

Н.М.СТРАХОВ

ПРОБЛЕМЫ
ГЕОХИМИИ
СОВРЕМЕННОГО
ОКЕАНСКОГО
ЛИТОГЕНЕЗА



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

171

Н. М. СТРАХОВ

ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ
СОВРЕМЕННОГО ОКЕАНСКОГО
ЛИТОГЕНЕЗА

550.42 552.5

Труды, вып. 292



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1976



Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

N. M. Strakhov

PROBLEMS
OF GEOCHEMISTRY OF RECENT OCEANIC
LITHOGENESIS

Transactions, vol. 292

Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. Страхов Н. М. Труды ГИН АН СССР, вып. 292. М., «Наука», 1976 г.

На примере Атлантического и Тихого океанов, а также Японского, Охотского, Берингова и Черного морей выполнен теоретический анализ геохимии современного морского литогенеза. Выяснилось второстепенное значение питания океанов вулканическим материалом и локальность его влияния на химию осадков. Пирокластика отчетливо воздействует на него лишь в непосредственном соседстве с вулканическими очагами, а эксгальции — только на отдельных участках срединно-океанических хребтов; при этом скорость подачи эманации измеряется здесь величинами от 2 до 16 мг/см² за 1000 лет.

Решающую роль в питании океанов осадочным материалом играет снос с водосборных площадей. Применение метода абсолютных масс в разных модификациях в сочетании с методом балансов и методом генетических модулей позволило дать общую схему распределения в осадках Сорг, СаСО₃, SiO₂, Fe, Mn, P и многих микроэлементов; а также показать решающую роль в этом процессе гидродинамического режима поверхностных вод, органического мира и морфометрии океанов при весьма малом влиянии климатического режима.

В сравнении с океанами геохимический процесс в краевых и внутриконтинентальных морях резко трансформирован, что вызвано главным образом малыми размерами этих морей и отчасти (в Черном море) аномальным гидрохимическим режимом. Таблиц 75. Иллюстраций 111. Библ. 336 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А. В. Пейве* (главный редактор),
В. Г. Гербова, *В. А. Крашенинников*, *П. П. Тимофеев*

Editorial Board:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-Chief),
V. G. Gerbova, *V. A. Krashennnikov*, *P. P. Timofeev*

Памяти матери
Александры Денисовны
СТРАХОВОЙ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Теоретические представления о геохимии современного океанского литогенеза отличаются, как известно, расплывчатостью и противоречивостью.

На заре научной океанологии Дж. Мерреем и А. Ренаром (Murrey, Renard, 1891) была развита концепция, согласно которой прибрежные и гемипелагические отложения океанов возникли за счет материала, поступавшего с водосборных площадей, пелагическая же красная глина и абиогенная часть кремнистых и карбонатных илов — за счет вулканического, выброшенного при извержениях и претерпевшего глубокие химические преобразования на дне. Одновременно за счет пеплов сформировались в пелагиали и характерные Fe-Mn стяжения. Почти одновременно К. Гюмбель высказал мысль, что пелагические стяжения — результат эксгальций подводных вулканов.

Трактовка Дж. Меррея и А. Ренара держалась несколько десятилетий, пока, наконец, в 50—60-е годы текущего века не было окончательно доказано разными путями, что глинистые минералы — каолинит, гидрослюда, хлорит в пелагических илах океанов имеют аллотигенное происхождение, и только монтмориллонит в некоторой своей части, а не полностью, вероятно, аутигенный и возник на дне за счет преобразования пеплов. Одновременно было подтверждено старое указание Ф. Кларка (Clarke, 1924), что пелагические илы океанов сильно обогащены Fe, Mn и микроэлементами, а железо-марганцевые стяжения широко распространены и являются часто рудными образованиями. Стройная концепция Дж. Меррея и А. Ренара оказалась все же ошибочной; начались поиски новой.

В принципе были допустимы два источника элементов в пелагиали океанов: поствулканические эксгальциации со дна, на которые давно указывал К. Гюмбель, и экзогенные вещества, вносимые с водосборов.

При этом большинство литологов и геохимиков (особенно в СССР) пошло за К. Гюмбелем и стало видеть источник Fe, Mn и микроэлементов осадков в эксгальциях подводных вулканов. В 1960 г. К. Ведеполь попытался доказать это расчетом геохимического баланса Тихого океана и получил, по его мнению, удовлетворительный положительный результат (Wedepohl, 1960). Но двумя годами раньше, Е. Гольдберг и Г. Арреншус, применив другой метод расчета геохимического баланса, пришли к заключению, что повышенные содержания элементов в пелагических глинах имеют экзогенное, а не вулканическое происхождение (Goldberg, Arrhenius, 1958). Для надежного баланса в то время базы еще не было.

В поддержку эксталятивной концепции пытались привлекать широкое распространение вулканических гор на дне Тихого океана (10 000 гор — К. К. Зеленов, 1961, 1963), хотя оставалось совершенно неизвестным, сколько из них действительно были активными хотя бы в последние тысячелетия и могли поставлять эксталяции. Пытались использовать данные по подводным гидротермам индонезийского вулкана Бану-Вуху, чтобы показать, что если даже у части подводных вулканических гор эксталяции были такой же силы, как у названного вулкана, то их достаточно, чтобы объяснить накопление Fe, Mn и микроэлементов в пелагических глинах океанов и в Fe-Mn стяжениях (Зеленов, 1965). Доказательства, как видим, более чем сомнительные.

Нужно признать, однако, что сторонники экзогенной концепции (К. К. Турекьян, Е. Гольдберг, Г. Аррениус, автор этих строк) могли до сих пор только качественно обосновать возможность обогащения пелагических глин и стяжений Fe, Mn и микроэлементами за счет сноса с водосборов. Количественные расчеты отсутствовали, и потому экзогенная гипотеза не давала однозначного решения вопроса.

Таким образом, в трактовке геохимии современного океанского литогенеза десятилетиями шло противоборство «вулканизма» и «нептунизма» без определенного конечного результата.

Как всегда, появилось эклектическое решение, признававшее оба источника вещества для пелагических накоплений Fe, Mn и микроэлементов: и вулканогенный и экзогенный, но без обоснования относительной роли каждого и, что особенно важно, без указания критериев для определения этой роли. Такая позиция отражена, например, в обширной коллективной монографии, посвященной осадкообразованию в Тихом океане (Тихий океан, 1970). Эта позиция, понятно, не продвигала решение вопроса, а по существу уклонялась от него.

Океан — это колоссальная масса постоянно движущейся воды, причем движущейся не хаотически, а закономерно. Ее поверхностному слою (200—250 м) присуща система устойчивых (квазистационарных) огромных циркулярных течений, между которыми располагаются малоактивные халистазы. Эта система, как выяснилось, свойственна в ослабленном виде и более глубоким — промежуточным и даже глубинным слоям воды до нескольких тысяч метров (3500? м). Такая же циркуляция характерна и для нижних слоев атмосферы, прилегающих к поверхности океана. В сущности, именно динамический режим атмосферы создает указанную циркулярно-халистатическую систему в океанской водной толще. Терригенный материал, сбрасываемый в океан, подхватывается циркулярными течениями, разносится ими и откладывается на дно, образуя осадок. Поскольку всякое поступательное движение водной массы всегда сопровождается ее более или менее значительным вертикальным перемешиванием, — а в халистазах движение воды резко ослаблено — планктонная пленка в областях циркулярных течений отличается большой биомассой и продуктивностью, а в халистазах, наоборот, — бедностью («биологические пустыни»). При такой ситуации, естественно, напрашивается вопрос: находит ли отражение в распределении разных компонентов осадка гидродинамическая система поверхностных вод? Если отражается, то у каких компонентов

и как именно? К сожалению, эти простые и элементарные вопросы даже не поставлены в современных работах по осадкам океанов, как частных, так и сводных. Пожалуй, только в вопросе о распределении в осадках $C_{орг}$ сделаны первые шаги; остальные компоненты не затронуты вовсе. Любопытно, что в сводных работах, например вышеупомянутой монографии по осадкам Тихого океана (1970), в недавней работе А. П. Лисицына по осадкообразованию в океанах вообще (1974) во вступительных главах описывается гидродинамический режим поверхностного и более глубоких слоев, но в дальнейшем, когда авторы переходят к осадкам и их генезису, данные по гидродинамическому режиму забываются и не используются; изучение осадочного процесса ведется так, как будто он происходит в стоячей воде. Такой подход в корне противоречит природному процессу и, конечно, не способствует развитию его теории.

Осадки каждого океана изучаются в настоящее время обособленно, вне сопоставления с осадками других океанов и особенно — с осадками морей. Но вещи познаются сравнением, и для того, чтобы глубоко познать океанское осадкообразование и его специфику, нужно не игнорировать морские водоемы, а включать их в работу как необходимые звенья. Ибо только таким путем и могут быть познаны особенности океанского осадкообразования сравнительно с седиментацией других, меньших по размеру водоемов.

Совершенно очевидно, что прогресс в теоретическом познании геохимии океанского литогенеза требует замены существующего, главным образом описательного, подхода новым. Он заключается в постановке теоретических проблем и поисках методик, которые позволили бы давать конкретные и по возможности количественные решения. В настоящей работе автор стремился показать реальную возможность такого подхода уже сейчас. Выделены три кардинальные проблемы.

Первая проблема — отыскание объективных критериев наличия в океанических осадках эксталятивных компонентов; очерчивание с помощью этих критериев достоверных площадей подводных эксталяций на океаническом дне; выяснение специфики геохимического процесса на таких площадях; определение интенсивности влияния пирокластики на химический состав отложений.

Вторая — механизм распределения и накопления компонентов, поступающих в океаны с водосборов и возникающих в них самих; роль морфометрии, гидродинамики поверхностных вод, биоса и климата в этом процессе.

Третья — трансформация океанского геохимического процесса в краевых и внутриконтинентальных морях и зависимости от их морфометрии, гидрохимического и газового режима.

Все проблемы образуют единую логическую цепь: без надежного решения первой невозможны уверенные заключения по второй, без двух первых — невозможен анализ проблемы третьей. Взятые вместе, эти проблемы не только необходимы, но и достаточны — при надлежащем их решении — для получения некоторой общей теоретической концепции современного океанского литогенеза.

Исследование их выполнено сочетанием метода абсолютных масс в разных его модификациях с методом балансов и с методом генетических

модулей, в данном случае модулем $(Fe+Mn)/Ti$ в качестве показателя наличия эксгалативных веществ в осадке; использование модуля оказалось особенно важным и плодотворным для первой — ключевой — проблемы. Эта комплексная методика позволила открыть ряд новых фундаментальных фактов и на базе их создать общую теоретическую концепцию океанской геохимии, излагаемую в этой книге.

Двадцать лет назад автор впервые сформулировал идею о типах осадочного процесса на континентальном блоке, выделив ледовый, гумидный, аридный и вулканогенно-осадочный типы. В двух монографиях эта идея подверглась затем детальной разработке (Страхов, 1960—1961, 1963б). Таким образом, мы сейчас располагаем учением о литогенезе на континентальном блоке для всего фанерозойского времени. Думается, что наступило время сделать следующий шаг: приступить к разработке теории литогенеза океанского сектора земной коры и выяснению его типов, с тем чтобы увязать их должным образом с осадочным породообразованием на континентальном блоке и получить, наконец, глобальную концепцию фанерозойского литогенеза.

В настоящей книге эта огромная задача не ставится в полном объеме. Но она постоянно «светила» автору при работе над монографией, и он сделал все, что пока возможно по части геохимии океанского литогенеза, чтобы приблизить решение задачи в полном объеме.

Литология поднимается на новый, более высокий уровень, приступает к исследованию глобальной задачи как в методическом аспекте, так и по существу. Будем надеяться, что решение ее не за горами.

Автор глубоко признателен Н. А. Лисициной, Г. Ю. Бутузовой, И. И. Волкову, В. Н. Холодову за помощь при работе над книгой и при ее оформлении.

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС В ОКЕАНАХ

Глава I

СООТНОШЕНИЯ ТЕРРИГЕННОГО И ВУЛКАНОГЕННОГО МАТЕРИАЛА В ПИТАНИИ ОКЕАНОВ. ФОРМЫ МИГРАЦИИ ВЕЩЕСТВ

Одной из характерных черт океанической седиментации является многообразие источников питания осадочным материалом и огромность его массы. В океаны сносятся реками продукты выветривания и денудации суши в виде взвешенного и влекомого материала, а также растворов соединений практически всех элементов. Волновая абразия берегов доставляет дополнительно некоторое количество твердых фаз. Ветры, дующие с континентов, несут с собой золотую взвесь, оседающую в океанах. Ледники Антарктики и Арктики в высоких широтах и ледовый припай в более низких в свою очередь питают океаны. Наконец, вулканизм с его эрупциями поставляет эндогенный материал, притом в достаточно разнообразных формах.

Несмотря на многообразие источников материала, они легко разделяются на две генетически резко различные группы: экзогенную, поступающую с водосборов за счет их разрушения, и вулканогенную, идущую из глубин Земли. Для анализа геохимии океанских отложений весьма важен прежде всего количественный учет обеих групп и выделение доли каждой в общем питании океанов.

1. Баланс питания Мирового океана осадочным материалом

Подсчеты баланса ежегодно поступающих в океан веществ ведутся уже свыше 80 лет.

Вначале дело ограничивалось только речным выносом. Так, А. Пенк (Penk, 1894), оперировавший материалами по 16 рекам мира, нашел, что взвешенные вещества составляют около $20\,000 \cdot 10^6$ т, растворенные — $4\,100 \cdot 10^6$ т; прибавляя к ним еще влекомые, образующие, как мы знаем теперь, в среднем 10% от взвешенных, получаем, что общая сумма веществ, выносимых в океаны реками, равна $26\,100 \cdot 10^6$ т.

Д. Салисбери в 1906 г.¹, экстраполируя данные только по одной Миссисипи, определил общий речной сток взвешенных веществ в $16\,000 \cdot 10^6$ т, а растворенных — в $5\,000 \cdot 10^6$ т; итого (добавляя 10% влекомых) — $22\,600 \cdot 10^6$ т.

¹ Цитирую по Г. В. Лопатину (1950).

По расчетам Г. В. Лопатина (1950, 1952), основанным на данных по 50 главнейшим рекам мира, сток взвешенных наносов составляет $12\,695 \cdot 10^6$ т; растворенных $3600 \cdot 10^6$ т; в сумме, учитывая также влекомый материал, это дает $17\,565 \cdot 10^6$ т. Из них часть оседает в аридных бессточных областях, остальное поступает в собственно океан.

По одновременным подсчетам Г. Кюнена, вошедшим в сводку А. Полдерварта (1957), количество взвесей, выносимых реками, составляет в год $32\,500 \cdot 10^6$ т; растворенных веществ — $5500 \cdot 10^6$ т, а вместе с влекомыми — $41\,250 \cdot 10^6$ т.

В этих подсчетах масса материала, идущего с водосборов, колеблется от почти $18\,000$ до $41\,250 \cdot 10^6$ т, т. е. в два с небольшим раза. Это, конечно, невысокая точность, делающая оценки не количественными, в строгом смысле этого слова, а только прикидочными, что следует иметь в виду.

Кроме того, в расчетах А. Пенка, Г. В. Лопатина, Г. Кюнена и других не приняты во внимание абразия берегов, эоловый внос, поступление материала из области ледового литогенеза.

После выделения вулканогенно-осадочного типа литогенеза (Страхов, 1956), естественно, встал вопрос о его количественной роли среди других (климатических) типов. Решение требовало учета ежегодного поступления вулканического материала и сравнения его с терригенным сносом. Первый опыт такого учета был сделан автором (Страхов, 1963б, 1965), основываясь на данных К. Саппера.

К. Сапперу (Sapper, 1929) были известны 450 действующих вулканов, причем масса выброшенного лавового и рыхлого материала была оценена (за срок подсчета, равный 400 годам) в 393 км^3 . В среднем за год все вулканы мира выносили около 1 км^3 ; из них 13% приходилось на лаву и 87% — на пеплы. Принимая объемный вес продуктов извержений в среднем 2,0, получаем, что за год все вулканы выбрасывали около $2000 \cdot 10^6$ т веществ. В этом подсчете остались неучтенными извержения подводные. Чтобы гарантировать себя от преуменьшений (что в данном случае опаснее преувеличений), автор этих строк утроил суммарную оценку К. Саппера и принял массу вулканогенного материала в $6000 \cdot 10^6$ т. При сопоставлении с выносом экзогенным видно, что вулканогенный вклад по отношению к терригенному по минимальным подсчетам Г. В. Лопатина составляет около 30%, а по подсчетам Полдерварта — 14—15%. Без утроения цифры будут: около 10%, если отнести к расчетам Г. В. Лопатина, и около 5% — относительно расчетов А. Полдерварта. Близкий результат был получен Е. К. Мархининым (1967) и А. П. Лисицыным (1974); все авторы базировались по существу на исходных данных К. Саппера, несколько дополненных.

