время наиболее широким распространением пользуется гипотеза происхождения рудоносных растворов Восточно-Тихоокеанского поднятия в результате аллометаморфизма, подразумевающего выщелачивание металлов из пород "внешними" флюидами. Они могут быть ювенильными или вадозными. Низкотемпературный гидротермальный метаморфизм может вызвать вынос из базальтов прежде всего железа. Кроме того, указывается на извлечение Mg, Ca, Si, Ni, V и Mo. При повышении температуры становятся подвижными и некоторые другие малые элементы [см. также статью Т.И. Фроловой и др. в наст. сб.].

В тектонически сильно раздробленных зонах морская вода может опускаться по трещинам на значительные глубины и нагреваться. При геотермическом градиенте 100° С/км температура воды уже на глубине 500 м может быть около 50°С. В скважинах в Исландии проникновение морской воды в кору зафиксировано до глубин в 3 км [Bjornsson e.a., 1972]. Исследование изотопного состава кислорода в зеленокаменно перерожденных породах Срединно-Атлантического хребта показало [Muchlenbachs, Clayton, 1971], что в метаморфизме первичных пород принимала участие морская вода.

Согласно К. Деффейсу [Deffeyes, 1970] при взаимодействии с базальтами в морскую воду должны экстрагироваться Fe и Ca, а из воды захватываться Na, Mg, K. По Р. Харту [Hart, 1973], интенсивность взаимодействия и набор выносимых элементов зависят от температуры реакции между морской водой и базальтами.

В этом отношении большой интерес представляют эксперименты по взаимодействию базальтов с морской водой в условиях, которые можно ожидать в пределах океанической коры. Так, Д. Бишофф и Ф. Диксон [Bischoff, Dickson,1975] проводили опыты при температуре 200°С и давлении 500 бар, т.е. в условиях, соответствующих глубинам в 1 км ниже дна. Полученные в лабораторных условиях соотношения металлов в растворе оказались близкими тем, которые обнаружены в природных рассолах с температурой 56°С на дне Красного моря [Brower, Spenser, 1969], где формируются аналогичные осадки, однако их абсолютные содержания были значительно выше — Fe и Mn в 4 раза. Аналогичные эксперименты были проведены А. Хайешем [Hajash, 1975] при температурах 200—500°С и давлениях 500—800 бар. На основании результатов опытов делается вывод о том, что циркулирующая до больших глубин в толще базальтов нагретая вода может обеспечивать вынос металлов в количествах, достаточных для образования металлоносных осадков срединно-океанических хребтов.

Следует отметить, что новые материалы по вулканическим породам, полученные в 14-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев", показали, что активный вынос железа и некоторых других элементов из базальтов в результате взаимодействия с гидротермами наблюдается только в образцах, залегающих близ поверхности дна. Поднятые из более глубоких горизонтов базиты в зонах разломов показывают гидротермальные изменения, не сопровождающиеся заметным выносом железа [см. статью Т.И. Фроловой и др. в наст. сб.]. Этот вывод исключительно важен для оценки роли морской воды в процессах выщелачивания.

Выше были рассмотрены потенциальные источники рудных компонентов металлоносных осадков. Посмотрим теперь, какие индикаторы, указывающие на происхождение гидротермальных растворов, имеются в самих осадках. Это прежде всего изотопы некоторых элементов. Изотопы урана [Лисицын и др., 1976; Veen, Boström, 1971; Bender e.a., 1971; Boström, 1972—1973] в металлоносных осадках указывают на поступление элемента непосредственно из морской воды. На тот же источник указывает и изотопный состав кислорода [Лисицын и др., 1976; Savin, Epstein, 1970; Dymond e.a., 1973]. Соотношение изотопов стронция в металлоносном осадке в целом, в его карбонатной (биогенной) части, а также в бескарбонатном остатке, сложенном преимущественно рудными компонентами, оказалось сходным с наблюдаемым в морской воде [Boström e.a., 1973]. По расчетам Е. Даша с сотрудниками [Dash e.a., 1971], 97% стронция металлоносных осадков извлечено из морской воды, остальные 3% имеют, по-видимому, мантийное происхождение. Материалы по изотопному составу серы в металлоносном осадке в целом [Dymond e.a., 1973] показали, что полученные значения близки к изотопному составу суль-

фата морской воды. Однако в некоторых образцах обнаружено "облегчение" изотопного состава серы, которое, возможно, указывает на некоторую добавку элемента из эндогенного источника. При анализе валового состава осадков довольно трудно было определить степень влияния эндогенного источника из-за большого разбавления серой морской воды. Известно, что металлоносные осадки характеризуются высоким содержанием бария, наиболее обычной минеральной формой которого является барит [Boström e.a., 1973]. Высказывалось предположение, что при формировании барита в металлоносных осадках значительное участие принимает материал, поставляемый из вулканогенных источников. Данные анализа изотопного состава кислорода баритовых конкреций и корок, встреченных на Калифорнийском побережье, не противоречат этой гипотезе [Cortecci, Longinelly, 1972].

При обработке материалов юго-восточной части Тихого океана был проанализирован материал, обогащенный тонкодисперсным баритом. Полученные данные по изотопам серы в барите свидетельствуют о наличии двух источников элемента. На ст. 323 (рейс 35-й "Гломар Челленджер"), где показано формирование металлоносного осадка за счет просачивания рудоносного (гидротермального) раствора через уже образованную осадочную толщу [Bogdanov e.a., 1976], т.е. где обмен с морской водой резко ограничен, сера барита имеет изотопный состав, характерный для гомогенного высокотемпературного источника. Анализ же всех других данных по изотопному составу серы баритов из металлоносных осадков приводит к выводу об ее идентичности с серой морской воды.