После 1963 г. по терригенному сносу было проведено много новых исследований, которые позволили А. П. Лисицыну (1973, 1974) дать новый, более развернутый баланс, который выглядит следующим образом:

Взвешенный сток рек	—	$18\,530 \cdot 10^6$ т;
Ледниковый сток в океан	—	$1\,500 \cdot 10^6$ т;
Сток растворенных веществ	—	$3\,200 \cdot 10^6$ т;
Эоловый материал	—	около $1\,600 \cdot 10^6$ т;
Абразия берегов и дна	—	около $500 \cdot 10^6$ т;
Вулканогенный материал	—	$2000\text{—}3000 \cdot 10^6$ т;
Сумма:		$27\,330\text{—}28\,330 \cdot 10^6$ т

В этом балансе роль вулканогенного материала оценивается в 6—10%, что близко к оценкам его Г. В. Лопатиным (1950) и А. Полдервартом (1957).

Нетрудно видеть, что до сих пор баланс питания Мирового океана осадочным материалом имеет только ориентировочный, прикидочный, а не строго количественный характер.

Так как в дальнейшем мы будем иметь дело главным образом с Атлантическим и Тихим океанами, меньше — с Индийским, то естественно выяснить, в чем специфика питания каждого из них. Она выясняется сопоставлением общей величины терригенного стока в разные океаны с количеством поступающего в них вулканического материала.

2. Особенности питания Тихого океана сравнительно с другими

Твердый речной сток с континентов в разные океаны выражается следующими цифрами (табл. 1).

Обратим внимание на то, что, несмотря на огромную массу вещества, сносимого реками в Тихий океан, терригенный модуль его невысокий — $41,6 \text{ т/км}^2$; он значительно уступает модулю океана Индийского и лишь слегка больше модуля Атлантического океана. В то же

Таблица 1

Твердый сток с континентов
(по А. П. Лисицыну, 1974)

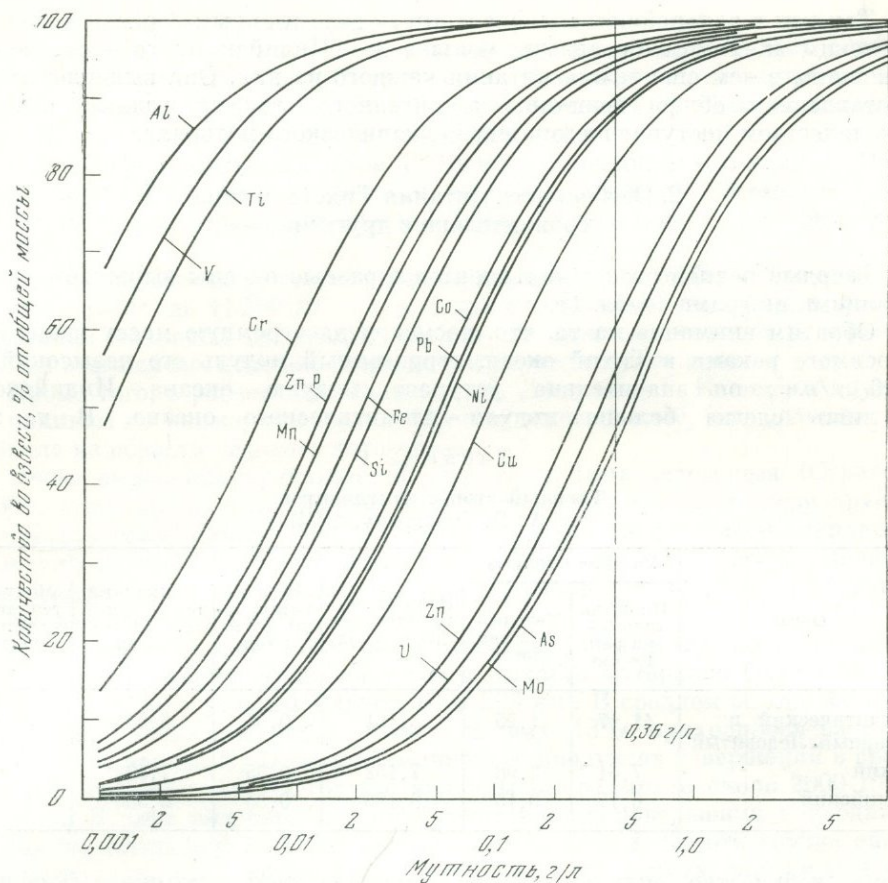
Океан	Учтенные данные		Полный твердый сток рек, 10^9 т в год	Вклад Антарктиды, 10^9 т в год	Суммарный терригенный сток, 10^9 т в год	Модуль терригенного стока, т/км^2
	Площадь водосборов рек, 10^6 км^2	Твердый сток рек, 10^9 т				
Атлантический и Северный Ледовитый	41,17	1,95	3,191	0,35	3,541	33,4
Тихий	7,61	2,98	7,152	0,35	7,502	41,6
Индийский	6,77	3,15	8,186	0,35	8,536	114

время количество вулканического материала очень велико: из общей суммы 393 км^3 (за 400 лет) на Тихий океан приходится 377 км^3 , или 94%, тогда как на Атлантический и Индийский океаны вместе — только $15,5 \text{ км}^3$, или 6% (Ритман, 1964; Влодавец, 1966). Иначе говоря, та величина в $2-3 \times 10^9 \text{ т}$, которой измеряется общая весовая масса вулканогенного материала, почти целиком приходится на Тихий океан. Сопоставив ее с суммарной терригенной массой $7502 \times 10^9 \text{ т}$, видим, что вулканический вклад равен половине терригенного или $1/3$ суммарной подачи твердого материала в Тихий океан, тогда как в остальных двух на него приходится $0,12-0,18 \cdot 10^9 \text{ т}$ против $14,536 \cdot 10^9 \text{ т}$ терригенного. Разница колоссальная! В огромной абсолютной и относительной роли вулканического вноса заключается специфика тихоокеанской седиментации, отличающая ее от седиментации в других океанах. Она делает анализ геохимии тихоокеанских отложений одновременно очень трудной и очень увлекательной задачей, особенно если учесть разнообразие форм проявления вулканизма. Распутать сложный переплет влияний на геохимию осадков терригенного сноса и вулканической деятельности является одной из главнейших задач дальнейшего изложения.

3. Формы миграции элементов в речном стоке

Для понимания распределения элементов в океанических отложениях важно знание форм их миграции в речном стоке. Они определяются соотношениями между растворенной и взвешенной частями общей массы каждого элемента, а также распределением элементов в гранулометрическом спектре взвесей.

Исследование этой проблемы начато было в середине 50-х годов в отделе литологии Геологического института АН СССР, руководимом автором



Фиг. 1. Формы миграции элементов в речном стоке (по И. И. Волкову, 1975)

этих строк, на примере рек Черноморского бассейна (Глаголева, 1959), потом р. Оби (Нестерова, 1960). Почти одновременно та же тема разрабатывалась в Гидрохимическом институте АН СССР в Новочеркасске (Коновалов и др., 1968; и др.) и в Сибирском научно-исследовательском институте геологии, геофизики и минерального сырья в Новосибирске (Конторович, 1968).

Автору неоднократно приходилось подробно заниматься этим вопросом (Страхов, 1960, 1961, 1968 и др.). Поскольку выдвинутые нами обобщающие положения не оспаривались, ограничусь здесь самым кратким их резюме.

Все элементы, исключая Cl, мигрируют в речных водах как в растворе, так и в составе взвесей. Соотношения между растворенной и взвешенной частями зависят не только от химических свойств элементов и их соединений (в частности, их растворимости), но и от физико-географического типа (и состава) водосборов. На низменных и плоских водосборах река несет меньше мути, чем растворенных соединений; следовательно, здесь играет существенную роль растворенная фаза, у разных элементов, впрочем, резко неодинаковая. С увеличением расчлененности рельефа и денудации количество мути возрастает, и она становится все более преобладающей; соответственно относительное значение растворенной формы становится меньшим (хотя абсолютные массы их растут). У разных элементов трансформация форм миграции происходит в неодинаковой мере.

Эти закономерности были выражены недавно И. И. Волковым (1975) в виде диаграммы геохимической подвижности элементов (фиг. 1).

Местные особенности отдельных регионов несомненно усложняют эту диаграмму. В частности, регионы заболочивания с обилием растворенного органического вещества усиливают миграцию многих элементов в виде растворимых органоминеральных комплексов, особенно Fe, Mn и даже таких «неподвижных», как титан; это наглядно видно в работе А. Э. Копторовича (1968). Отсюда и ряд подвижности, как неоднократно приходилось отмечать автору, является не строго однообразным, а изменчивым; элементы могут заметно менять свои места, сдвигаясь то к началу ряда, то к его концу. Но при всех этих вариациях все же Fe, V, Cr, Ti, Ge, Al, Zr обычно оказываются наименее подвижными, т. е. растворенная форма у них минимальна; Pb, Zn, As — более подвижными, а Mn, Co, Ni, Cu, Mo — наиболее подвижными, т. е. мигрирующими в заметной и даже большей степени в виде растворов (Перельман, Батулин, 1962). В соответствии со сказанным, в реках, берущих начало в горных областях, а затем долго текущих по все менее наклонной к морю равнине, происходит характерная смена форм миграции: растворы по мере приближения к устью все больше обогащаются наиболее подвижными микроэлементами (Co, Ni, Cu, Mo). Это было показано, например, на р. Оби (Нестерова, 1960).

Большой интерес представляет изучение химических форм нахождения Fe и Mn во взвесах (суммарно). Оно было выполнено М. А. Глаголевой (1959) по методике, предложенной для Fe автором этих строк совместно с Э. С. Залманзон (Страхов, Залманзон, 1955), для Mn — вновь разработанной (табл. 2, см. также табл. 3).

Таблица 2

Формы железа во взвесах (в % от валового количества)
(по М. А. Глаголевой, 1959)

Река	Пункт взятия проб	Fe реакционноспособное			Fe _{обл}	Fe поглощенных оснований
		Fe ²⁺ _{HCl}	Fe ³⁺ _{HCl}	Fe ²⁺ _{пиритн}		
Дон	Донской	6,55	59,25	0,39	33,77	0,11
»	Акса́й	7,85	63,12	0,22	28,81	—
Дунай	Измаил	14,26	51,01	0,50	34,23	0,10
Днепр	Верхнеднепровск	17,80	46,96	—	35,23	—
Риони	Цхакая	1,20	70,89	0,59	27,32	0,14
Кубань	Темрюк	14,94	42,18	0,52	42,36	—
»	Краснодар (1956 г.)	16,73	44,24	0,93	38,10	0,17
»	Там же (1957 г.)	20,59	30,00	0,72	49,51	—
Чорох	Батуми (1956 г.)	19,09	34,12	7,51	39,28	—
»	Там же (1957 г.)	25,82	17,39	—	56,75	0,16

Эти данные заставляют в корне пересмотреть некоторые общепринятые положения. Оказывается, что мигрирующее во взвесах железо вовсе не является однообразным по химической форме (Fe³⁺) и далеко не всё реакционноспособным, как это часто принимается. В составе его имеется много Fe_{обл}, не поддающегося действию 2%-ной HCl, т. е. устойчивого, не реакционноспособного. В массе железа реакционноспособного, кроме Fe³⁺, фигурируют заметные количества Fe²⁺_{HCl}, входящего в состав хлоритов, и — что особенно важно — даже пирита! Последний находится в заметных, иногда существенных количествах. В общем, химические формы мигрирующего в речных взвесах железа сложны и принципиально те же, что присущи осадочным породам водосборов. Они просто унаследованы от этих пород и не успели приспособиться к новым условиям существования. Приспособление происходит позже, при длительном нахождении в морской воде и в самом верхнем слое осадка (0—1 см) у бассейнов с нормальным

кислородным режимом. Здесь, как показано впервые И. И. Волковым и А. А. Тихомировой (1966) на примере отложений кислородной зоны Черного моря и что подтверждено на океанских осадках, полностью исчезает $Fe_{\text{пиритн}}^{2+}$, $Fe_{\text{НС1}}^{2+}$ и железо присутствует только в виде $Fe_{\text{НС1}}^{3+}$ — реакционноспособного и обломочного. Эта химическая трансформация химических форм железа, переносимых реками, в формы, свойственные верхнему слою осадка, представляет интереснейшую деталь геохимии литогенеза, которую можно было вскрыть, только изучая современный осадочный процесс.

Аналогичная сложность химических форм наблюдается и у взвешенного марганца (табл. 3).

Таблица 3

Формы марганца во взвесах (в % от валового количества)
(по М. А. Глаголевой, 1959)

Река	Mn реакционноспособный		Mn обломочный ($Mn_{\text{вал}} - (A + B)$)	MnO ₂
	Mn, переходящий в 5% HNO ₃ (A)	Mn обменный (в погло- щенном комплексе) (B)		
Чорох	70	15,19	30,00	—
Риони	40	1,81	13,45	46,55
Кубань	65	15,65	35,00	—
Дунай	90	13,00	10,00	—
Дон	67,5	16,25	32,50	—

В недавней работе И. Ю. Лубченко и И. В. Беловой (1973)⁴ было показано распределение некоторых элементов по гранулометрическому фракцион взвесей рек Черноморского бассейна — Днестра, Дуная, Кубани, Риони, Чороха (табл. 4).

Таблица 4

Средние содержания элементов во фракциях речных взвесей

Фракция, мм	Fe	Mn	Ti	P	Zr	Cr	V	Co	Ni	Cu	Mo	W	Pb	Zn	Ga
	%				10 ⁻⁴ %										
0,1—0,01	3,95	0,17	0,27	0,04	208	74	83	14	42	37	0,08	64	37	132	16
0,01—0,001	4,92	0,50	0,37	0,06	194	85	105	16	61	44	1,00	62	54	197	20
Менее 0,001	6,71	0,34	0,31	0,11	154	90	118	16	74	79	1,4	74	98	414	31

Наметились три группы элементов. У первой (Zr) содержания элементов убывают с уменьшением размерности фракции от алевритовой к субколлоидной; у второй (Ti, Co) концентрации практически одинаковы во всех трех фракциях; у третьей — остальные 12 элементов — содержания отчетливо растут от тонкопелитовой фракции к субколлоидной, но в разной степени: у V и Cr слабо, у Fe, Ni, Cu, Mo, W, Pb, Zn, P значительно и сильно, в два-три раза.

Характерно, что тяготение к субколлоидной фракции не зависит от того, какое место в ряду подвижности занимает элемент, судя по соотношениям его растворенной и взвешенной частей. Так, по этому признаку Fe и Pb стоят в самом начале ряда подвижности, по нахождению же их

⁴ Выполнена в Геохимической лаборатории, руководимой автором этой книги.

в субколлоидной фракции попадают в середину ряда. Марганец в ряду подвижности занимает высокое место, а сильнее концентрируется он не в субколлоидной, а в тонкопелитовой фракции. Но Cu, Zn, Mo, стоящие в конце ряда подвижности, обнаруживают и резко выраженное накопление в субколлоидной фракции.

Из этих наблюдений следует, что реальная геохимическая подвижность элемента определяется не только соотношением его растворенной и взвешенной частей, но еще и тем, как распределен элемент по гранулометрическим фракциям взвеси. Малое количество растворенной части элемента, по-видимому, компенсируется в известной мере усиленным концентрированием его в субколлоидной фракции взвесей, что, очевидно, должно повышать его миграционную способность, как это видим у Pb и Zn.

Была сделана попытка выяснить, какую роль в миграциях микроэлементов играет их сорбция главными мигрантами: железом и марганцем. С этой целью были выполнены определения Cr, V, Ni, Co, Cu, Pb, Mo в образцах тонкопелитовой и субколлоидной фракций после удаления из них аморфных Fe и Mn по методу О. П. Мира и М. Л. Джексона и сопоставлены с содержаниями их до обработки (табл. 5).

Таблица 5

Величина сорбции малых элементов аморфными Fe и Mn
(в % от общего содержания элементов)

Река	V	Cr	Ni	Co	Cu	Pb
Фракция 0,01—0,001 мм						
Дунай	16	31,7	32,3	44,5	80,4	75,2
Кубань	18	20,5	29,5	43,5	56,3	43,0
Риони	23	29,1	50,9	60,0	45,1	46,7
Чорох	4,1	15,0	16,6	8,8	Не опр.	65,6
Фракция менее 0,001 мм						
Дунай	Не опр.	4,1	32,5	35,8	67,4	63,6
Кубань	10,5	16,5	31,3	16,7	73,5	32,9
Риони	20,8	16,1	24,5	50,0	64,2	39,8
Чорох	Не опр.	7,1	24,1	28,8	80	Не опр.

В этих цифрах выступают две интересные черты. Хром и ванадий сорбируются окислами Fe и Mn слабее, чем Ni, Co, Cu и Pb; последние на $1/3$ — $2/3$ и больше содержатся в образцах именно в сорбированном состоянии. Вместе с тем величина сорбции в субколлоидной фракции оказывается не большей, а меньшей, чем во фракции тонкопелитовой. Чем объясняется такая аномалия? Сопоставим содержания сорбентов в обеих фракциях:

	Fe	Mn
Тонкопелитовая	4,92	0,50
Субколлоидная	6,71	0,34

Известно, что Ni, Cu и Pb энергичнее сорбируются марганцем, чем железом; это его типичные элементы-спутники, так же как хром и ванадий — спутники железа. Среднее содержание марганца в тонкопелитовой фракции взвесей выше, чем в субколлоидной. Этим, возможно, и объясняется усиленное нахождение Ni, Cu, Pb именно в тонкопелитовой, а не в субколлоидной размерности частиц взвеси.

Изложенная попытка изучать распределение микроэлементов в гранулометрических фракциях речной взвеси является первым шагом в этом направлении, показывающем, что такая работа актуальна и помогает полнее представить себе формы миграции элементов в речных водах.

4. Формы поступления веществ вулканического генезиса

По составу вулканогенный материал принадлежит к двум существенно различным типам: андезитовому и базальтовому.

Вулканизм андезитовый свойствен периферии Тихого океана, особенно широкой на западе; это андезитовая зона, выделенная П. Маршаллом. Тектонически она отвечает современной геосинклинальной зоне океана, унаследованной от геологического прошлого. Базальтовый вулканизм характерен для центральной части океана, его ложа.

Эти два типа различаются не только составом магмы, но и напряженностью вулканических проявлений и характером их. В андезитовой зоне в настоящее время насчитывается свыше 470 действующих вулканов, начиная от Алеутско-Аляскинской зоны до Южных Сандвичевых островов. Базальтовый вулканизм в центральноокеанской зоне представлен 10 действующими вулканами: на Гавайских островах — 4, на о. Самоа — 3, на Галапагосских островах — 3.

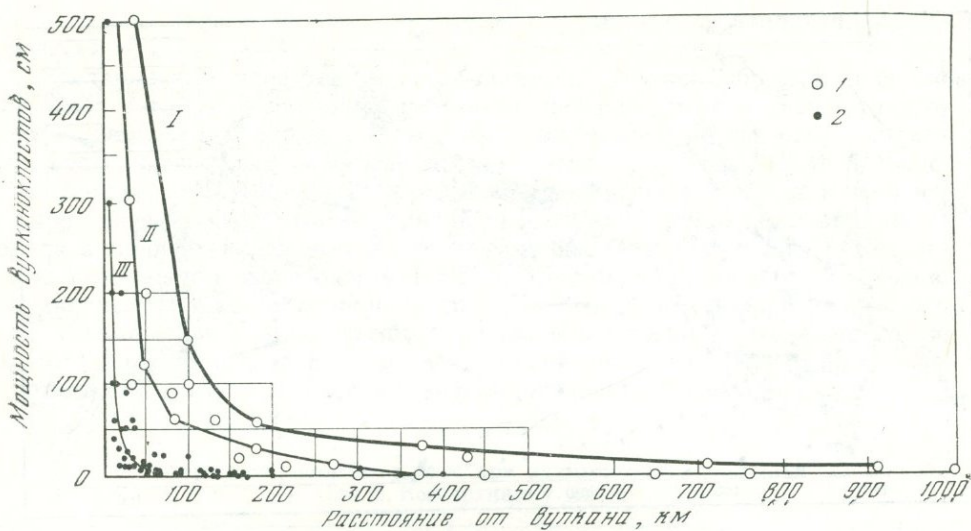
В андезитовой зоне извержения отличаются резко выраженным взрывным характером с массовым выносом пепла и малым количеством лавы; в базальтовой — преобладают излияния лавы, при резко подчиненном количестве пеплов. Соотношение масс рыхлых продуктов и лавы получило наименование коэффициента эксплозивности (E). В андезитовой зоне они имеют (по К. Sapper, 1929) следующий вид: гирлянды островов выбросили за 400 лет 241 км^3 рыхлых продуктов и $11,5 \text{ км}^3$ лав; их $E=95\%$, на отдельных участках (например, Курильские острова) — 98% . Вдоль Кордильер и Анд выброшено 69 км^3 рыхлого материала и $2,5 \text{ км}^3$ лав; $E=97\%$. В то же время в центральноокеанской области излилось лав около 15 км^3 при ничтожном количестве пепла — менее $1,5 \text{ км}^3$, здесь средний $E=10\%$. Эти цифры дают достаточное представление о большой интенсивности вулканической деятельности в геосинклинальной зоне и малой активности центральноокеанской области. И хотя в последней Г. У. Менардом (1966) насчитано свыше 10 000 подводных вулканических гор, доказательств их современной активности нет¹. Сейчас это — сейсмически спокойная зона, в которой допустимы лишь единичные активные вулканы, не имеющие значения в формировании современных осадков.

При наземных извержениях, которые до сих пор только и доступны исследованию, выбрасываются рыхлые продукты, изливается лава, выделяются газы. После извержения выброс твердых фаз прекращается, но длительное время выделяются газы и гидротермы.

Для геохимии океанских отложений первостепенный интерес представляет разнос рыхлых продуктов, а также относительная масса газовой фазы и ее состав.

Пространственная ограниченность лавовых потоков общеизвестна. Но пеплы, особенно тончайшие, могут разноситься на очень далекие расстояния от точки взрыва, измеряемое тысячами и десятками тысяч километров, как это было, например, при извержении Кракагау в 1883 г. Но как при этом распределяются массы пеплового материала, выяснилось совсем недавно. Оказалось, что «наибольшие мощности пепла, отложившиеся за одно извержение, на расстоянии от вулкана в десятки километров могут достигнуть дециметров и метров; в сотнях километров — сантиметров и дециметров; и в тысячах километров — миллиметров и сантиметров. При

¹ Подавляющее большинство подводных гор имеет неогеновый, палеогеновый и меловой возраст (П. Л. Безруков, устное сообщение).



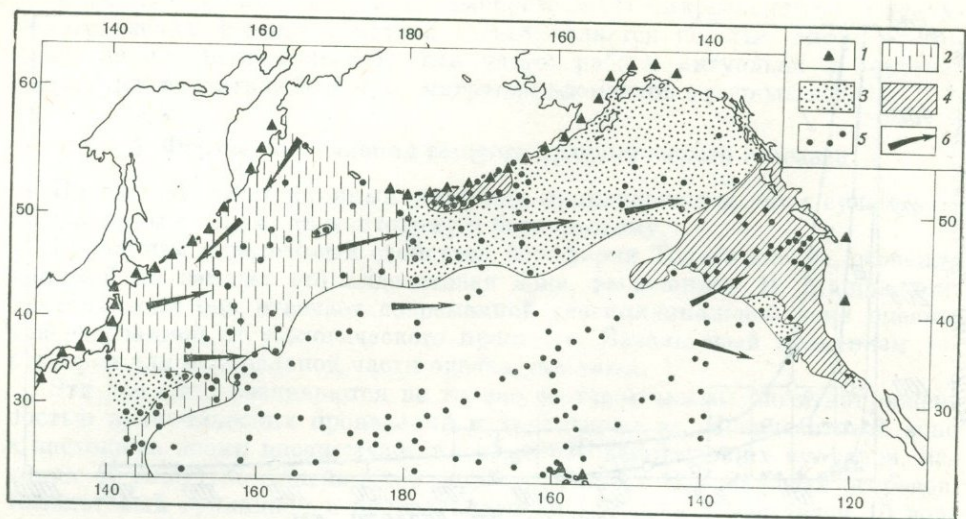
Фиг. 2. График зависимости мощности современных пирокластов от расстояния до вулкана (по А. С. Калугину, 1967)

1 — извержения с наиболее мощными пеплопадами; 2 — извержения с менее мощными пеплопадами; I — график максимальных наблюдавшихся мощностей пепла на наибольших расстояниях от вулканов; II, III — графики изменения мощностей пепла для отдельных извержений первой и второй групп

этом слой пепла мощностью до сантиметра покрывают площади до сотен тысяч, а мощностью до дециметра — до десятков тысяч квадратных километров» (А. С. Калугин, 1967, стр. 9). Все же, судя по фиг. 2, наибольшие пеплопады осуществляются на ограниченном расстоянии от очагов эксплозий, притом площадь их, как правило, резко вытянута в одном определенном направлении соответственно розе господствующих ветров в период выпадения пепла, а также направлению взрыва.

Нужно, однако, отличать распределение пеплов, отвечающее эксплозивному акту, от их распределения позже, в результате перебива и перепоса с наземной вулканической постройки в море деятельностью текучих вод (Дзоценидзе, 1969). Дело в том, что уже в момент извержения дождем, сопровождающим взрыв, часть пеплового материала, осевшего на склонах и у подножия вулкана, выносится дальше от них. Те же явления продолжают и во все время, отделяющее данный взрыв от последующего, когда новый пеплопад консервирует то, что осталось на суше от предыдущего. В итоге, в море попадает больше пеплового материала, чем было вынесено в процессе эрупции. Е. К. Мархинин, изучая строение вулканических аппаратов Курильской островной гряды, установил следующий любопытный факт. «Количество пирокластических продуктов, вынесенных историческими извержениями, составляет около 98% объема всего извергнутого материала. В составе же современных вулканических построек пирокластита занимает в среднем лишь около 50%. Следовательно, объемы современных вулканических построек в среднем составляют лишь 4% от объема, извергнутого вулканами в процессе их роста, а 96% его пошло на формирование главным образом морских вулканогенно-осадочных образований» (Мархинин, 1967, стр. 120).

Этот факт приоткрывает существенную разницу в механизме отложения рыхлых продуктов извержения вблизи очагов наземных извержений и вдали от них. В первом случае рыхлый вулканический материал испытывает неоднократно переотложение и механическую переработку, в результате чего он становится вулканотерригенным или вулканокластиче-



Фиг. 3. Распределение пепловых прослоев в северной части Тихого океана (по D. Ногн. а. о., 1969)

1 — районы активного вулканизма; 2 — белый пепел; 3 — белый и бурый пепел; 4 — отложения турбидитов, пеплы очень редки; 5 — станции наблюдения; 6 — направление течений и ветров

ским (тефры). Во втором, выпадая на значительных глубинах, вне действия волнений, он не перерабатывается, сохраняет первичные свои черты и формирует характерные прослои глубоководных пеплов, почти лишённые примеси терригенного материала. Чем дальше от берега, тем меньшую мощность имеют такие прослои пеплов и, наконец, на очень больших расстояниях перестают улавливаться в разрезах колонок (фиг. 3).

Пирокластика легко улавливается в шлифах донных отложений, и потому ее роль может быть более или менее правильно учтена. Хуже обстоит дело с летучей частью вулканических взрывов, которая труднее учитывается и роль которой в поставке материала в океаны до сих пор остается неопределенной, вызывающей резко различные толкования.

Известно, что химический состав вулканических эксгаляций находится в тесной связи с их температурой. На начальной высокотемпературной стадии (1200—200°) выделяется многокомпонентная газовая смесь: ее называют фумаролами. В тех или иных соотношениях в фумаролах содержатся все газы: H_2O , HCl , HF , SO_2 , SO_3 , H_2S , CO , CO_2 , H_2 , N_2 и менее распространенные соединения йода, брома, бора, мышьяка и других элементов. Характерной чертой этой стадии является обилие галоидных газов, особенно HCl и HF ; иногда последний даже преобладает. На менее горячей сольфатарной стадии (200—80°С) галоиды в составе газов резко убывают порою до полного исчезновения; начинают господствовать сернистые соединения, в частности H_2S , S , SO_2 . При еще более низких температурах (100—20°С) исчезают и сернистые соединения, остается практически лишь CO_2 ; это стадия мофетт. Наконец, кислая часть в газах совсем пропадает и продолжают выделяться лишь пары воды. Такая стадийность газовой выделения есть общее явление для поствулканической жизни вулкана и наблюдается как над центральным кратером, так и над побочными вулканическими очагами и даже — в менее полной форме — над лавовыми потоками, особенно если они имели связь с центральным кратером (Башарина, 1966). Длительность газовой выделения в целом очень велика и измеряется многими десятилетиями, иногда столетиями. Но продолжительность отдельных стадий весьма неодинакова. Галогенные высокотемпературные фумаролы живут в течение немногих месяцев; сольфатары — многие

годы, иногда первые десятилетия; мофетты — многие десятилетия, иногда столетия.

Неоднократно предпринимались попытки оценить общее количество летучих, которые выделялись в момент извержения и в последующую поствулканическую стадию. При этом одни исследователи отправлялись от непосредственных наблюдений во время взрывов (С. И. Набоко, Дж. Верхуген, Ф. Фрайс, Г. Макдональд), другие подходили к вопросу с теоретическим расчетом, исходя из масс выброшенного пеплового материала и энергии, необходимой для их выброса (Мархинин, 1967). Результаты определений показаны в табл. 6. Несмотря на разницу подходов, оценки получились достаточно близкие, от 1 до 4,5%; нужно учесть, что они сделаны для разных стадий извержения с разной напряженностью эруптивного процесса. В качестве средней величины Е. К. Мархинин принимает 3% от общего веса выброшенного пеплового материала.

Таблица 6

Содержание летучих в лаве при вулканических взрывах
(по Е. К. Мархинину, 1967)

Вулкан	Год взрыва	Содержание летучих в лаве, вес. %	Автор расчетов
Асама	1783	3,99	Е. К. Мархинин
Сакурадзима	1914	1,26	»
Касутсу-Ширанезан	1932	1,6	»
Билюкай, побочный кратер Ключевской сопки	1938	Около 2	С. И. Набоко
Ниямилачира	1938	0,7	Дж. Верхуген
Парикутин	1945	1,1	Ф. Фрайс
»	1945	1,1	Е. К. Мархинин
Хаммиумау (начальные стадии)	1952	2,5	Г. Макдональд
То же, в последней стадии		Менее 1	»
Мауна-Лоа	1940	Менее 1	»
Заварицкого	1957	2,4	Е. К. Мархинин
Такетоми	1957	Более 2	»
Сарычева	1930	2	»
»	1946	Более 3—4	»
Севергина	1933	Более 3—4	»
Безымянный	1961	Около 4,5	»
Шивелуч	1965	Около 4,5	»

Выделяющиеся газообразные компоненты, особенно галоиды и сернистые соединения, в процессе эрупции сорбируются горячей пепловой тучей в тем больших количествах, чем выше температура газов. После оседания на поверхность суши пепловый материал начинает промываться дождевой водой. Сорбируемые анионы переходят в раствор и затем разлагают некоторую часть пеплов, удаляя из твердой фазы катионы Са, Na, Mg, Fe, Al и микроэлементы. При полном водном выщелачивании сорбированных анионов количество солей значительно варьирует. Средний состав их, полученный из водных вытяжек девяти образцов андезитовых пеплов Курильских вулканов (в мг/100 г), таков: Cl⁻—206; F⁻—4,4; Br⁻—1,1; J⁻ — следы; SO₄²⁻—462; SO₃²⁻—3,4; HCO₃⁻—39,7; Na—35,2; K—10,9; Ca—192,7; Mg—27,4; Al—9,6; Fe³⁺—2,2; Fe²⁺—3,8; SiO₂—9,6; HNO₃—2,7; S—22,2. Сумма—1022,3 мг/100 г, что равно 1% от массы выброшенного пепла. Следовательно, газовая масса, выброшенная в процессе взрыва и сорбированная пеплом, способна перевести в легкопод-



вижную форму только 1% общей массы пепла. А так как последняя измеряется, как мы видели, $2-3 \times 10^9$ т в год, то в раствор переходит ежегодно $2-3 \times 10^7$ т, или 20—30 млн. т вещества. Поскольку же общее количество летучих при взрыве составляет в среднем 3% от массы пепла, то, очевидно, из трех процентов геохимически «работает» примерно лишь $\frac{1}{3}$, остальные рассеиваются в воздухе, не оставляя следа в миграциях осадочного материала. Эта рассеиваемая часть приходится прежде всего на неактивные компоненты летучих, т. е. на H_2O , N, H_2 , но частично и на компоненты активные (HCl, HF и др.), которые просто не успели сорбироваться на пепловых частицах.

В поствулканическую стадию в fumarолах, сольфатарах, мофеттах продолжается выделение газов все понижающейся температуры. Попадая в подземные воды, циркулирующие в вулканической постройке, они растворяются и делают их агрессивными по отношению к туфам, в которых эти воды мигрируют; начинается поствулканическое выщелачивание пеплового материала, аналогичное выщелачиванию свежей пироклаستيку водной вытяжкой. В раствор переходят все те же элементы, которые были перечислены выше, а также микроэлементы.