Изотопы свинца в металлоносных осадках указывают на поступление по крайней мере части его из ювенильного источника [Dash e.a., 1971; Dymond e.a., 1973].

Анализ возможных моделей образования рудоносных флюидов, а также изучение состава формирующихся за их счет металлоносных осадков убеждают в том, что природа компонентов гетерогенна. По-видимому, следует отказаться от широко распространенного мнения о том, что единственным источником рудоносных флюидов является морская вода, выщелачивающая металлы из базальтов, а магматизм играет лишь пассивную роль нагревателя этой воды. Вряд ли правильно, однако, считать ювенильные растворы единственными поставщиками рудных элементов. Аналогичные выводы о сложном составе гидротерм могут быть сделаны и из обширной литературы по термальным водам вулканических областей континентов и островов [Пийп, 1973; Набоко, 1959, 1974; Иванов, 1960, 1964; Толстихин, 1962; Уайт, 1965; Басков, Суриков, 1975; и др.].

В тектонически сильно раздробленных участках океанической коры создаются мощные дренирующие системы, в которых в приповерхностных горизонтах происходит смешивание поднимающихся из глубин ювенильных растворов и "вадозных" гидротерм. Их совместное участие в мобилизации и транспорте рудных компонентов в придонные воды и обеспечивает формирование металлоносных вулканогенно-осадочных (эксгаляционно-осадочных) образований. Возникает вопрос: можно ли оценить относительную роль, которую играют в составе эндогенного источника ювенильные и вадозные флюиды? Думается, что время для сколько-нибудь строгого и доказательного решения этого вопроса еще не настало.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ

Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана, как было показано ранее, гетерогенны. В придонных водах происходит смешение экзогенного осадочного материала и эндогенных рудных компонентов, которые в силу большой сорбционной емкости обеспечивают захват значительного количества микроэлементов из морской воды. Формирование самих осадков является уже чисто осадочным процессом. Если для отдельных районов является установленным, что внедрение рудоносных флюидов происходит снизу в уже сформированную осадочную толщу [Bogdanov e.a., 1976], то осадки изученной части океана, связанные со спрединговыми зонами (Восточно-Тихоокеанское поднятие и Галапагосский рифт), являются, судя по всему, типичными вулканогенно-осадочными образованиями. Данные, полу-

ченные в последнее время, особенно собранные в 14-м рейсе судна "Дмитрий Менделеев", указывают на то, что поступление эндогенного материала идет преимущественно в наддонную воду, а уже затем происходят седиментация и образование вулканогенно-осадочного (или эксгалятивно-осадочного) ила.

Совсем недавно Н.М. Страхов [1976], основываясь на отсутствии данных об изменении состава иловых вод, а также отсутствии повышенных концентраций взвешенных и растворенных железа и марганца в зоне активных хребтов, сделал вывод о том, что поступление гидротермального вещества преимущественно происходит в уже сформированный осадок, а обогащение рудными элементами осадков идет за счет диффузии гидротермальных растворов.

Приведенные в настоящем сборнике новые данные дают ряд доказательств тому, что этот механизм все же не является характерным для металлоносных осадков всего срединного хребта. Кратко перечислим имеющиеся данные:

1. Обратная зависимость степени накопления значительной части малых и редких элементов в металлоносных осадках от скорости образования последних, что хорошо интерпретируется как следствие захвата этих элементов из морской воды поступающими с гидротермами гидроокислами Fe и Mn [см. статью А.А. Мигдисова и др. в наст. сб.].

2. Обратная зависимость степени накопления рудных элементов от расстояния до оси хребта прослеживающаяся на многие сотни километров и не может быть объяснена диффузией гидротермы в осадке в обе стороны от осевой зоны. Поскольку, как и в предыдущем случае, эта картина статистическая, т.е. выявляющая усредненность действия фактора, то и свидетельствует она о преимущественном протекании процесса в водной толще [см. статью А.А. Мигдисова и др. в наст. сб.].

3. В районе Галапагосского рифта и во впадине Хесса, где установлено интенсивное проявление гидротермальной деятельности [Розанова, 1976; Мурдмаа, Розанова, 1976, а также см.ст. Т.И. Фроловой и др. в наст. сб.], механизм поступления гидротерм удалось наблюдать непосредственно, подобно тому, как это было ранее выявлено в районе вулканов Бану-Вуху и Санторин [Зеленов, 1965; Бутузова, 1969]. Однако в отличие от этих наблюдений нами было вскрыто изменение в водной толще содержания как растворенной, так и взвешенной форм железа, марганца, цинка. В зонах проявления гидротермальной активности было обнаружено высокое содержание этих элементов в самых придонных слоях воды. Резко увеличиваются концентрации элементов (включая и медь) во взвешенной форме (Fe – до 36,0; Mn – до 3,19 и Cu – до 2,26 мкг/л), тогда как в растворе их содержание резко падает (почти до аналитического нуля). Выше придонного слоя воды содержание указанных элементов во взвеси падает, а в растворе повышается до обычного для морской воды. Кроме того, отмечается, что аномальное содержание элементов во взвеси протягивается в меридиональном направлении вкрест молодому Галапагосскому рифту на 100 км [см. статью В.В. Гордеева и др. в наст. сб.]. Картина – сходная с обнаруженной в районе Срединно-Атлантического хребта [Betzer e.a., 1974]. Таким образом, налицо поступление растворов в наддонную воду, коагуляция и образование взвеси, обогащенной рудными элементами, захват ею элементов из морской воды и, наконец, распространение аномалии вкрест оси рифтовой зоны на большие расстояния.