Участки, на которых происходит выщелачивание, делаются рыхлыми, выветрелыми, постепенно теряя входящие в них металлы, изменяя первичную текстуру и превращаясь в более или менее типичные аналоги вторичных кварцитов. Неоднократно велись подсчеты масс разных макро- и микроэлементов, вынесенных из таких зон гидротермального отбеливания; получались обычно огромные (по человеческому масштабу) цифры в тоннах (Зеленов, 1963; Ткаченко, 1966; и др.). Естественно, сложилось представление об огромной роли гидротерм как фактора питания океана растворенными веществами, особенно рудными элементами. При этом не учитывались обычно два существенных обстоятельства. Авторы расчетов забывали установить: за какое время были вынесены рассчитанные ими массы и как соотносится этот гидротермальный вынос с растворенным стоком рек? Эти методические дефекты расчетов по существу дискредитируют делаемые из них широкие выводы.

Правильно методически подошел к этому вопросу Е. К. Мархинин на примере вулканических толщ Курильских островов, отложенных за последние 83 млн. лет.

Считая, что вынос летучих, адсорбированных пеплом, в момент извержения составляет 1% массы пепла, он получил, что в момент извержений на древних Курилах было сорбировано и потом растворено водой $87-97 \times 10^{12}$ т. С другой стороны, если предположить, что в течение всех пяти этапов вулканизма на Курильских островах интенсивность сольфатарной деятельности в среднем равнялась современной, то можно прийти к заключению, что за 83×10^6 лет должно быть вынесено гидросольфатарами — 41×10^{12} т, сольфатарами — 106×10^{12} т, а всего 147×10^{12} т.

«Сопоставление цифр показывает, что гидросольфатарами и сольфатарами в течение геологической истории (Курильских островов.— Н. С.) выносятся HCl, H_2SO_4 и другие ювенильные компоненты в массах того же порядка, что и при извержениях» (Мархинин, 1967, стр. 209—210).

Это заключение освещает проблему совсем иначе, чем было принято до сих пор. При извержениях ежегодно сорбируется и потом переходит в раствор около 1% общей массы пеплового материала. При поствулканической деятельности — величина того же порядка, т. е. около 1%; суммарно — около 2—3% от массы пепла, что отвечает $40-60 \times 10^6$ т растворенного вещества, извлекаемого ежегодно после суммарного воздействия летучих на пеплы.

Сопоставим это с ежегодным стоком растворов в реках, рассчитанным О. А. Алекиным и Л. В. Бражниковой (1964) (табл. 7). Так как из летучих «работают» в основном HCl, HF, SO_3^{2-} , SO_2^{2-} , которые при выщелачивании пеплов дождевой водой дают главным образом хлоридные и суль-

Таблица 7

Баланс растворенного речного стока в океане

Составляющие стока растворенных веществ	Млн. т	
Ионный сток {	карбонаты Ca, Mg	1359
	хлориды, сульфаты Na, K, Mg и др.	959
Органические вещества	720	
Минеральные коллоиды	175	
Микроэлементы	36	
Неорганические биогенные вещества	18	
Всего	3300	

фатные соли и SiO_2 , то для правильного сопоставления из общей суммы речного стока следует взять также хлориды, сульфаты K, Na, Ca, Mg, коллоиды и микроэлементы, т. е. $(959+175+36) \cdot 10^6$ т, всего — $1170 \cdot 10^6$ т. Относя к ним $40-60 \cdot 10^6$ т солей, возникающих в результате действия на пеплы летучих, получаем, что они составляют всего 3,4—4,3% одновременного (годового) речного стока растворов. Цифры достаточно впечатляющие и коренным образом противоречащие ходячим на сей счет взглядам.

Так как в центральной части Тихого океана вулканическая деятельность резко ослаблена, а коэффициент эксплозивности низкий (менее 10%), то учет здесь возможного поступления растворов со дна ничего не изменит в балансе питания вулканическим материалом.

Глава II

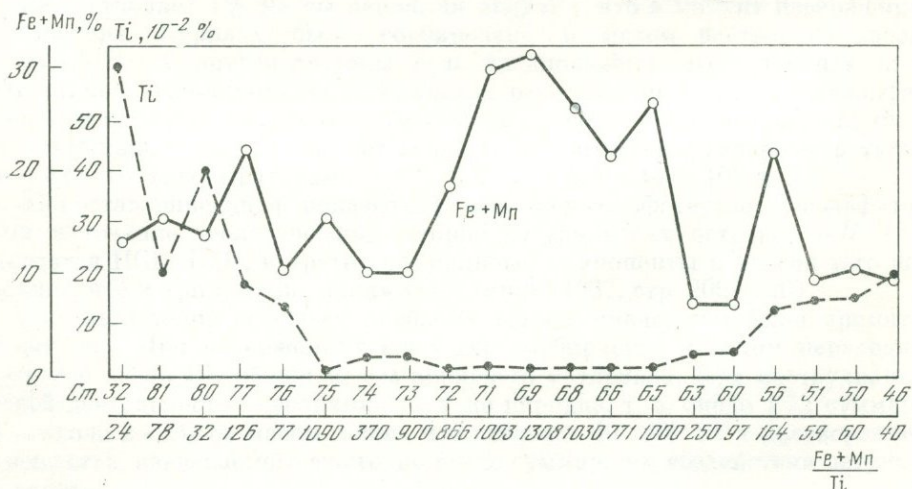
ОТРАЖЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННОГО МАТЕРИАЛА В ГЕОХИМИИ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСАДКОВ

Разнообразие источников осадочного материала придает геохимии океанов сложный характер и затрудняет анализ механизма распределения и накопления элементов, особенно той главной их массы, которая поступает с суши.

Чтобы сделать такой анализ уверенным и достоверным, необходимо произвести предварительную оценку осложняющего действия эксгальций и пирокластики на геохимию океанских отложений. Особенное значение имеет вопрос об эксгальциях, поскольку уже давно (с 90-х годов прошлого века) в литературе укоренилось представление о широком развитии их на океаническом дне и сильном влиянии на геохимию пелагических осадков.

1. О критерии наличия эксгальтивных компонентов в океанических отложениях

Наблюдения над составом осадка в местах, где эксгальтивная деятельность в современный момент вполне достоверна и особенно сильна (Восточно-Тихоокеанское поднятие, Красное море), позволили установить следующий важнейший факт: при постепенном увеличении содержания Fe+Mn в осадке концентрация Ti падает, порой до ничтожнейших величин. Это прекрасно видно на фиг. 4, суммирующей определения названных трех элементов на профиле через Восточно-Тихоокеанское поднятие, описанном К. Бостромом и М. Петерсоном (Boström, Peterson, 1969).



Фиг. 4. Соотношения Fe, Mn и Ti в осадках на профиле через Восточно-Тихоокеанское поднятие (по К. Boström, М. Peterson, 1969)

Генетический смысл таких соотношений очевиден. Титан в составе осадка является терригенным компонентом, т. е. внесенным в осадок в твердой фазе, Fe и Mn в главной решающей доле — эксгальтивны. По мере увеличения эксгальтивной фракции осадка процентное содержание терригенной, естественно, падает в силу ее разбавления хемогенно-осажденным эксгальтивным веществом.

Раз так, то, очевидно, железо-марганцево-титановый модуль, или отношение $(Fe+Mn) : Ti$, может являться критерием не только наличия

Таблица 8

Средний железо-марганцево-титановый модуль изверженных пород

Породы	Fe	Mn	Ti	$(Fe + Mn) : Ti$	Литературный источник
Основные	8,56	0,2	0,9	9,7	А. П. Виноградов и др. (1962)
Средние	5,85	0,42	0,8	7,5	
Кислые	2,7	0,06	0,23	12	
Породы Камчатки и Курил					Е. К. Мархинин, Сапожникова (1962)
Базальты (14 обр.)	8,05	0,407	0,58	14	
Андезито-базальты (21 обр.)	6,72	0,17	0,52	13,2	
Андезито-дациты (10 обр.)	4,81	0,08	0,43	11	
Андезиты (21 обр.)	6,83	0,123	0,50	14	
Риолиты (3 обр.)	2,07	0,08	0,11	19,6	
Среднее из 69 обр.	6,21	0,123	0,50	12,6	

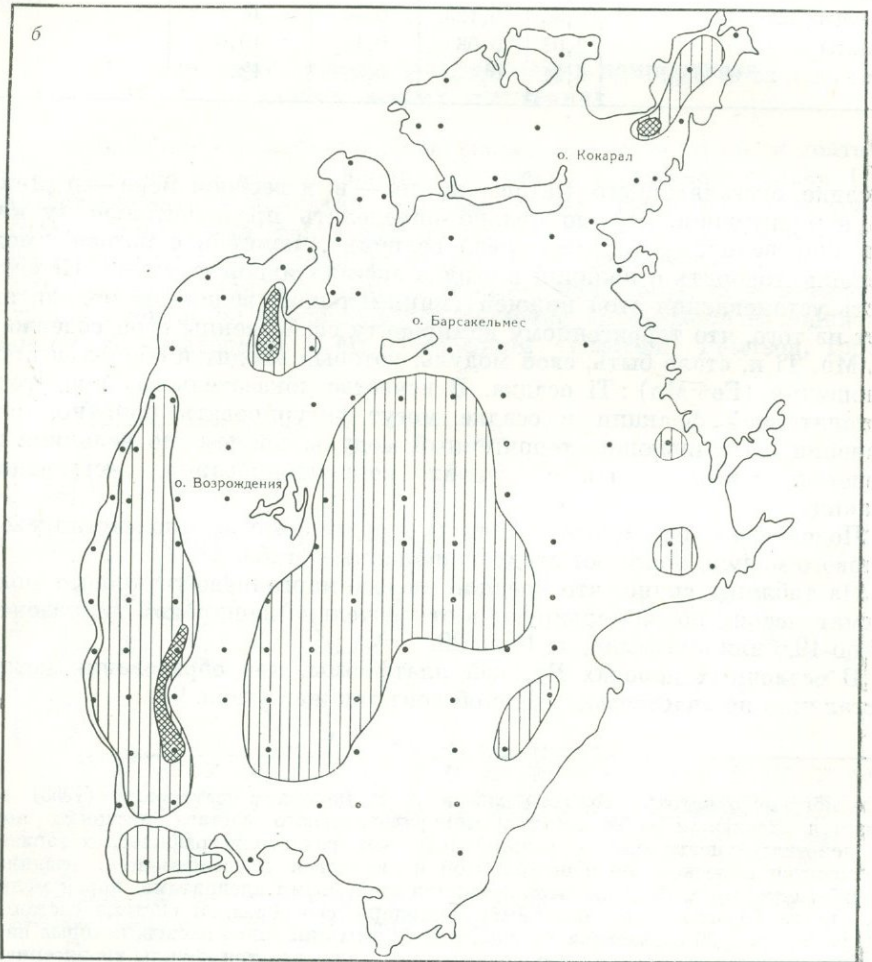
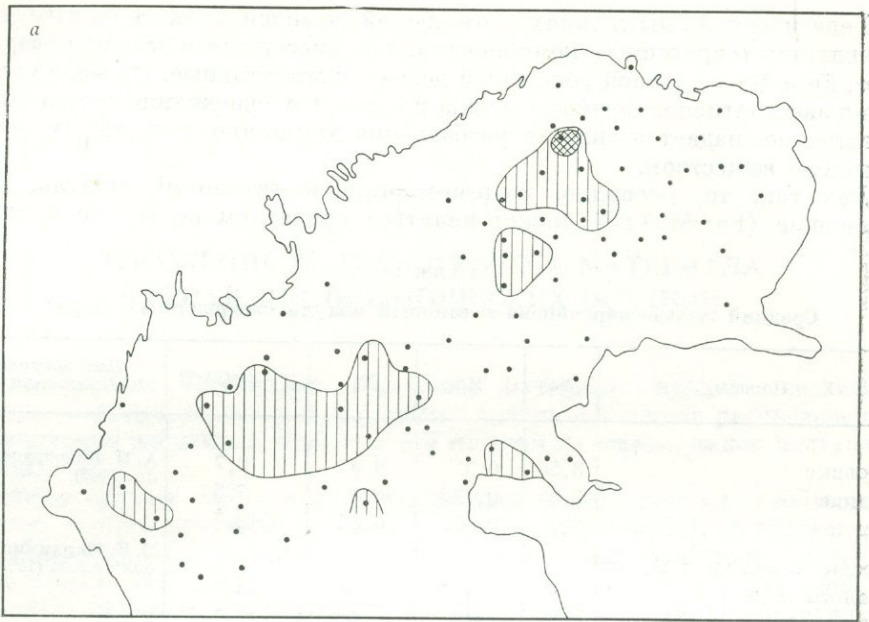
в осадке эксгальтивного материала, но — в известной мере — и степени его концентрации. Нужно только определить предварительно ту минимальную величину (или интервал величин), начиная с которой можно уверенно говорить о наличии в осадке эксгальтивной фракции. Необходимость установления этой нижней (минимальной) величины модуля явствует из того, что терригенному компоненту свойственны свои содержания Fe, Mn, Ti и, стало быть, свой модуль, который входит в общую величину отношения $(Fe+Mn) : Ti$ осадка. В качестве доказательства присутствия эксгальтивной фракции в осадке могут фигурировать, понятно, только значения, превышающие терригенный модуль, причем по величине превышения можно судить о степени концентрирования эксгальтивной фракции.

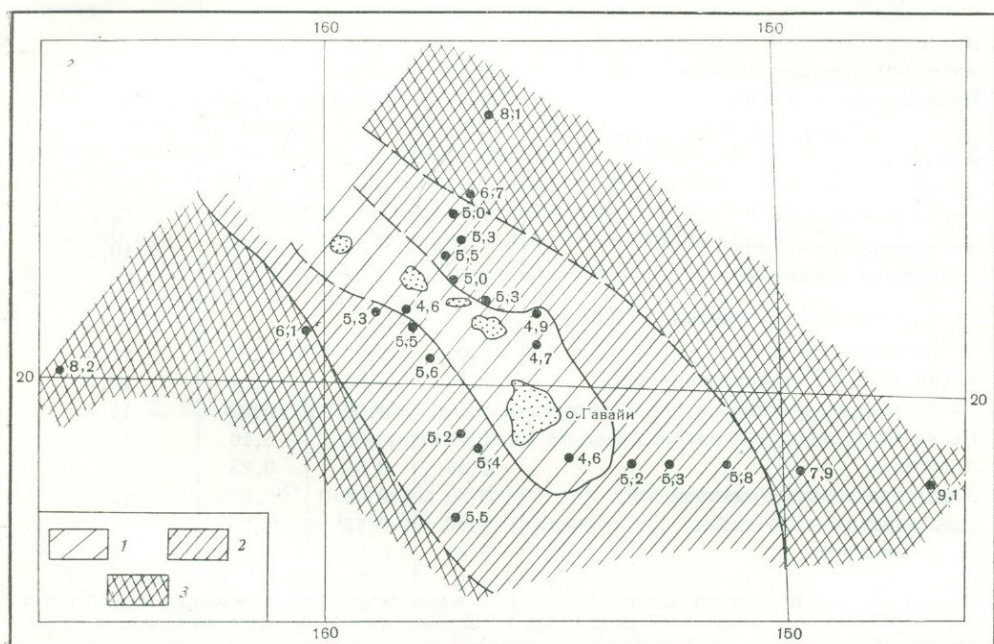
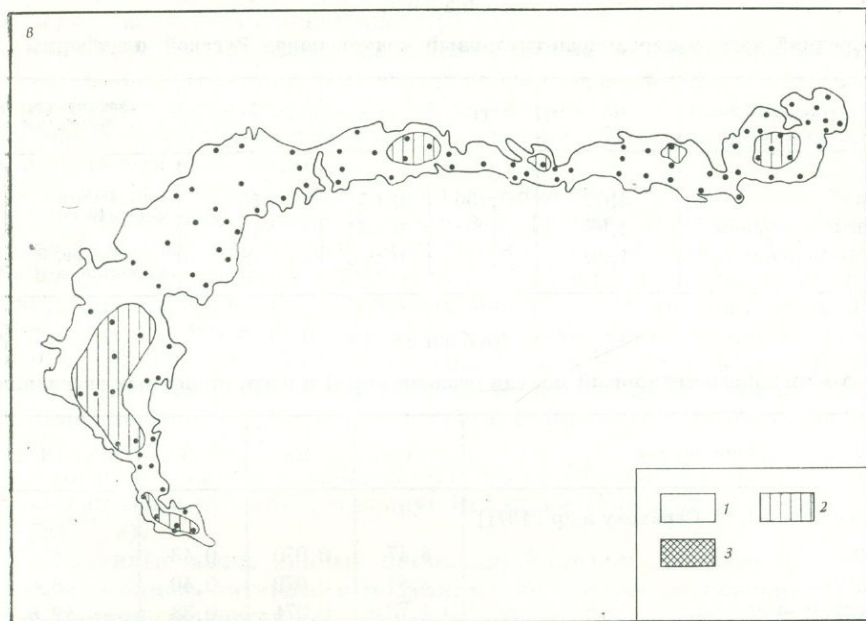
Подойти к определению величины терригенного железо-марганцево-титанового модуля помогают следующие данные (табл. 8).

Из таблицы видно, что средние железо-марганцево-титановые модули магматических пород варьируют в относительно нешироком диапазоне: от 9,7 до 19,6 или, округляя, от 10 до 20.