4. Новые данные относительно состава иловых вод на широтном и субширотном пересечениях оси хребта по 39–30° ю.ш. показали обогащение верхних горизонтов иловых вод рудными элементами (см. статью О.В. Шишкиной и др. в наст. сб.], что вряд ли могло произойти при внедрении растворов в осадок, минуя наддонную воду.

В литературе отмечалась [Розанова, 1976; Мурдмаа, Розанова, 1976] находка в пределах впадины Хесса метасоматически измененного голубовато-серого фораминиферового песка, в котором карбонат почти полностью замещен мелкочешуйчатым агрегатом керолита и пирротином. В пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия это, пожалуй, единственные находки продуктов взаимодействия гидротермы с осадком. Во всех остальных случаях мы фиксируем

неизмененные осадки, либо выход гидротермы из базальтового слоя в участках, лишенных осадочного покрова. Возможно, интервал формирования базальтов и постмагматических проявлений невелик и гидротермальная деятельность фиксируется в чехле осадков только в районах очень высоких скоростей седиментации. В случае впадины Хесса это чаще всего эдафогенные осадки, отложенные в результате действия обвалов, оползней и суспензионных потоков. Аналогичные гидротермальные проявления обнаружены в турбидитовой толще рифтовой зоны Индийского океана [Безруков и др., 1972].

Механизм образования металлоносных осадков, как это отмечалось многими авторами [Boström, Peterson, 1969; Bender e.a., 1971; Лисицын и др., 1976], представляется как вынос главным образом в придонную воду и лишь частично в уже сформированный осадок [Страхов, 1976; Bogdanov e.a., 1976; Скорнякова и др., 1971] рудоносными растворами, Fe и Mn, а также ряда малых элементов (Zn, Pb и др.).

В результате окисления и коагуляции гидроокислов происходит соосаждение и концентрирование из морской воды широкой гаммы элементов. При этом от скорости поступления рудного вещества зависит и степень захвата в нем элементов из морской воды. Чем больше абсолютная масса, поступающая в осадок в единицу времени, чем меньше время контакта взвеси гидроокислов с водной массой, которое лимитирует объемы воды, откуда захватывается элемент, тем меньше концентрация в металлоносном осадке редких элементов, названных выше "вторично экзогенными" [см. статью А.А. Мигдисова и др. в наст. сб.]

Именно этот вариант реализуется в осевой части хребтов в отличие от фланговых зон. Кинетика процессов сорбции и соосаждения, соотношение скоростей захвата элементов, содержания элементов в воде, скорости массопереноса в придонных водах, наконец, скорости накопления рудного вещества в осадке создают наблюдаемую на профилях через осевую зону хребта картину распределения большей части элементов. Именно в связи с резко различающейся кинетикой этих процессов при образовании металлоносных осадков и конкреций набор элементов в последних не заключает в себе отношения, свойственные морской воде, как в первых, а выявляет специфические черты, определяемые медленным селективным окислением и накоплением некоторых элементов (как, например, Ce) в океанических конкрециях.

МАСШТАБЫ ПРОЦЕССА ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Попытки оценить масштабы эндогенного привноса рудных компонентов в общем накоплении осадочного материала на океаническом дне предпринимались неоднократно. Так, для Мирового океана Н.М. Страхов [1976] приводит реальную долю глубинного вещества в общей массе накапливаемого на дне материала, равную 1,5±0,7% или 1,7±0,8%. Исходя из новых данных, приведенных в настоящем сборнике, мы можем определить, какая доля химических элементов, накапливаемых на Тихоокеанском дне, концентрируется в металлоносных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия.

На карте распределения абсолютных масс бескарбонатного материала в пределах области распространения металлоносных осадков ($Fe_{беск} \geqslant 10\%$) методом взвешивания определена суммарная масса осадочного материала, накапливаемая за 1000 лет. Оказалось, что на площади в $10 \cdot 10^6$ км^2 (что составляет примерно 10% площади Тихого океана, без окраинных морей) накапливается около $4 \cdot 10^9$ т абиогенного осадочного материала в 1000 лет (в среднем – 40 мг/см^2/1000 лет). Зная содержание химических элементов в металлоносных осадках, можно рассчитать их массы, накапливающиеся за 1000 лет (табл. 3).

В табл. 3 приведены также расчеты по питанию Тихого океана химическими элементами с континента. Из таблицы видно, что в металлоносных осадках только накапливающийся с эксгалятивными компонентами марганец и барий составляют целые проценты от общей их поставки с континентов. Остальные элементы не

Таблица 3

Накопление химических элементов в металлоносных осадках

Элемент	Накопление элементов в металлоносных осадках, 10^6 т/1000 лет			Поступление в Тихий океан с континентов, 10^6 т/1000 лет			Отношение	
	валовое	при нормальном пелагическом процессе	с эксгалятивными компонентами (*а*)	твердый сток	растворенный сток, (*б*)	общий сток, (*в*)	*а* /*в*·100	*а*/*б*·100
Si	650	350	300	1824000	28200	1852000	0,02	1,1
Al	130	130	0	594000	740	595000	0	0
Ti	4	8(?)	—	28600	14	28600	—	—
Fe	680	110	570	364000	1900	366000	0,1	30
Mn	200	25	175	78600	46	7910	2,2	380
V	1,7	0,21	1,5	900	4,6	900	0,2	30
Cr	0,12	0,07	0,05	930	4,6	930	0,006	1
Ni	3,3	0,68	2,62	600	115	710	0,4	2,3
Co	0,87	0,31	0,56	130	1,4	130	0,4	40
Cu	4,2	0,5	3,7	570	32	600	0,6	12
Pb	0,62	0,11	0,51	1050	4,6	1060	0,05	11
Zn	1,6	0,39	1,21	2220	92	2310	0,06	1,3
Zr	1,8	0,28	1,52	1430	12	1440	0,1	12
Hf	0,021	0,008	0,013	21	—	21	0,06	—
Ga	0,032	0,030	0,002	130	0,5	130	0,002	0,4
Sb	0,057	0,004	0,053	14	4,6	18,6	0,3	1,2
Ba	60	1,3	58,7	2740	92	2830	2,1	64