В осадочных породах Русской платформы, при образовании которых эксгальтации не участвовали, дело обстоит так же¹ (табл. 9).

¹ Не могу не отметить, что, хотя работа А. Б. Ронова с соавторами (1963) называется «Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород», в действительности только средние пробы четырех стратиграфических горизонтов относятся к пескам, по общепринятой в литологии классификации, средние же пробы остальных 19 горизонтов являются типичными алевритами, порой мелкими, а иногда (неоген) даже пелитами. Благодаря своеобразной системе составления средних проб, 20 горизонтов Русской платформы лишались песков, которые на деле в них имеются. Автор счел необходимым разделить эти три группы терригенных пород, произвольно и бесосновательно объединенных в песчаные породы.





Фиг. 5. Железо-марганцево-титановый модуль в осадках

а — Северного Каспия; б — Аральского моря; в — оз. Балхаш: 1 — <10 ; 2 — $10-20$; 3 — >20 ; г — Гавайской зоны Тихого океана: 1 — <5 , 2 — $5-6$, 3 — >6 . Точки — станции наблюдения

Для наших целей особый интерес представляют, однако, величины модуля в отложениях современных водоемов, лишенных проявлений вулканизма в любой его форме: в Черном, Каспийском, Аральском, Белом морях, оз. Балхаш. Средние величины модуля по гранулометрическим типам осадков даны в табл. 10, а распределение индивидуальных модулей на площади водоемов показано на фиг. 5, а, б, в, г.

Как видно из табл. 10, средние модули низкие — от 7,1 до 17. При этом величины их имеют явную тенденцию роста в направлении от песков

Таблица 9

Средний железо-марганцево-титановый модуль пород Русской платформы

Породы	Fe	Ti	Mn	(Fe + Mn) : Ti	Литературный источник
Пески	3,02	0,186	0,05	16	А. Б. Ронов и др. (1963)
Крупные алевриты	2,87	0,29	0,054	10	
Пелиты морские	4,29	0,54	0,046	8	А. Б. Ронов, З. В. Хлебникова (1957)

Таблица 10

Железо-марганцево-титановый модуль осадков морей и озер, лишенных экзегализации *

Моря, осадки	Fe	Mn	Ti	(Fe + Mn) : Ti
Черное (по Н. М. Страхову и др., 1971)				
Пески	3,47	0,070	0,43	8,2
Алевриты	3,84	0,070	0,49	8,0
Глинистые илы	4,73	0,071	0,38	12,6
Аральское (по Д. С. Туровскому и др., 1976)				
Пески	2,37	0,05	0,34	7,1
Алевриты крупные	2,82	0,06	0,39	7,4
Мелкоалевритовые илы	3,78	0,078	0,38	10
Оз. Балхаш (по Д. С. Туровскому и др., 1973)				
Пески	2,37	0,05	0,34	7,1
Крупные алевриты	2,82	0,06	0,35	8,8
Мелкоалевритовые илы	3,78	0,078	0,38	10,2
Алевритопелитовые илы	4,04	0,085	0,41	10,1
Белое (по В. В. Калининко, 1973)				
Пески с гравием	2,04	0,03	0,18	11,5
Пески крупно- и среднезернистые	1,48	0,04	0,14	10,9
Пески мелкозернистые	1,40	0,02	0,12	11,0
Пески мелкозернистые алевритовые	1,51	0,05	0,16	10
Алевриты	2,46	0,04	0,23	11
Алевриты сложного состава	3,30	0,08	0,28	12
Илы алеврито-глинистые	4,29	0,13	0,25	17
Илы глинистые	5,88	0,36	0,38	16,6

* На профиле через Средний Каспий (Fe + Mn) : Ti в новокаспийских отложениях колеблется от 10 до 17: в мангышлакских — от 10 до 14,5 (в 7 станциях) (по М. А. Глаголевой и Д. С. Туровскому, 1975)

к алевритовым илам и пелитам: у первых они 7,1—8,2, у последних — 10—17. Эта характерная черта изменений весьма важна для правильного понимания модуля в океанических отложениях. Она объясняется тем, что в процессе перераспределения поступающего осадочного материала более тонкозернистые отложения явственно обогащаются Fe и Mn, содержания же Ti остаются на прежнем уровне, либо даже снижаются.

Исключительный интерес представляют карты индивидуальных значений модуля, составленные по моей просьбе Д. С. Туровским для Северного Каспия, Аральского моря и Балхаша (см. фиг. 5а, б, в соответственно). Нужно иметь в виду, что при весьма небольших размерах этих акваторий

количество определений Fe, Mn, Ti велико: для Северного Каспия — 96; Аральского моря — 110; Балхаша — 105.

Таким образом, мы имеем здесь дело с весьма детальным картированием модуля сравнительно с тем, что наблюдается в океанах и краевых морях, и это обеспечивает достаточную достоверность его поведения в условиях, когда бассейн лишен всяких проявлений вулканической деятельности, в частности эксгальций.

Как видим, подавляющая масса индивидуальных величин модуля укладывается в те же рамки 10—20, что и средние значения его по типам осадков (и пород). Но в единичных случаях величина модуля слегка переходит обычные границы, опускаясь до 4—5 или поднимаясь до 21—25. Причина этих отклонений — неравномерность распределения на площади терригенных Fe, Mn и Ti и независимость флюктуаций каждого элемента от флюктуации других. Когда минимумы Fe или Mn совпадают с максимумами Ti, получаем минимальные величины модуля — меньше 10; при сочетании повышенных величин Fe+Mn с минимумами Ti значения модуля повышаются до 25.

Аналогичная картина наблюдается по периферии Гавайского поднятия (Лисицына и др., 1975) и вокруг Исландии (Емельянов, Харин, 1974) (см. фиг. 5, з).

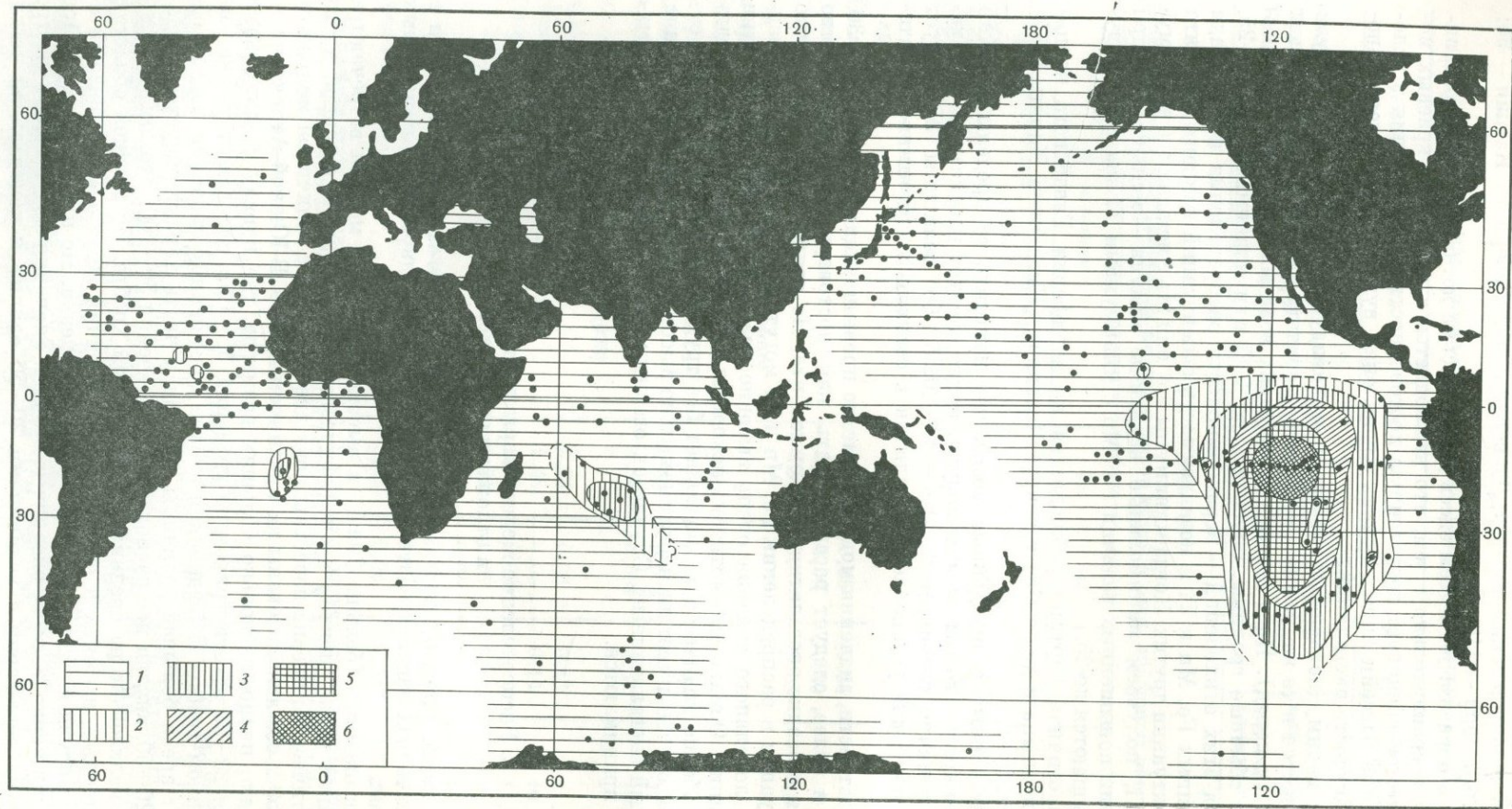
Приведенные выше данные позволяют наметить те пределы величин железо-марганцево-титанового модуля, какие следует рассматривать в качестве типично терригенных. Это — $10-20 \pm 5$. От величины 25 следует вести отсчет для установления наличия в осадках эксгальтивного материала.

В частности, значения модуля, заметно превышающие 25, например, 30, 40, 50 и более, следует рассматривать как достоверное доказательство участия в осадке эксгальтивного компонента. Не исключено, конечно, что флюктуации в распределении Fe, Mn и Ti могут создавать в качестве редкого и локального явления очень высокие значения модуля без участия эксгальций. Однако рассмотрение исходных для вычисления модуля величин, особенно количества Ti, позволяет без труда определить в каждом отдельном случае, имеет ли место аномально высокий экзогенный модуль или реальный эксгальтивный. Случаи экзогенных высоких модулей во внимание не принимаются.

2. Распределение железо-марганцево-титанового модуля в отложениях океанов

На карте (фиг. 6) показаны железо-марганцево-титановые модули в разных точках океанов. Изучая ее, сталкиваемся с двумя весьма важными фактами.

Повышенные (больше 20 ± 5) и высокие значения модуля встречаются в океанах редко, притом в специфической обстановке. В северной части Атлантического океана известны пока две площади с величиной модуля от 20 до 50 и обе локализованы на Срединном хребте. В Южной Атлантике — еще одно пятно, несколько больших размеров, где наряду с величинами модуля 20—50 зарегистрирована градация 50—100; она лежит также на Срединном хребте. В Индийском океане повышенные значения модуля образуют ареал большей величины. Основная часть характеризуется градацией 20—50, внутри нее располагаются значения 50—100. Это пятно целиком локализовано на срединно-океаническом хребте. Но главной областью повышенных, высоких и очень высоких величин железо-марганцево-титанового модуля является юго-восток Тихого океана. По площади этот район равен примерно $\frac{1}{4}$ всего океанического дна. Значения модуля здесь быстро растут от периферии с величинами 20—50 единиц к центральной части,



Фиг. 6. Железо-марганцево-титановый модуль в осадках океанов

1 — 10—20; 2 — 20—50; 3 — 50—100; 4 — 100—150; 5 — 150—300; 6 — >300 (до 1000). Точки — станции наблюдения

Таблица 11

**Железо-марганцево-титановый модуль осадков площадей
с эксплозивным и эффузивным вулканизмом**

Моря, осадки	Fe	Mn	Ti	(Fe + Mn) : Ti
Японское* (по Л. М. Грамм-Осипову, 1973)				
Пески	3,91	0,08	0,37	11
Алевриты крупные	2,38	0,03	0,40	6
Мелкоалевритовые илы	3,1	0,09	0,44	7,2
То же — пирокластические	3,6	0,14	0,37	10
Алевропелитовые илы	3,53	0,21	0,44	8,5
Пелитовые илы	4,00	0,42	0,44	10
хотское (по П. Л. Безрукову, 1960)				
Пески	3,45	0,06	0,39	9
Крупные алевриты	3,01	0,07	0,31	10
Мелкоалевритовые илы	2,68	0,12	0,31	9
Алевропелитовые илы	2,31	0,12	0,23	10,5
Пелитовые илы	2,02	0,43	0,19	13
Берингово (по А. П. Лисицыну, 1966)				
Пески	3,78	0,05	0,25	16
Крупные алевриты	3,09	0,04	0,34	9,2
Мелкоалевритовые илы	4,23	0,09	0,34	13
Алевропелитовые илы	3,30	0,06	0,34	10
Пелитовые илы	3,10	0,34	0,29	12

* Индивидуальные значения модуля в 10 станциях варьировали от 10 до 25.

образуя концентрические полосы в 50—100, 100—150, 150—300 единиц и более; максимум в центре: 1300. Это область развития эксгалиционно-осадочной формации, открытой в 1966 г. работами К. Бострома и М. Петерсона (Boström, Peterson, 1969). В составе нерастворимого осадка эксгалитивный материал образует 60—90%, а иногда слагает практически его весь.

Чрезвычайно высокий модуль (более 1000) свойствен и рудным осадкам рифтовой зоны Красного моря, открытым также в 1966 г.

Таким образом, повышенные и высокие значения железо-марганцево-титанового модуля локализованы на срединно-океанических хребтах и в рифтовых зонах, а в Тихом океане кроме того в активной части океанического дна, прилегающей к Восточно-Тихоокеанскому поднятию. Всюду эти области характеризуются повышенным тепловым потоком, идущим со дна, своеобразными железо-марганцевыми осадками, богатыми микроэлементами, и тектонической активностью, сопровождаемой поступлением в океан веществ из глубины коры (или верхней мантии?).

Иначе обстоит дело на площадях океанов вне срединных хребтов. Поражает то, что, за исключением одной точки в Тихом океане, которая лежит к западу от активного эксгалиционного поля и вблизи него, нигде на всей колоссальной акватории Мирового океана нет значений модуля, выходящих за пределы $10-20 \pm 5$. Очень часто вблизи берега модуль понижается до 10—13, а при переходе в пелагиаль растет до 16—18—20, редко до 20—24, но никогда не переступает границы 25 и даже не достигает этой величины. Такие изменения модуля в точности отвечают тому, что мы видели на Северном Каспии и Аральском море. Они имеют экзогенное проис-

хождение и обязаны тому, что в пелагическом направлении содержания Fe+Mn растут несколько быстрее, чем содержания Ti. В Атлантическом океане, по анализам К. Корренса (Correns, 1935), имеется несколько случаев, когда модуль достигает 50—100 единиц и более. Однако рассмотрение исходных цифр показывает, что в этих анализах при обычном и даже малом содержании Fe+Mn очень мало титана: 0,1% и ниже, до следов. Совершенно очевидно, что появление высокого модуля вызвано в данном случае очень резко выраженной экзогенной флюктуацией Fe и Ti, и поэтому эти модули учитываться не могут. В обширных материалах по Тихому и Индийскому океанам высокие значения экзогенно сформированных модулей встречены всего пару раз.

Итак, вне срединных хребтов, где величины модуля повышены и велики и где по разным признакам уже давно установлено выделение вулканических эманаций, на всей остальной огромной площади пелагических океанских илов неизменно встречаем нормальные величины модуля в пределах $10-20 \pm 5$, свойственные водоемам, лишенным всяких проявлений вулканизма. Даже там, где имеет место эксплозивный вулканизм андезитовой зоны (западная геосинклинальная область Тихого океана) или эффузии в разных точках океанического дна (Гавайская зона), модуль остается по-прежнему нормальным, как это видно из фиг. 5, *г* и табл. 11.

Вывод из этого факта один: в образовании пелагических океанских илов эманации из глубин Земли не принимали участия. Но хотя это ответственное заключение неизбежно, все же прежде чем окончательно утвердиться в нем, следует учесть и разобрать одно существенное обстоятельство: возможное влияние на величину модуля конкреционного рудообразования в пелагических областях океанов, особенно Тихого.

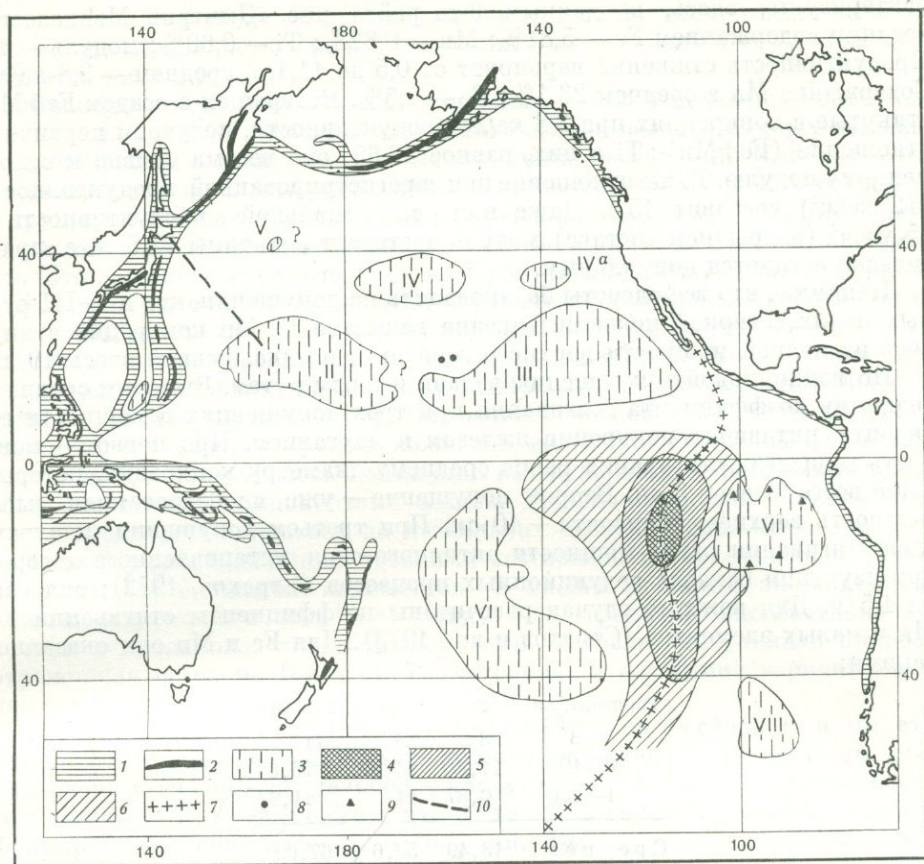
3. О возможном влиянии диагенетических процессов на величину железо-марганцево-титанового модуля океанических осадков

Так как при формировании конкреций часть Fe, Mn и микроэлементов ушла из илов в стяжения, то естествен вопрос: не изменится ли железо-марганцево-титановый модуль, если возратить вещество конкреции в осадки? Не станет ли этот коэффициент в исходном осадке выше нормы $10-20 \pm 5$? Проверить это можно на примере первого рудного поля (I), выделенного П. Л. Безруковым, В. П. Петелиным, Н. С. Скорняковой (1970) в северо-западной области Тихого океана (фиг. 7). Разрез через западную часть этой области был недавно проанализирован в статье Н. М. Страхова, И. И. Волкова, Н. А. Лисицной (1973), в которой имеются данные по продуктивности стяжений и их составу.

Будем исходить из допущения, что Fe и Mn в стяжениях поступили из всей мощности верхнего стратиграфического горизонта, равной 10 см.

Абсолютные массы Fe в осадках юго-восточной части разреза составляют 0,96, в конкрециях (при продуктивности $7,6 \text{ кг/м}^2$) — $0,126 \text{ мг/см}^2$; сумма — $1,086 \text{ мг/см}^2$. У марганца в осадке — 0,1, в стяжениях — $0,186 \text{ мг/см}^2$; сумма — $0,286 \text{ мг/см}^2$. Эти величины позволяют вычислить, каково было исходное процентное содержание Fe и Mn в осадке до стяживания. Оно будет у Fe: $5,17\% \cdot (1,086 : 0,96)$ или $5,84\%$; у Mn: $0,52\% \cdot (0,281 : 0,1)$ или $1,46\%$ ¹. Так как титан заметно не мигрирует в стяжения, то при расчете железо-марганцево-титанового модуля воспользуемся величиной его содержания в современном осадке, равной 0,59. Тогда модуль в исходном осадке будет $(5,84 + 1,46) : 0,59 = 12,4$. Современный модуль: $(5,17 + 0,52) : 0,59 = 9,6$. Изменения модуля в результате образования стяжений очень малы, и он целиком находится в пределах нормы $10-20 \pm 5$, свойственной осадкам, лишенным вулканизма.

¹ Среднее содержание Fe в осадке — $5,17\%$; Mn — $0,52\%$.



Фиг. 7. Соотношения рудных площадей с территориями развития вулканизма в Тихом океане

1 — вулканокластические отложения; 2 — площади активного вулканизма эксплозивного типа; 3 — площади рудного конкрециеобразования (по П. Л. Безрукову, В. П. Петелину, Н. С. Скорняковой, 1970); 4 — область максимального поступления эксгаляций; 5 — область более слабого поступления эксгаляций; 6 — область слабого поступления эксгаляций; 7 — ось Восточно-Тихоокеанского поднятия; 8 — район гавайского вулканизма; 9 — точки нахождения Fe-Mn стяжений на площади Перуанской впадины (по карте Н. С. Скорняковой, 1970); 10 — местонахождение Японского профиля

Продуктивность — $7,6 \text{ кг/м}^2$, использованная выше, есть средняя продуктивность стяжений. В одной из проб продуктивность достигла 18 кг/м^2 . Посмотрим, как это отражается на железо-марганцево-титановом модуле.

Абсолютная масса Fe в стяжениях будет уже $0,29$, а всего $0,96 + 0,29 = 1,25 \text{ мг/см}^2$. Абсолютная масса Mn в стяжениях $0,64 \text{ мг/см}^2$, всего $0,1 + 0,64 = 0,74 \text{ мг/см}^2$. При этих условиях концентрация Fe в исходном осадке должна быть: $5,17 \cdot (1,25 : 0,96) = 6,5\%$, а концентрация Mn — $0,52 \cdot (0,74 : 0,1) = 3,84\%$. Отсюда железо-марганцево-титановый модуль первичного осадка: $(6,50 + 3,84) : 0,59 = 17,5$ — величина, полностью укладывающаяся в рамки нормального модуля и свидетельствующая о том, что в исходном осадке не присутствовало эксгаляций. Даже если продуктивность стяжений при прежнем их химическом составе достигнет 30 кг/м^2 , железо-марганцево-титановый модуль будет только 22 , т. е. все-таки нормальным, находящимся в пределах $10 - 20 \pm 5$.

Так обстоит дело в лучше изученном первом (I) рудном поле (П. Л. Безруков, В. И. Петелин, Н. С. Скорнякова, 1970). К востоку от Гавайских островов тянется обширное III рудное поле. Состав осадков ха-

рактируется здесь, по данным 9-го рейса нис «Дмитрий Менделеев», средним содержанием Fe — 5,81%; Mn — 0,82%; Ti — 0,60%; модуль — 11. Продуктивность стяжений варьирует от 0,5 до 11,4, в среднем — 3,8 кг/м². Содержание Mn в среднем 23,4%; Fe — 7,5%. Возвращая в осадок Fe+Mn, стянутые в конкрециях при 3,8 кг/м² продуктивности, получаем первичное отношение (Fe+Mn) : Ti в них, равное 12,65; оно весьма близко к современному модулю. То же отношение при зарегистрированной продуктивности (12 кг/м²) составит 15,4. Даже при максимальной продуктивности в 45 кг/м² (и прежнем составе) модуль достигает величины 25,5, т. е. практически останется нормальным.

Напомню, что все расчеты базировались на допущении, что в I—III рудных полях северной половины океана вещество Fe-Mn конкреций стянулось из полной мощности верхнего горизонта осадка, равной здесь 10 см.

Но можно подойти к решению задачи и иным путем. Выясним среднюю величину коэффициента стягивания при трех допущениях о мощности горизонта, питавшего конкреции железом и марганцем. При первом — мощность горизонта стягивания равна среднему диаметру конкреций, который чаще всего бывает 3 см. Второе допущение — уже использованная выше мощность верхнего горизонта — 10 см. При третьем допущении мощность слоя стягивания равна мощности активного слоя, установленного автором при изучении баланса редукционных процессов (Страхов, 1972); она равна 1,5 м. Для каждого случая рассчитаны коэффициенты стягивания Fe, Mn и малых элементов (Страхов и др., 1973). Для Fe и Mn они оказались такими:

Горизонт, см	Fe	Mn	Fe + Mn
0—3	28	84	112
0—10	11,6	64,9	76,5
1—150	0,87	11	11,87
Среднее	13,49	53,6	67,09

При принятой методике средний коэффициент стягивания, вероятно, более отвечает реальной его величине, чем при использовании только одного верхнего горизонта 0—10 см, как это было сделано выше.

Сопоставляя суммарный средний коэффициент стягивания Fe и Mn с суммарным коэффициентом только для горизонта 0—10 см, нетрудно видеть, что первый заметно ниже, чем второй: 67,09 против 76,5. Это значит, что при среднем коэффициенте стягивания мы получим (после расчета) меньшие, чем были найдены выше, величины первоначальных содержаний Fe и Mn в осадке и, стало быть, меньшие первичные железо-марганцево-титановые модули в нем, чем рассчитанные ранее. Величины этих модулей при всех градациях продуктивности конкреций от самых малых до самых больших не только целиком вместились в пределы 10—20±5, свойственные осадкам водоемов, лишенных всяких проявлений вулканизма, но останется еще, выражаясь фигурально, «запас прочности».

Для расчета других рудных полей, к сожалению, нет нужных конкретных данных по осадку. Однако, опираясь на результаты проверки главного рудного пояса, включающего I+III рудные поля П. Л. Безрукова, В. П. Петелина и Н. С. Скорняковой (1970), можно с полным основанием принять, что и на других полях после пересчетов величина железо-марганцево-титанового модуля окажется нормальной.

Возможен, однако, и иной ход мысли. С воздействием эксгалаций связывается не обогащенность пелагических илов микроэлементами, а только возникновение железо-марганцевых стяжений, особенно когда они массовы и образуют рудные скопления. В этой концепции допускаются сразу два процесса: далекий занос растворенных эксгалационных компонентов от мест их поступления в воду и одновременно формирование стяжений не в

результате диагенетического перераспределения веществ в илах, а непосредственной садкой Fe, Mn и микроэлементов из наддонной воды на выходящих на поверхность ила кусках пемзы (с замещением ее), зубах рыб, отолитах кита и др.

Проверить реальность такой концепции можно с помощью карты (см. фиг. 7), на которой показаны для Тихого океана области рудных накопленных конкреций, а также возможные источники эксгальций. Ими являются, с одной стороны, области эксплозий геосинклинальной зоны Тихого океана, с другой — активная вулканическая область юго-востока. На карте рудные накопления отодвинуты от районов их питания на сотни и тысячи километров. Это обстоятельство решает дело. Прогонять вулканические газоводные растворы от источника через сотни и тысячи километров океанской воды с тем, чтобы они могли, наконец, осесть в центральных частях океанов (в халистазах) и сформировать здесь рудные накопления Fe-Mn стяжений, значит оперировать физико-химическим понсенсом, невозможностью. Ибо наибольшее физико-химическое противоречие между средой вулканических газоводных растворов и средой океанской воды существует вблизи очагов эксгальций, и именно здесь эксгальции разгружаются от несомых веществ, обогащая своими компонентами осадок. Движениями воды осевшие гели могут несколько смещаться до нескольких десятков километров, но, как показывают наблюдения над древними месторождениями, отнюдь не на сотни и тем более тысячи километров. В масштабе карты эксгальциевые компоненты практически не выйдут за границы эксгальциивно-осадочной и вулканокластической формации. Реальная ситуация в природе, отраженная на схеме (см. фиг. 7), устраняет и последний вариант эксгальционной гипотезы.

Итак, модуль, рассчитанный путем возвращения в осадок Fe и Mn, стянувшихся в железо-марганцевые конкреции, остается нормальным даже при очень высокой — предельной — продуктивности стяжений. Это обстоятельство бесспорно доказывает, что эксгальции со дна не участвовали при формировании пелагических отложений. Вывод, сделанный выше, полностью оправдался и после расчета воздействия диагенетического перераспределения Fe и Mn. Локализация же рудных фаций железо-марганцевых стяжений относительно потенциальных источников эксгальционного материала полностью исключает возможность такого питания. Глубинные эманации не могут более привлекаться в качестве источника повышенных содержаний Fe, Mn и сопровождающих их элементов в пелагических осадках океанов.

4. Радиоактивные изотопы как индикаторы генезиса Fe и Mn в пелагических конкрециях

В. В. Чердынцев с соавторами, изучив состав и распределение в железо-марганцевых стяжениях радиоизотопов урана (U^{234} , U^{238}) и тория (Th^{232} , Th^{230} (Jo), Th^{228} , Ra^{231} и Pu^{239}), пришли к заключению, что полученные ими данные «однозначно указывают на вулканогенное происхождение радиоизотопов конкреций» (1971, стр. 352). «Влияние радиоэлементов океана, континентального сноса и диагенетических выделений морских илов... полностью исключается». Этот вывод распространен на конкреции вообще, т. е. на Fe, Mn и другие нерадиогенные элементы. Основное доказательство вулканогенной природы радиоизотопов и стяжений заключается «в огромном разбросе радиологических параметров, что... как раз характерно для вулканогенных продуктов... Наиболее убедительными доказательствами нам представляется крайне высокое Th/U отношение некоторых образцов и, напротив, очень низкие Jo/U и Ra/U отношения в других конкрециях. Безусловным указанием служит исключительно высокое отношение $Ra/Jo=6$ в одной корке конкреций, не достижимое в веществе иной природы» (там же, стр. 352).

Хотя заключение о вулканогенности конкреций высказано с большой категоричностью, оно все же не может быть принято. Три методических дефекта присущи аргументации авторов. Прежде всего, не оценена значимость отдельных изотопных отношений и не показано, какие из них дают более достоверные показания по затронутому вопросу, какие — менее. Между тем, это весьма существенный вопрос. В практике зарубежных исследований основная роль отводится отношению U^{234}/U^{238} . В воде это отношение равно 1,15, в илах заведомо эвгастивного происхождения (например, на Восточно-Тихоокеанском поднятии) оно колеблется от 1,14 до 1,03—1,0, редко ниже. И тем не менее подавляющее число авторов считает уран в этих осадках не вулканогенным, а экзогенным, захваченным гидроокислами Fe из наддонной воды (Turekian, 1968; Bender a. o., 1971 и др.). В определениях В. В. Чердынцева с соавторами в конкрециях отношение U^{234}/U^{238} колеблется в интервале 0,90—1,17, в среднем же 0,99, что не противоречит экзогенному происхождению урана в изученных им стяжениях. И если другие показатели, по их мнению, противоречат такому заключению, следовало рассмотреть, почему нужно доверять именно этим показателям, а не отношению U^{234}/U^{238} . Такого анализа не сделано.

Второй методический дефект работы В. В. Чердынцева с соавторами состоит в том, что они неясно представляют себе процессы диагенеза вообще.

Суть этих процессов, как известно, не только в том, что вещества, рассеянные в илах, концентрируются около некоторых точек, стягиваются в них, причем разные элементы — в силу различной геохимической подвижности — делают это в резко разной степени. Внутри возникающего стяжения, которое вначале представляет собой сильно обводненный гелевый сгусток, происходит дальнейшее перераспределение минералов. Доказательством являются текстуры конкреций вообще и железо-марганцевых в частности, неоднократно описанные (Скорнякова, Андрущенко, 1970; Безруков, Андрущенко, 1972; Андрущенко и др., 1975 и др.). Неоднородность распределения минералов сопровождается, естественно, неравномерностью в распределении элементов внутри стяжения. Указания на это уже давно давали химические анализы разных частей конкреций. Но особенно ясно это стало теперь, благодаря применению рентгеновского микроанализатора, позволяющего определять содержания элементов в различных микрizonaх рудных оболочек конкреции (Безруков, Андрущенко, 1973). Этот метод показал, что рудным оболочкам свойственно «неравномерное распределение в них ряда элементов, обусловленное способностью частиц гидратированных окислов марганца и железа адсорбировать различные элементы. Высокие концентрации отдельных элементов приурочены к локальным участкам рудных оболочек, в которых было отмечено, в частности, присутствие тодоракита» (Безруков, Андрущенко, 1973, стр. 36). Так, «Mn концентрируется в общем обособленно от Fe, образуя отдельные микрizonaы. Кривые концентрации Mn и Fe имеют неровные очертания с резко выраженными пиками содержаний этих фаз» (там же, стр. 31). То же показывают Ni, Co, Cu. При оперировании не содержаниями элементов, а их соотношениями, как это сделано в работе В. В. Чердынцева с соавторами, разброс величин станет, как обычно, гораздо большим, чем разброс самих содержаний. Эти данные показывают, что большой разброс соотношений элементов в разных точках стяжений не является какой-то специфической особенностью радиоизотопов. Он присущ всем элементам, присутствующим в стяжениях, т. е. и радиоактивных с их изотопами, и нерадиоактивным. Поэтому отвергать «с порога» диагенетическое происхождение разброса и появление высоких значений для некоторых соотношений радиоизотопов и сразу апеллировать к вулканогенному их генезису и к такому же генезису самих стяжений, как делают В. В. Чердынцев с соавторами, методически неправильно. Такой способ интерпретации данных дискредитирует их вывод. К тому же авторам остались неизвестны некото-

рые фундаментальные закономерности локализации рудного конкрециеобразования, кратко изложенные только что, и другие — о которых будет сказано в главе VI; это действует отнюдь не в пользу их представлений. Наконец, собственную концепцию их о «вулканических растворах, продвигающихся по морскому дну и образующих конкреции» (Чердынцев и др., 1971, стр. 353) в свете современных знаний гидрохимии океанов (см. главу III) иначе как фантастической назвать невозможно.