превышают десятые и сотые доли процента. Однако следует учитывать, что полная терригенная поставка в Тихий океан составляет $1751 \cdot 10^6$ т/год, а в пелагиаль океана проникает, по нашим подсчетам, только около 7% стока. Основная масса терригенного материала остается в береговой зоне моря. Таким образом, приведенные в таблице процентные количества должны быть существенно увеличены.

Правильнее было бы сопоставлять объемы химических элементов, накапливающиеся с эксгаляционными компонентами, с их количеством, поставляемым в океан с растворенным стоком. Такие подсчеты приведены в табл. 3. Из нее следует, что количество марганца, концентрирующегося в металлоносных осадках, примерно в 4 раза превышает его растворенный сток в океан, тогда как железа, ванадия, кобальта, меди, свинца, циркония, бария в 2—10 раз меньше. Если учесть, что площадь распространения металлоносных осадков составляет всего 10% площади Тихого океана, то можно видеть, насколько значительны процессы концентрирования химических элементов в этих уникальных образованиях. Этот вывод близок к расчетам М. Лиля [Lyle, 1976]. Привнос марганца гидротермальными растворами в $9 \cdot 10^{11}$ г/год, что по сравнению с приведенной им оценкой растворенного марганца, выносимого реками ($2{,}5 \cdot 10^{11}$ г/год) оказывается существенно (в 3 раза) бóльшим поставки в растворе с континентов.

Конечно, эти сопоставления приближенны. Химические элементы, поставляемые с континентов в форме взвеси, по-видимому, могут в океанической воде частично переходить в раствор. Но даже такие прикидочные расчеты показывают, что вулканически активные районы срединно-океанических хребтов и, прежде всего, Восточно-Тихоокеанское поднятие, не только играют огромную роль в выносе в океан с гидротермальными растворами ряда химических элементов, но и оказывают существенное влияние на поведение многих элементов, поставляемых с экзогенным осадочным материалом.

Багин В.И., Багина О.А., Богданов Ю.А., Гендлер Т.С., Лебедев А.И., Лисицын А.П., Печерский Д.М. Железо в рудоносных осадках депрессии Бауэр и Восточно-Тихоокеанского поднятия. — Геохимия, 1975, № 3.

Балашов Ю.И. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976.

Барсуков В.Л. Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974.

Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В. О верхней мантии Земли как о возможном источнике рудного вещества. — Геохимия, 1972, № 12.

Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В. О роли мантийных источников рудного вещества в формировании и размещении некоторых месторождений полезных ископаемых. — Геол. рудн. месторожд., 1975, **17**, № 4.

Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В., Удинцев Г.Б. Металлоносность верхней мантии Земли и проблема рудообразования. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1974, т. 3.

Барсуков В.Л., Удинцев Г.Б., Сущевская Т.М., Волосов А.Г., Кортачовская В.С., Князева С.Н. О металлоносности вулканогенно-осадочных пород Северной Атлантики. — Геохимия, 1975, № 8.

Басков Е.А., Суриков С.Н. Гидротермы Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1975.

Безруков П.Л., Богданов Ю.А., Мурдмаа И.О., Романкевич Е.А. Донные осадки рифтовой зоны Индийского океана. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.; Наука, 1972, т. 1.

Бутузова Ю.Г. Современный вулканогенный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. М.: Наука, 1969.

Гаврилов А.А. Эксгаляционно-осадочное рудонакопление марганца. М.: Недра, 1972.

Горшков Г.С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. — ДАН СССР, 1956, **106**, № 4.

Горшков Г.С. Новая глобальная тектоника и вулканизм. Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.

Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968.

Гущенко И.И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М.: Наука, 1965.

Дмитриев Л.В., Барсуков В.Л., Удинцев Г.Б. Рифтовые зоны океана и проблемы рудообразования. — Геохимия, 1970, № 8.

Зеленов К.К. Некоторые особенности подводного вулканизма на примере вулкана Бану-Вуху (Индонезия). — В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М.: Наука, 1965.

Иванов В.В. Основные закономерности распространения и формирования термальных вод Дальнего Востока СССР, — В кн.: Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР. М.: Центр. ин-т курорт. и физиотер., 1960.

Иванов В.В. Основные геохимические обстановки формирования гидротерм областей современного вулканизма. — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974.

Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Мурдмаа И.О., Серова В.В., Зверинская И.Б., Лебедев А.И., Лукашин В.Н., Гордеев В.В. Металлоносные исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976.

Лисицын А.П., Гордеев В.В. О химическом составе взвеси и воды морей и океанов. — Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3.

Лихачев А.А., Кривцов А.И. Об источниках и возможных путях концентрации рудного вещества. — Сов. геол. 1975, № 5.

Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Основные направления эволюции магматизма в развитии земной коры. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М.: Изд-во МГУ, 1975.

Мурдмаа И.О., Прокопцев Н.Г. О находке спилита в рафтовой зоне Аравийско-Индийского подводного хребта. — ДАН СССР, 1968, **18**, № 2.

Мурдмаа И.О., Розанова Т.В. Донные отложения впадины Хесса. — В кн.: Геолого-геофизические исследования юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976.

Набоко О.И. Вулканические эксгаляции и продукты реакций. М.: Изд-во АН СССР, 1959.

Набоко О.И. Современные гидротермальные процессы и их связь с тектономагматической активностью. Петропавловск-Камчатский, 1974.

Пийп Б.И. Термальные ключи Камчатки. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963.

Розанова Т.В. О кероли́те, пирротине и троилите в осадках впадины Хесса. — Литол. и полезн. ископ., 1976, № 2.

Розанова Т.В., Батурин Г.Н. О рудных гидротермальных проявлениях на дне Индийского океана. — Океанология, 1971, № 6.

Скорнякова Н.С. Рассеянное железо и марганец в осадках Тихого океана. — Литол. и полезн. ископ., 1964, № 5.

Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О., Зенкевич Н.Л., Горбунова З.Н. О фациальной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана. — В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971.

Смирнов В.И. О металлогении океана, — Геол. рудн. месторожд. 1975, **17**, № 1.

Смирнов В.И. Металлогения океана. — Природа, 1976а, №1.

Смирнов В.И. Эволюция источника минерального вещества эндогенных рудных месторождений в истории развития земной коры. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976б.

Смирнов В.И., Богданов Ю.А., Бородаев Ю.С., Старостин В.И., Фролова Т.И. Сульфидная минерализация в основных породах Тихого океана. — ДАН СССР, 1975, **223**, № 1.

Страхов Н.М. Проблемы современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976.

Страхов Н.М., Штеренберг Г.Е., Калиненко В.В., Тихомирова Е.С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М.: Наука, 1976.

Толстихин Н.И. Некоторые вопросы формирования ювенильных вод складчатых областей. — Материалы по геол. и полез. ископ. Якутск. АССР, 1962, вып. 10.

Уайт Д.Е. Термальные воды вулканического происхождения. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965.

Флоренский К.П. К вопросу об изучении вулканических газов. Труды/Лабор. вулканол. АН СССР, 1958, вып. 13.

Bender M., Broecker W., Garnitz V., Middel U., Kaye R., Sun S.S., Biscaye P. Geochemistry of three cores from the East Pacific Rise. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, **12**, N 4.

Betzer P.R., Bolger W.G., McGregor B.A., Rona P.A. The Mid-Atlantic Ridge and its effect on the composition of particulate matter in the deep ocean. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1974, **55**, N 4.

Bischoff J.L., Dickson F.W. Seawater — basalt interaction at 200°C and 500 bars: implication for origin of sea-floor heavy-metal deposits and regulation of seawater chemistry. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, **25**, N 3.

Bjornsson S.S., Andersson S., Tomasson T. Economic evaluation of the Reykianes thermal brine area. — Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, **56**, N 12.

Bogdanov Ju.A., Lisitzin A.P., Lukashin V.V., Gordeev B.B., Zverinskaya I.B., Zeldina B.B., Kurinov A.D., Zhivago V.N. Chemical composition of sediments. — In: Initial Repts of DSDP. Washington: U.S. Govt. Print. Off., 1976, v. 35.

Bonatti E. Mehanism of deep-sea volcanism in the South Pacific. — In: Researches in Geochemistry / Ed. P.H.Abelson, N.Y. : Wiley, 1967, v. 2.

Bonatti E. Metallogenesis at oceanic spreading centers.— Annual Reviews of Earth and Planet. Sci., 1975, **3**.

Bonatti E., Guerstein-Honnorez M.B., Honnorez J., Stern C. Hydrothermal pyrite concretions from the Romanche trench (Equatorial Atlantic): metallogenesis in oceanic fracture zones. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976a, **32**, N 1.

Bonatti E., Zerbi M., Kay R., Rydell H. Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalent of modern deposits from oceanic spreading centers. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1976b, **87**, N 1.

Boström K. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. — Stockholm, Contribs, Geol., 1972—1973, **27**.

Boström K., Joensin O., Moore C., Bostrom B., Dalsiel M., Horowits A. Chemistry of barium in pelagic sediments. — Lithos. 1973, 6.

Boström K., Peterson M.N.A. Origin of aluminium-poor ferromanganoan sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise. — Mar. Geol., 1969, **7**, N 5.

Brower P.G., Spenser D.W. A note of the chemical composition o' he Red Sea brines. — In: Hot brines an recent heavy metal deposits in the Red sea. N.Y.: Springer Verl., 1979.

Corliss J. The origin of metal — bearing submarine hydrothermal basalts. — J. Geophys. Res., 1971, **76**, N 33.

Cortecci G., Linginelli A. Oxyden-isotope variation in a barite slab from the sea bottom of southern California. — Chem. Geol., 1972, **9**, N 2.

Cronan D.S. Basal metalliferous sediments from the eastern Pacific. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1976, **87**, N 6.

Dash F.J., Dymond J.R., Heath G.R. Isotopic analysis of metalliferus sediments from the East Pacific Rise. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, **13**, N 1.

Deffeyes K.S. The axial valley: a steady-state feature of the terrain. — In: The megatectonics of continents and oceans /Ed. H.Johnson, B.Smith. N.Y.: Ratyers Iniv. Press., 1970.

Dymond I., Corliss J.R., Field C.W., Dasch E.F., Veen H. Origin of metalliferous sediments from the Pacific ocean. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, **84**, N 10.

Dymond J., Veeh H.H. Metal accumulation rates in the South-East Pacific and the origin of metalliferous sediments. — Earth Planet. Sci. Letters, 1975, **28**, N **1**.

Hajash A. Hydrothermal processos along Mid-Ocean Ridges: an experimental investigation. — Contribs Miner. and petrol., 1975, **53**, N 3.