Обратимся теперь к пирокластике и тому влиянию на геохимию осадков, какое она, принципиально говоря, может оказывать.

Особый интерес представляет в этом отношении Тихий океан, ибо главная масса вулканокластиков поступает, как мы знаем, на его площадь.

5. Локализация пирокластического материала на площади Тихого океана

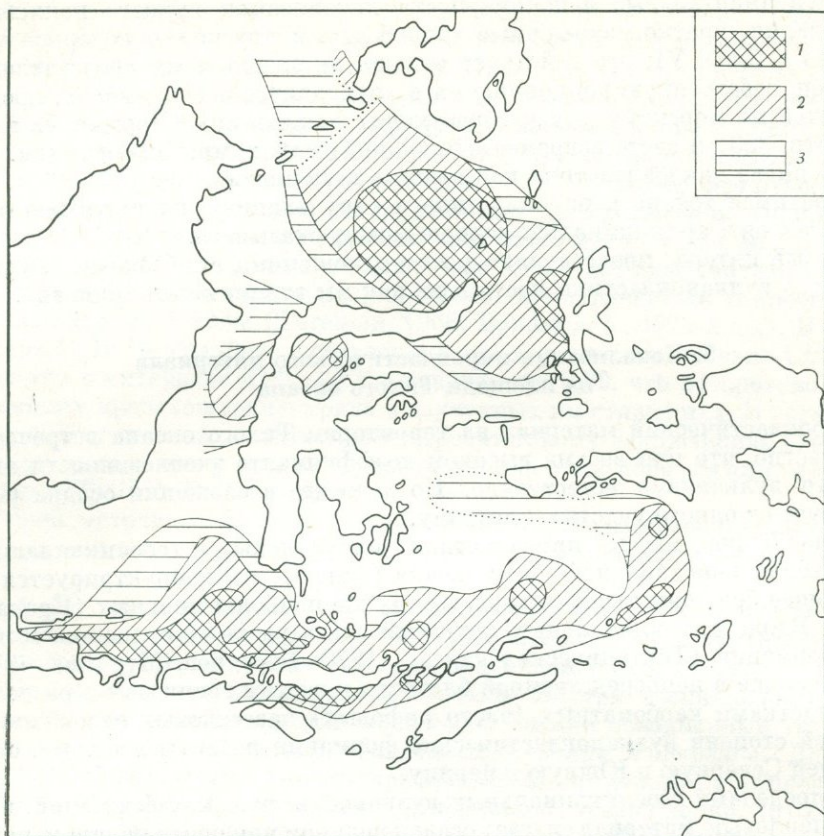
Пирокластический материал на территории Тихого океана встречается повсеместно, что при весьма высоком коэффициенте эксплозивности андезитового вулканизма естественно. Но доля его в сложении осадка резко варьирует от одного участка к другому.

Наибольшие массы пирокластики приурочены к геосинклинальной андезитовой зоне западной части океана (фиг. 8), где концентрируется подавляющее большинство вулканов, к тому же наиболее сильных (Кракатау и др.). Вдоль антиклинальных поднятий здесь развиты вулканокластические формации (Тектоническая карта..., 1970; Безруков, Мурдмаа, 1971), возникающие в непосредственной близости к очагам эксплозий и разделяемые участками карбонатных (часто рифовых) известковых отложений. В меньшей степени вулканокластические формации развиты в полосе, окаймляющей Северную и Южную Америку.

За пределами геосинклинальных вулканокластических формаций, в которых пепловый материал слагает осадок целиком или почти целиком, пеплы встречаются в рассеянном виде в составе пелагических отложений преимущественно в мелкоалевритовой фракции, но частично и в грубопелитовой и даже в субколлоидной. Карта распределения алевритовой фракции в северной половине Тихого океана, опубликованная литологами Института океанологии АН СССР в 1970 г., дает в первом приближении схему распространения пепловых частиц, входящих в осадки.

Наряду с рассеянной пирокластикой в пелагиали Тихого океана существуют чистые скопления пепла почти без примеси терригенных частиц: пепловые прослои. Они встречаются нередко, но в разрезе колонок образуют малую часть мощностей — немногие их проценты. Была сделана попытка доказать, что эти пеплы в северо-западной части Тихого океана обусловлены подводными извержениями (Чайников, М. А. Репечка), однако убедительных аргументов собрать не удалось. Вместе с тем существуют факты, свидетельствующие об эоловом заносе пеплового материала наземных извержений. Как видно на карте (см. фиг. 3), прослой его в колонках длиной до 10 м локализованы в довольно ограниченной зоне, окаймляющей Азиатский и Северо-Американский континенты. Внутри зоны мощности пеплов растут по направлению к берегу и убывают к пелагической части зоны. Пеплы — обычно кислые и выделяются среди пелагических илов белым цветом, но иногда они бурые. Прослой в двух соседних разрезах обычно не поддаются уверенной корреляции, так что это скорее даже очень короткие линзы, чем протяженные слои. Возникли они чаще всего в результате пропитывания водой и погружения на дно скоплений пемзы, неоднократно встречавшихся исследователями в открытом море, и лишь частично — за счет накопления свободных частиц, разносимых ветром.

На примере морей Малайского архипелага Г. Ниб показала, как распределяется пепловый материал в типичной геосинклинальной зоне (Neeb, 1942).

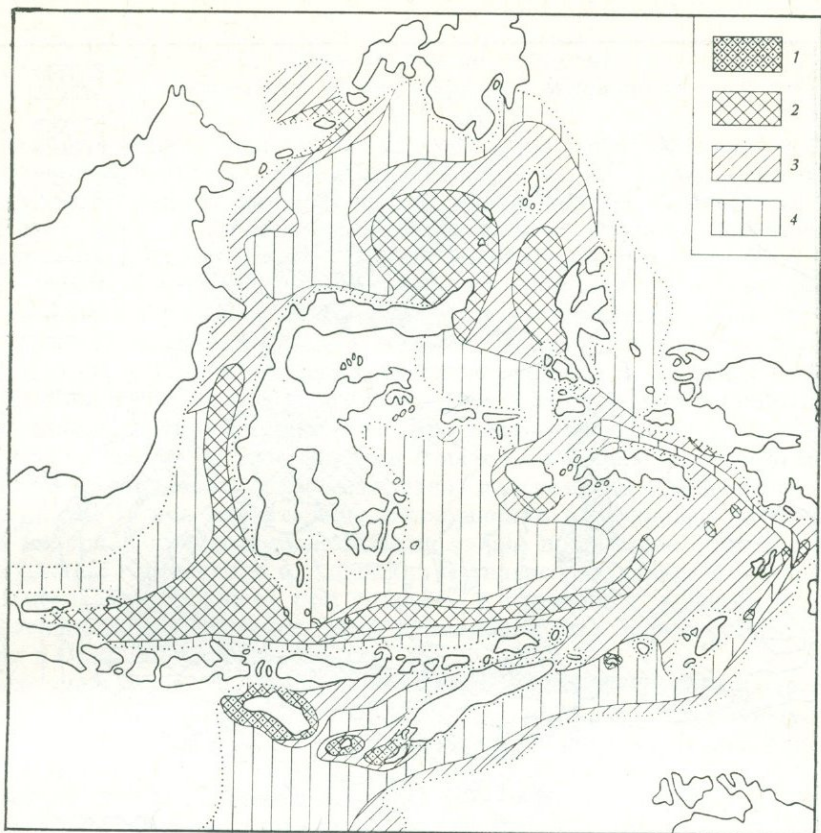


Фиг. 8. Распространение вулканических пеплов (по G. Neeb, 1942)

1 — вулканические илы; 2 — большая примесь вулканического пепла в терригенных илах; 3 — слабая примесь вулканического пепла в терригенных илах

На островах Яве, Бали, Ломбок, Сумбава, Флорес, на северной оконечности о. Калимантан и его продолжении, на о. Хальмахера и некоторых других имеются вулканы, частью действующие и в настоящее время, частью извергавшиеся в недалеком прошлом.

При учете количества пеплового материала в осадках Г. Ниб приняла три градации его содержаний: а) собственно вулканические илы; б) терригенные осадки с большой примесью вулканического пепла (3–30%); в) терригенные осадки с примесью пепла меньше 3%. На карте (см. фиг. 8) видны три большие области пеплового материала: южная, тяготеющая к островам Ява, Бали, Флорес и далее на восток, северная, охватывающая северную оконечность о. Калимантан и о. Хальмахера и протягивающаяся от них на северо-запад, и промежуточная, охватывающая северный залив о. Калимантан и прилегающие участки Макаassarского пролива. Во всех трех областях вулканический материал располагается явно асимметрично относительно питающих очагов. В южной зоне он сосредоточен почти исключительно к северу от вулканической гряды; в промежуточной — к западу от вулканического центра; в северной — к северо-западу от очагов извержений. Эта асимметрия порождена господствующими направлениями ветров в период извержения. В пределах каждой области неизменно можно наблюдать, что в непосредственной близости от вулканических очагов пепел оседает максимально, далее следует широкая область постепенного его убывания и по периферии — кайма малого содержания, быстро сменяющаяся участками со следами пепловых частиц. Очертания полос, обогащенных



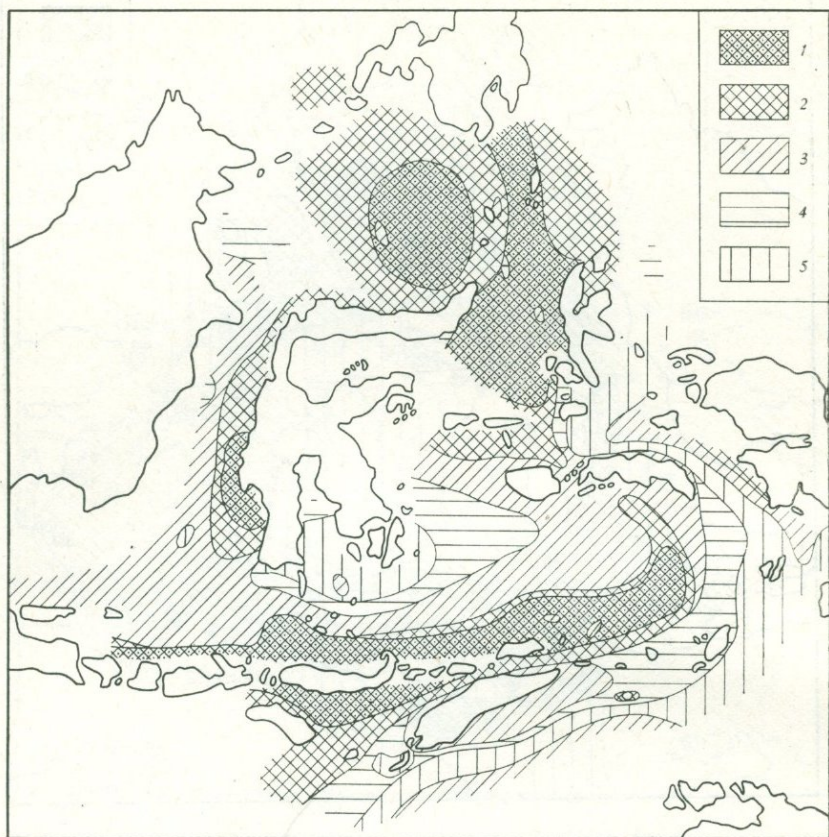
Фиг. 9. Гранулометрические фации осадка (по G. Neeb, 1942)

1 — пески; 2 — алевриты; 3 — пелиты (пелитовой фракции <70%); 4 — пелиты (пелитовой фракции >70%)

пеплом, приводят к заключению, что в их разносе большое участие принимали также и течения. Роль последних особенно бросается в глаза при прослеживании южной полосы. Здесь вулканический материал далеко уходит на восток от последних вулканических островов, причем характер сильного, но плавного заворота полосы пепловых частиц вначале на север, а потом на запад можно объяснить только воздействием течений.

Размеры пепловых частиц, по наблюдениям Г. Ниб, колеблются в очень широких пределах: от менее 1 до 0,005 мм, но подавляющая их масса имеет алевритовую размерность. Естественно, что там, где примесь пепла значительна, она оказывает существенное влияние на гранулометрию осадка, вызывая его погрубение. На фиг. 9 алевритовые осадки локализованы на таких глубинах и на таких расстояниях от берега, где на участках, лишенных пепловых частиц, отлагаются тончайшие илы. Особенно наглядно это видно на северном вулканическом пятне, где алевриты широкой полосой уходят на глубины более 5000 м. В южной полосе узкая, но непрерывная лента алевритов тянется параллельно зоне вулканических очагов. В высшей степени существенно, что здесь эта лента алевритов вовсе не является продолжением прибрежных алевритов; от них она отделена полосой пелитовых осадков; ее своеобразный генезис здесь выступает с полной отчетливостью.

Наряду с собственно пепловым материалом при эксплозиях, как известно, выбрасываются большие количества аутигенных, хорошо окристаллизованных минералов, в частности авгита, оливина, гиперстена. В нашем слу-



Фиг. 10. Распространение (в %) в осадке магнетита и хромита (по G. Neeb, 1942)
 1 — 4—1; 2 — 1—0,5; 3 — 0,5—0,1; 4 — <0,1%; 5 — нет

чае область их распространения полностью совпадает с зонами развития пепловых осадков, за пределы которых эти минералы практически не выходят. Очень отчетливо видно влияние вулканического материала на карте магнетита и хромита (фиг. 10) Они встречаются повсеместно, что указывает на весьма разнообразные источники этих минералов, как вулканические, так и осадочные; но области максимальной концентрации магнетита и хромита (с содержаниями 0,5—1 и 1—4%) отчетливо совпадают с полосами интенсивного поступления пеплов, особенно на северной и южной полосах. Тяготение к пепловым зонам проявляется также у основных плагиоклазов и ромбических пироксенов, меньше — у роговых обманок.

Зато на площадях пеплопадов практически исчезают все минералы, приносимые в море за счет разрушения осадочных пород — кварц, мусковит, турмалин, ставролит и др. Они накапливаются на участках между полосами вулканических пеплов.

Изложенные наблюдения Г. Ниб, несмотря на их давность, — лучшее, что сделано по количественному учету андезитового пирокластического материала в морских осадках. Они вводят нас, так сказать, в конкретный механизм воздействия пирокластики (пепловой и кристаллокластической) на петрографию осадка, хотя, к сожалению, прекрасно выполненное петрографическое изучение не сопровождалось у нее геохимическим. Восполнять этот пробел приходится на других объектах, и прежде всего — на Охотском море.

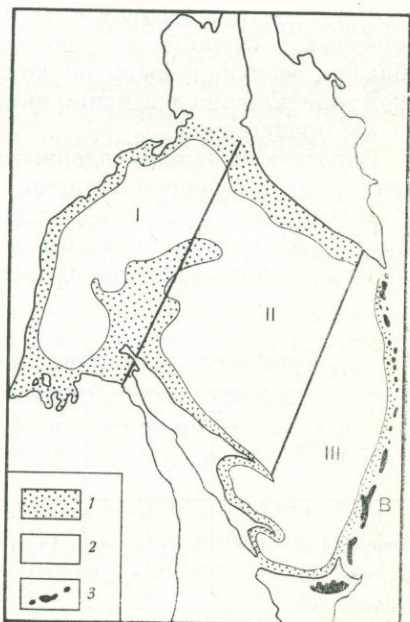
6. О воздействии пирокластики на геохимию охотоморских отложений

Охотское море располагается по соседству с весьма активной зоной эксплозивного вулканизма. Достаточно сказать, что на Курильских островах находится 30 действующих вулканов, на Камчатке — 20, на Хоккайдо — 5. Особенно важное значение для современного осадконакопления имеют вулканы Курильской гряды. «При их извержениях, — пишет П. Л. Безруков, — лавовые и грязевые потоки нередко изливаются прямо в море, образуя на отмелях островов выступы твердых вулканических пород и скопления рыхлого вулканического материала. Кроме того, при вулканических извержениях в атмосферу выбрасываются обломки пород и огромные массы вулканического пепла, которые оседают более или менее мощными слоями на поверхности самих островов и частично переносятся в море на большое расстояние от берегов. В связи с малой площадью Охотского моря количество пирокластического материала, поступающего непосредственно в море, должно быть значительно. Выпадающий на островах пирокластический материал процессами денудации также постепенно сносится в море.