Hart R. A model for chemical exchange in the basalt —seawater system of oceanic layerr I I. —Canad. J. Earth Sci., 1973, **10**, N 6.

Horowitz A. The distribution of Pb, Ag, Sn, Tl and Zn in sediments on active oceanic ridges. — Mar. Geol., 1970, **9**, N 4.

Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red sea/Ed. E.T. Degens, D.A. Ross. N.Y.: Springer Verl., 1969.

Lyle M. Estimation of hydrothermal manganese input to the oceans. — Geology, 1976, **4**, N 12.

Moore W.S., Vogt P.G. Hydrothemal manganese crusts from two sites near the Galapagos spreading axis. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, **29**, N 2.

Mulhlenbachs K., Clayton R.N. The oxygen isotope geochemistry of submarine green-stones. — Trans. Amer. Geophys., Union, 1971, **52**, N 5.

Pyper D.Z. Origin of metalliferous sediments from the East Pacific Rise. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, **19**, N 1.

Pyper D.Z., Veen H.H., Betrand W.G., Chase R.L. An iron-rich deposits from the North east Pacific. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, **26**, N 1.

Rona P.A. Pattern of hydrothermal mineral deposition. Mid-Atlantic Ridge crest at Latitude 26° N. — Mar. Geol., 1976, **21**.

Savin S.M., Epstein S. The oxygen hydrogen isotope geochemistry of ocean sediments and shales. — Geochim. et cosmochim. acta, 1970, **34**, N 1.

Sayles F.L., Ku T.L., Bowker P.S. Chemistry of ferromanganoan sediment of the Bawer Deep. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, **86**, N 10.

Scott M.R., Scott R.B., Rona P.A., Butler L.W., Nalwalk A.J. Rapidly accumulating manganese deposit from the median valley of the Mid-Atlantic Ridge. — Geophys. Res. Lett., 1974, **1**.

Stover C.W. Seismicity and tectinis of East Pacific ocean. — J. Geophys. Res., 1973, **78**, N 23.

Veen H., Boström K. Anomalous U^{234}/U^{238} on the East Pacific Rice. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, **10**, N 3.

СОДЕРЖАНИЕ

Ю.А. Богданов, В.И. Смирнов. Экспедиция в район Восточно-Тихоокеанского поднятия (14-й рейс научно-исследовательского судна "Дмитрий Менделеев") 3

А.В. Живаго. Морфоструктура дна юго-восточной части Тихого океана 8

Т.И. Фролова, Э.Н. Жарикова, Б.П. Золотарев, Г.Л. Кашинцев, Д.М. Печерский, В.И. Старостин. Магматические породы дна юго-восточной части Тихого океана и их вторичные преобразования в свете проблемы происхождения металлоносных осадков 48

Ю.А. Богданов, В.Н. Григорьев, В.И. Муравьев, В.В. Серова, Э.С. Тримонис. Распределение металлоносных осадков в юго-восточной части Тихого океана 72

О.Б. Дмитренко, В.М. Купцов, Т.И. Линькова, А.С. Москалев, В.В. Мухина. Сопряженный анализ определения скоростей осадкообразования по данным иониевого, палеомагнитного и биостратиграфического методов 96

В.М. Купцов, И.В. Гракова. Радиоуглеродное датирование карбонатных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия 106

Ю.А. Богданов, Е.М. Чеховских. Скорости осадконакопления и абсолютные массы 110

А.А. Мигдисов, Ю.А. Богданов, А.П. Лисицын, Е.Г. Гурвич, А.И. Лебедев, В.Н. Лукашин, В.В. Гордеев, Ю.П. Гирин, Е.Г. Соколова. Геохимия металлоносных осадков 122

Ю.П. Гирин, О.В. Шишкина, Г.А. Цветков. Окислительно-восстановительный потенциал и активная реакция осадков юго-восточной части Тихого океана 201

О.В. Шишкина В.В., Гордеев, Г.А. Цветков, Ю.П. Гирин. Некоторые данные о микроэлементах в иловых водах металлоносных осадков юго-восточной части Тихого океана . . 217

В.В. Гордеев, Л.Л. Демина, А.М. Конкин. Железо и марганец гидротермального происхождения в глубинных водах Тихого океана (Галапагосская активная зона, депрессия Хесса) 224

Л.Л. Демина, В.В. Гордеев. О формах нахождения меди и железа в водах юго-восточной части Тихого океана. 237

Ю.А. Богданов, А.П. Лисицын, А.А. Мигдисов, В.И. Смирнов, В.И. Старостин. О генезисе металлоносных осадков 249

УДК. 551.46.07

Экспедиция в район Восточно-Тихоокеанского поднятия (14-й рейс научно-исследовательского судна "Дмитрий Менделеев"). Ю.А. Богданов, В.И. Смирнов. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 3—7.

Основной задачей экспедиции было изучение закономерностей распределения, состава металлоносных осадков, их связи с тектоническим строением дна и особенностями океанского магматизма, поиски возможных источников рудного вещества металлоносных осадков, выявление условий, при которых эти уникальные образования могут формироваться. Основная задача рейса определяла организацию, маршрут и характер работ в экспедиции. Приводятся основные результаты рейса.

Ил. 1. Библиогр. 9 назв.

УДК 551.46

Морфоструктура дна юго-восточной части Тихого океана. А.В. Живаго. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 8—47.

Обобщены данные по геоморфологии и тектонике дна части Тихого океана, заключенного между экватором и 60° ю.ш. По материалам непрерывной эхолотной съемки описан донный рельеф по маршруту: Южная котловина — зона разломов Элтанин — Южно-Тихоокеанское поднятие — Котловина Беллинсгаузена — Восточно-Тихоокеанское поднятие — Чилийская котловина — Южное Галапагосское поднятие — Перуанская котловина — Галапагосская рифтовая зона (впадина Хесса). В координатах 37°05′ ю.ш., 123°28′ з.д. на восточной окраине Южной котловины обнаружено ущелье с глубиной дна 6500 м, относящееся, по-видимому, к одному из разломов, рассекающих Восточно-Тихоокеанское поднятие. Установлены максимумы концентрации рудных компонентов на гребневых зонах и рифтах современных поднятий срединно-океанического типа (Восточно-Тихоокеанское и Галапагосское поднятия), в зонах трансформных разломов и связанных с ними нарушения вторичных генераций. Составлена карта морфоструктур юго-восточной части Тихого океана.

Ил. 7. Библиогр. 41назв.

УДК. 552. 3.31

Магматические породы дна юго-восточной части Тихого океана и их вторичные преобразования в свете проблемы происхождения металлоносных осадков. Т.И. Фролова, Э.Н. Жарикова., Б.П. Золотарев, Г.Л. Кашинцев, Д.М. Печерский, В.И. Старостин. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 48—71.

В результате изучения пород толеитовой группы в пределах Тихоокеанского поднятия и его склонов установлена четкая зависимость между фациальным обликом пород и глубиной их распространения.

Петрографические и магнитные исследования позволили выделить три типа вторичных преобразований базальтов: автометаморфический, низкотемпературно-гидротермальный и подводное выветривание. Предполагается, что источником железа в металлоносных осадках могут быть как гидротермальное изменение базальтов в приповерхностных условиях, так и вынос железа флюидами, связанными с магматическими массами на глубине.

Табл. 5. Библиогр. 5 назв.

УДК. 551.35.352

Распределение металлоносных осадков в юго-восточной части Тихого океана. Ю.А. Богданов, В.Н. Григорьев, В.И. Муравьев, В.В. Серова, Э.С. Тримонис.— В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 72—95.

Металлоносные осадки распространены в аридной зоне океана в пределах тектономагматически-активного Восточно-Тихоокеанского поднятия. Обнаружены они также вдоль древнего Южного Галапагосского поднятия, являющегося аналогом современного срединного-океанического хребта. Их формирование обусловлено наложением на нормальный океанический седиментогенез, связанный с накоплением экзогенного осадочного материала, поступающего в океан с водосборов, дополнительного привноса рудного вещества, главным образом железа и марганца, обусловленного эндогенными процессами. Выделено несколько типов металлоносных осадков, характерных для определенных структурно-тектонических зон океанского дна.

Ил. 6. Библиогр. 17 назв.

УДК. 550.382.3:563.14

Сопряженный анализ определения скоростей осадкообразования по данным иониевого, палеомагнитного и биостратиграфического методов. О.Б. Дмитренко, В.М. Купцов, Т.И. Линькова, А.С. Москалев, В.В. Мухина. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 96—105.

Рассматривается возможность использования различных методов (ядерной геохронологии, палеомагнитного, биостратиграфических — диатомового и кокколитового) для оценки скоростей седиментации. Получены хорошо сопоставимые результаты для района юго-восточной части Тихого океана.

Ил. 5. Библиогр. 22 назв.

УДК 551.46

Радиоуглеродное датирование карбонатных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия. В.М. Купцов, И.В. Гракова. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 106—109.

Приведены результаты радиоуглеродного датирования карбонатных донных осадков по двум разрезам пересечения Восточно-Тихоокеанского поднятия. Высокие темпы седиментации обнаруживаются во временном интервале 20—7 тыс. лет и обусловлены, по-видимому, сильным изменением климатических условий. В ряде случаев высокие темпы представляют результат сноса веществ в депрессионные воронки. В зоне с наиболее сильным расчленением рельефа обнаружена инверсия возраста с глубиной отбора осадка, подтверждаются сбросовые явления в тектонически активном районе. Наиболее молодые осадки имеют возраст 6,5 тыс. лет 6—10 тыс. лет назад темпы седиментации сильно замедлились, что, видимо, связано с установлением гидродинамического режима океана и прекращением подтока питательных веществ в верхние высокопродуктивные слои океана.

Табл. 2. Библиогр. 6 назв.

УДК. 551.352

Скорости осадконакопления и абсолютные массы. Ю.А. Богданов, Е.М. Чеховских — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 110—121.

Для юго-восточной части Тихого океана составлены и описаны карты скоростей осадконакопления, абсолютных масс осадочного материала, а также абсолютных масс карбоната и бескарбонатно-бескремнистого вещества.

Табл. 1. Ил. 4. Библиогр. 28 назв.

УДК 550.4.43

Геохимия металлоносных осадков. А.А. Мигдисов, Ю.А. Богданов, А.П. Лисицын, Е.Г. Гурвич, А.И. Лебедев, В.Н. Лукашин, В.В. Гордеев, Ю.П. Гирин, Е.Г. Соколова. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 122—200.

Приведены новые данные по распределению ряда породообразующих (Si, Al, Fe, Mn, Ti) и большого числа малых и редких элементов (Cu, Ni, Co, Zn, Pb, V, Cr, Sc, Zr, Hf, Ga, TR, Sb, Ba и др.), а также формам их нахождения в глубоководных глинах Южной котловины Тихого океана и в металлоносных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия. На основании сопоставления полученных данных со скоростями седиментации, с расстояниями от активных центров и т.п. рассмотрена роль экзогенных и эндогенных факторов в формировании металлоносных осадков юго-востока Тихого океана. Установлено, что важным фактором, определяющим геохимическую специфику эксгаляционно-осадочных образований железа и марганца в океанах, является скорость осадкообразования и интенсивность поступления эксгаляционного вещества.

Табл. 21. Ил. 32. Библиогр. 118 назв.

УДК 550.4

Окислительно-восстановительный потенциал и активная реакция осадков юго-восточной части Тихого океана. Ю.П. Гирин, О.В. Шишкина, Г.А. Цветков. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 201—216.

В 65 колонках, вскрывших осадки юго-восточной части Тихого океана, послойно замерены Eh и pH. Область высоких значений Eh (+ 600 мв) локализована практически целиком в пределах южной халистазы Тихого океана. Металлоносные осадки показывают наиболее высокие значения Eh. По краям халистазы Eh снижается и хаотично варьирует по колонке с градиентом в 150 мв. Вдоль экватора располагается зона, выклинивающаяся западнее 105—110° з.д., где в глубь осадка достигаются отрицательные значения Eh. Помимо широтной зональности, существует циркумконтинентальная. На шельфе в зоне апвеллинга сильно восстановительные условия (Eh до —220 мв) встречены в верхнем слое осадков. Металлоносные осадки распространены на Восточно-Тихоокеанском поднятии только в пределах широтного пояса окислительных условий. Высказано предположение, что восстановительные условия в осадках Галапагосской активной зоны не позволяют высачивающимся здесь гидротермам реализоваться в виде металлоносных осадков.

Табл. 1. Ил. 4. Библиогр. 7 назв.

УДК 550.42

Некоторые данные о микроэлементах в иловых водах металлоносных осадков юго-восточной части Тихого океана. О.В. Шишкина, В.В. Гордеев, Г.А. Цветков, Ю.П. Гирин. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 217—223.

Исследовано вертикальное распределение рудных элементов (Fe, Mn, Zn, Cu, Ni) и Li в иловых водах колонок на профиле, пересекающем с востока на запад по 39° ю.ш. Восточно-Тихоокеанское поднятие и на меридиональном профиле по 100° з.д. В целом полученные данные позволяют отметить, во-первых, приуроченность наиболее высоких концентраций в иловых водах рудных элементов и Li к оси Восточно-Тихоокеанского поднятия и хребту Сала-и-Гомес, т.е. к местам наибольшей тепловой и гидротермальной активности, связанной с выносом вещества из глубинных зон; во-вторых, локализацию максимальных концентраций Fe, Zn и Cu в иловых водах поверхностного слоя металлоносных осадков и падение ее в нижележащих слоях.

Такое распределение элементов подтверждает представление о выносе в активных зонах металлов из глубин гидротермами.

Табл. 1. Ил. 10. Библиогр. 2 назв.

УДК 551.463

Железо и марганец гидротермального происхождения в глубинных водах Тихого океана (Галапагосская активная зона, депрессия Хесса). В.В. Гордеев, Л.Л. Демина, А.М. Конкин. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 224—236.

Обнаружены аномально высокие концентрации Fe, Mn, Cu, Zn во взвеси глубинных вод над осью Галапагосской активной зоны и в депрессии Хесса, источником которых являются поступающие со дна гидротермальные растворы. При смешении гидротермальных растворов с придонными водами происходит выпадение металлов из раствора во взвесь и сорбция взвесью рудных элементов из придонного слоя воды, что приводит к многократному увеличению концентраций металлов во взвеси и снижению их концентраций в растворе (отношение $Fe_{раст}/Fe_{взв}$ снижается на три порядка). По мере удаления в стороны и вверх от зоны влияния гидротерм уровень концентраций металлов как во взвеси, так и в растворе приближается к обычному уровню для океанских вод. Размеры этих зон зависят как от интенсивности гидротерм, так и от рельефа дна и гидрологических условий в прилегающих районах. Например, во впадине Хесса изменения концентраций металлов во взвеси и растворе начинают ощущаться в 2000—2500 м от дна.

Ил. 10. Библиогр.12 назв.

УДК 550.42

О формах нахождения меди и железа в водах юго-восточной части Тихого океана. Л.Л. Демина, В.В. Гордеев. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. с. 237—248.

Изучено методом экстракционной атомно-абсорбционной спектрофотометрии распределение форм нахождения железа и меди в водах юго-восточной части Тихого океана. Установлено, что на долю растворенной формы железа и меди приходится в среднем 79 и 92% соответственно. Среди выделенных растворенных форм значительную роль для изученных микроэлементов играют металлоорганические комплексы. Показано, что в водной толще происходит трансформация форм железа и меди, приводящая к еще большему преобладанию в глубинных водах растворенной формы, причем в изменении соотношения форм элементов проявляется вертикальная зональность; кроме того, и факторы гидродинамического порядка оказывают влияние на распределение форм железа и меди.

Табл. 1. Ил. 5. Библиогр. 20 назв.

УДК 550.4.43

О генезисе металлоносных осадков. Ю.А. Богданов, А.П. Лисицын, А.А. Мигдисов, В.И. Смирнов, В.И. Старостин. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 249—275.

Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана формируются из трех основных компонентов осадочного материала: экзогенного, образующего "пелагический" фон осадка, собственно эндогенного, связанного с выносом материала гидротермальными растворами, а также из привнесенного из придонной морской воды в результате соосаждения и сорбции собственно эндогенным материалом. Делается попытка количественной оценки роли данных компонентов в накоплении химических элементов в металлоносных осадках. Описываются возможные источники эндогенного рудного вещества, механизм формирования металлоносных осадков.

Табл. 3. Рис. 7. Библиогр. 77 назв.

3 р. 90 к.

2984