Вулканы Камчатки и о. Хоккайдо находятся на далеком расстоянии от Охотского моря. Однако при сильных извержениях и соответствующих направлениях ветров пепел этих вулканов может переноситься эоловым путем в Охотское море» (1960, стр. 28—29).

Охотское море, как видим, находится в условиях, весьма благоприятствующих поступлению пирокластических частиц, и потому следует полагать, что воздействие их на геохимию осадков здесь достигает максимальной силы.

Вопрос этот был рассмотрен автором в 1968 г. совместно с И. Л. Нестеровой. При этом использовано несколько приемов анализа. Прежде всего, содержания элементов в песках и алевритах северного побережья моря, примыкающих к суше, лишенной современного вулканизма, были сопоставлены с содержаниями тех же элементов в песках и алевритах наиболее активной вулканически Прикурильской зоны (фиг. 11). Результаты оказались следующими (табл. 12).



Фиг. 11. Локализация участков Охотского моря, взятых для вычисления средних содержаний элементов

I, II, III — северная, центральная и южная зоны моря; 1 — пески и крупные алевриты; 2 — мелкие алевриты, илы и глинистые илы; 3 — курильские вулканы; зона В — область отчетливого влияния вулканизма на геохимию осадков (Прикурильская зона); зона III — область резко ослабленного влияния вулканизма на геохимию осадков

Таблица 12

Средние содержания элементов в песках и алевритах Охотского моря

Зона	Fe	Mn	P	Ti	V	Cr	Cu	Ni	Mo	Co	W
	%				10 ⁻⁴ %						
Северная	2,45	0,042	0,076	0,38	91	55	19,4	20	0,36	4,3	15
Прикурильская	6,23	0,150	0,073	0,54	206	34	20	30	0,80	6,5	21,4

У восьми элементов из одиннадцати отмечается явное увеличение содержаний в Прикурильской зоне по сравнению с северной прибрежной, причем самый прирост достаточно значителен. У железа он составляет 155% [(6,23-2,45):2,45]·100, у ванадия -125% [(206-91):91]·100, у марганца -280%, у молибдена -122%, у кобальта -50%, у титана -42%, у вольфрама -43%. У меди и фосфора значения практически одинаковы, у хрома отмечается даже понижение концентраций в Прикурильской зоне сравнительно с северной. Обогащение песков и крупных алевритов восемью элементами естественно связывать с наличием пирокластического материала. Действительно, «в осадках юго-восточной части моря терригенные компоненты представлены в большой мере пирокластическим материалом, особенно в районе Курильских островов, где местами встречаются чистые вулканогенные осадки» (Петелин, Остроумов, 1961, стр. 388). Как раз в Прикурильской зоне особенно изобильны магнетит, диопсид, гиперстен, частью базальтические роговые обманки. Они ответственные за высокое содержание Fe и Ti в самых прибрежных песках, а также за повышенные количества V, Mn, W, Co, которые также накапливаются в названных минералах.

При всей несомненности влияния пирокластики на геохимию песков и крупных алевритов нужно отметить также позитивное действие и другого, чисто гидродинамического фактора. При большой силе волнений и вообще движений воды в Прикурильской зоне, захватывающих большие глубины (до нескольких сотен метров, а местами до 1,2-1,5 км), неизбежно возникает шлихование зернистого осадка, обогащение его указанными выше минералами, а стало быть, и железом, титаном, ванадием, кобальтом. Таким образом, реально повышение концентраций восьми элементов в Прикурильской зоне вызвано действием двух факторов: составом пирокластики и шлиховым процессом.

Сопоставим теперь содержания элементов в пелагических тонкозернистых осадках северной и южной зон моря, показанных в табл. 13.

В тонкозернистых осадках южной зоны лишь пять элементов - Fe, Ti, Mn, Mo, Ni - отчетливо их обогащают. Содержания W, Cu, Co различаются столь незначительно, что их следует считать практически одинаковыми.

Таблица 13

Содержание элементов в тонкозернистых осадках Охотского моря

Зона	Fe	Mn	P	Ti	V	Cr	W	Cu	Ni	Mo	Co
	%				10 ⁻⁴ %						
Северная (I)	3,41	0,033	0,114	0,40	120,4	55	19,4	30	35	1,17	5
Южная (III)	3,55	0,226	0,071	0,52	103	34	20,1	33	50	1,39	6

Что же касается V, Cr, P, то их концентрации в осадках южной пелагической зоны даже меньше, чем в северной.

Величина дополнительной обогащенности южной зоны железом составляет 14%, титаном — 30%, никелем — 43%, молибденом около 20%; у марганца она не может быть высчитана, так как здесь имеет место диагенетический подток его в верхние слои осадка из нижних. Таким образом, обогащение тонких илов южной зоны сравнительно с северной намного меньше, чем у обломочных осадков; то значение, которое у последних было нижней границей обогащения (43%), у пелагических илов является верхним пределом, нижний же втрое меньше. Налицо резкое затухание воздействия вулканического процесса на геохимию осадков по мере их удаления от вулканического очага — явление, совершенно естественное.

Таблица 14

Содержание элементов в осадках Охотского моря
и вулканических породах Камчатки и Курильских островов
(по Е. К. Мархинину и А. М. Сапожниковой, 1962)

Породы (количество образцов)	Fe	Mn	Ti	V	Cr	Co	Ni	Cu	Mo
	%			10 ⁻⁴ %					
Базальты (14)	8,05	0,407	0,58	520	89	56	61	63	—
Андезито-базальты (21)	6,72	0,17	0,52	320	63	39	41	41	—
Андезиты (21)	6,83	0,123	0,50	280	26	29	33	34	—
Дациты (10)	4,81	0,08	0,48	176	12	17	12	25	—
Риолиты (3)	2,07	0,08	0,11	—	10	15	11	33	—
Среднее из 69 образцов	6,21	0,123	0,50	320	47	36	32	39	—
Осадки Охотского моря	3,30	0,205*	0,33	122	43	70	33	33	2,7

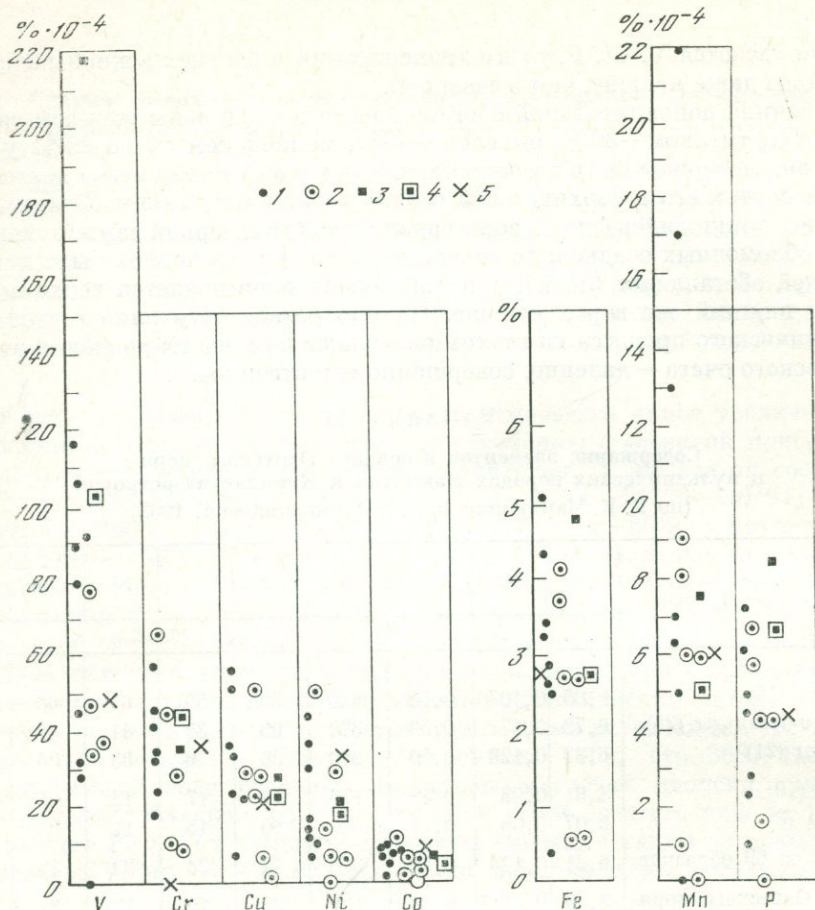
* 0,205 — результат диагенетического подтягивания Mn в окислительную зону из нижележащей восстановительной.

Таким образом, пирокластический материал оказывает влияние на геохимию охотоморских отложений в сравнительно неширокой полосе, примыкающей к активным вулканическим очагам, причем оно наиболее резко выступает в песчано-алевритовых осадках и ослабевает в более тонкозернистых и более удаленных от очагов илах. В прибрежной песчаной зоне оно усиливается действием шлихового процесса.

К уяснению общего значения пирокластики в геохимическом балансе охотоморских отложений можно подойти еще и другим путем: сопоставив средневзвешенное содержание элементов в осадках с содержаниями их в вулканических породах Камчатско-Курильской зоны (табл. 14).

Из сравнения цифр таблицы видно, что средневзвешенные содержания Fe, V, Ti, Co в охотоморских отложениях в целом заметно, а иногда намного ниже тех, какие должны были бы наблюдаться, если бы вулканический материал был решающим в определении геохимического облика осадков. Совершенно очевидно, что этот источник осадконакопления имеет все же подчиненное значение сравнительно с терригенным материалом, если брать охотоморскую седиментацию в целом.

Это заключение можно проверить еще и иным методом. На фиг. 12 и 13 нанесены содержания Fe, Mn, Ti, P, V, Cr, Co, Ni, Cu в песчаниках и глинах верхнего палеозоя Русской платформы, Донбасса, Караганды, Кузбасса (Страхов и др, 1959) и на этих же диаграммах показаны средневзвешенные содержания перечисленных элементов в Охотском море. Из диаграмм

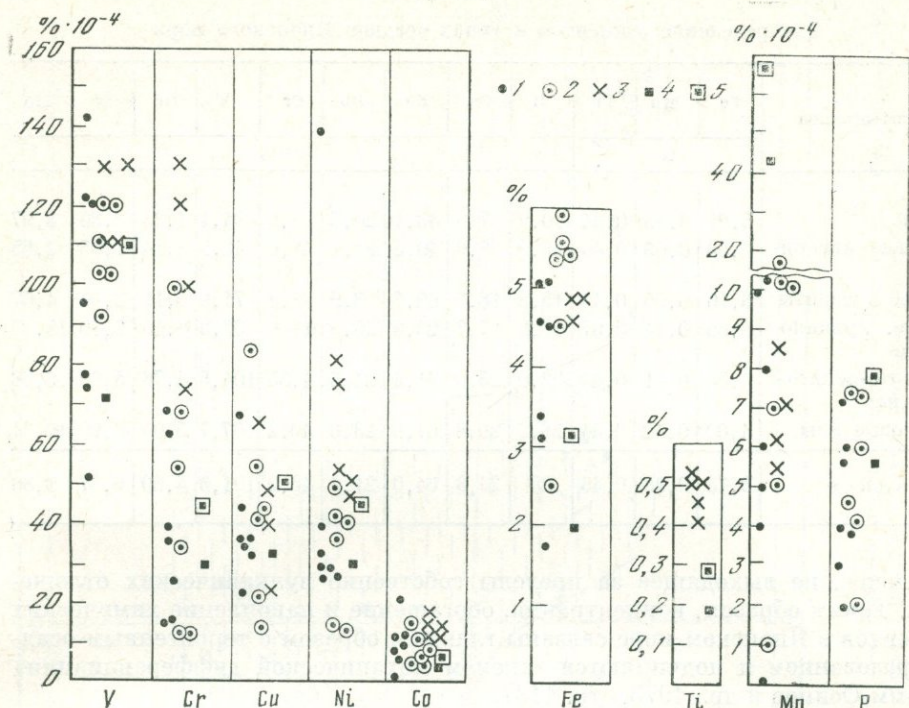


Фиг. 12. Содержание Fe, Mn, P и малых элементов (V, Cr, Cu, Ni, Co) в песчаных отложениях водоемов разного типа

1 — древние континентальные отложения; 2 — древние морские отложения; 3 — крупные пески Охотского моря; 4 — мелкие пески Охотского моря; 5 — пески Черного моря

видно, что средневзвешенные содержания всех элементов в песчаных и глинистых отложениях Охотского моря неизменно лежат внутри поля величин, свойственных древним песчаникам и глинам, причем занимают в этом поле обычное среднее положение. Лишь в единичных случаях, например у железа и ванадия в песчаниках, содержания подходят к верхней границе, а у марганца даже переступают ее. Происхождение этих отклонений различно. Избыточное обогащение песков железом и ванадием в прибрежной зоне связано с природным шлиховым процессом, почему и проявляется в наиболее яркой форме в самой мелководной зоне в крупных песках, богатых магнетитом, титаномагнетитом. Избыточное же накопление марганца в глинистых осадках обязано диагенетическому подтягиванию его из нижней восстановленной зоны в верхнюю, окисленную (Остроумов, 1954).

Итак, несмотря на большое поступление пирокластики в Охотское море, она весьма мало отражается на общем геохимическом облике охотоморских отложений, каким он вырисовывается по средневзвешенным величинам. Влияние ее отчетливо сказывается лишь в ограниченной зоне преимущественно грубых осадков — песков и алевритов — и быстро слабеет по мере удаления от вулканических очагов — в глинистых осадках; а так как зона прикурильских песков по площади мала, ее действие очень слабо сказывается на общем (усредненном) геохимическом облике осадков.



Фиг. 13. Содержание Fe, Ti, Mn, P и малых элементов (V, Cr, Cu, Ni, Co) в глинистых отложениях водоемов разного типа

1 — древние континентальные отложения; 2 — древние морские отложения; 3 — глинистые сланцы; 4 — глинистые (кремнистые) илы Охотского моря (натуральный осадок); 5 — то же, в пересчете на бескремнистое и бескарбонатное вещество

7. Влияние пирокластики на геохимию осадков Японского моря

Весьма интересно с этой точки зрения распределение элементов в Японском море, которое также получает материал не только с континента, где вулканов нет, но и с Японских островов, где они имеются. По сравнению с Охотским морем количество пирокластики, приносимой в бассейн, меньше и она образует второстепенную примесь в осадке. Но все же выделяется несколько мелких пятен, где она является господствующим или даже практически единственным компонентом: это вулканогенные мелкоалевритовые илы. Наибольшее поле их располагается в глубоководной впадине к северо-востоку от Владивостока, два-три небольших пятна локализованы по северо-восточному краю этой же впадины (Репечка, 1973).

Недавно Л. М. Грамм-Осипов, М. А. Репечка, Т. И. Волкова, С. Г. Плисс и В. Н. Черных (1973) опубликовали весьма интересные данные о среднем содержании ряда микроэлементов в япономорских осадках (табл. 15), сопроводив их серией карт.

Из этих данных «видно, — пишут авторы, — что только железо, цинк, свинец, олово и молибден имеют повышенные (именно повышенные) содержания в вулканогенных отложениях, остальные элементы находятся или в тех же количествах, что и в терригенных, или еще в меньших концентрациях. Отмеченные на карте аномально высокие содержания железа (более 6%) выделяются единичными пятнами и связаны с размывом основных эффузивов, т. е. по сути дела это вулканотерригенные отложения, имеющие малое распространение... Все это заставляет нас предполагать, что влияние вулканизма на геохимию осадков Японского моря весьма слабое,

Таблица 15

Распределение элементов в типах осадков Японского моря

Типы осадков	Fe	Mn	Ti	Ni	Cu	Zn	Pb	Cr	V	Sn	W	Mo
	%			10 ⁻⁴ %								
Пески	3,91	0,08	0,34	10,9	7,9	43,1	20,7	28,2	94,1	4,23	2,30	3,97
Крупные алевриты	2,38	0,03	0,40	12,9	8,9	40,4	21,1	41,0	42,3	4,14	1,85	2,65
Мелкие алевриты	3,10	0,09	0,44	15,8	18,5	60,7	23,9	38,8	71,6	5,11	2,96	4,07
То же, вулканогенные	3,60	0,14	0,37	10,2	17,7	93,9	25,9	17,6	37,8	8,46	5,70	13,25
Алеврито-пелитовые илы	3,53	0,21	0,44	22,0	25,0	61,4	24,3	4,35	104,5	4,76	5,60	6,98
Пелитовые илы	4,00	0,42	0,44	28,2	29,8	67,9	23,3	49,2	107,7	5,00	6,99	10,34
Среднее	3,73	0,28	0,43	25	24,8	64,0	21,6	46,2	101,5	4,69	6,37	9,88

локальное, не выходящее за пределы собственно вулканических отложений... Таким образом, концентрация, обогащение и накопление химических элементов в Японском море связаны главным образом с терригенным осадкообразованием и подчиняются законам механической дифференциации» (Грамм-Осипов и др., 1973, стр. 113).

Этот вывод полностью согласуется с заключениями, сделанными выше относительно влияния вулканизма в Охотском море.

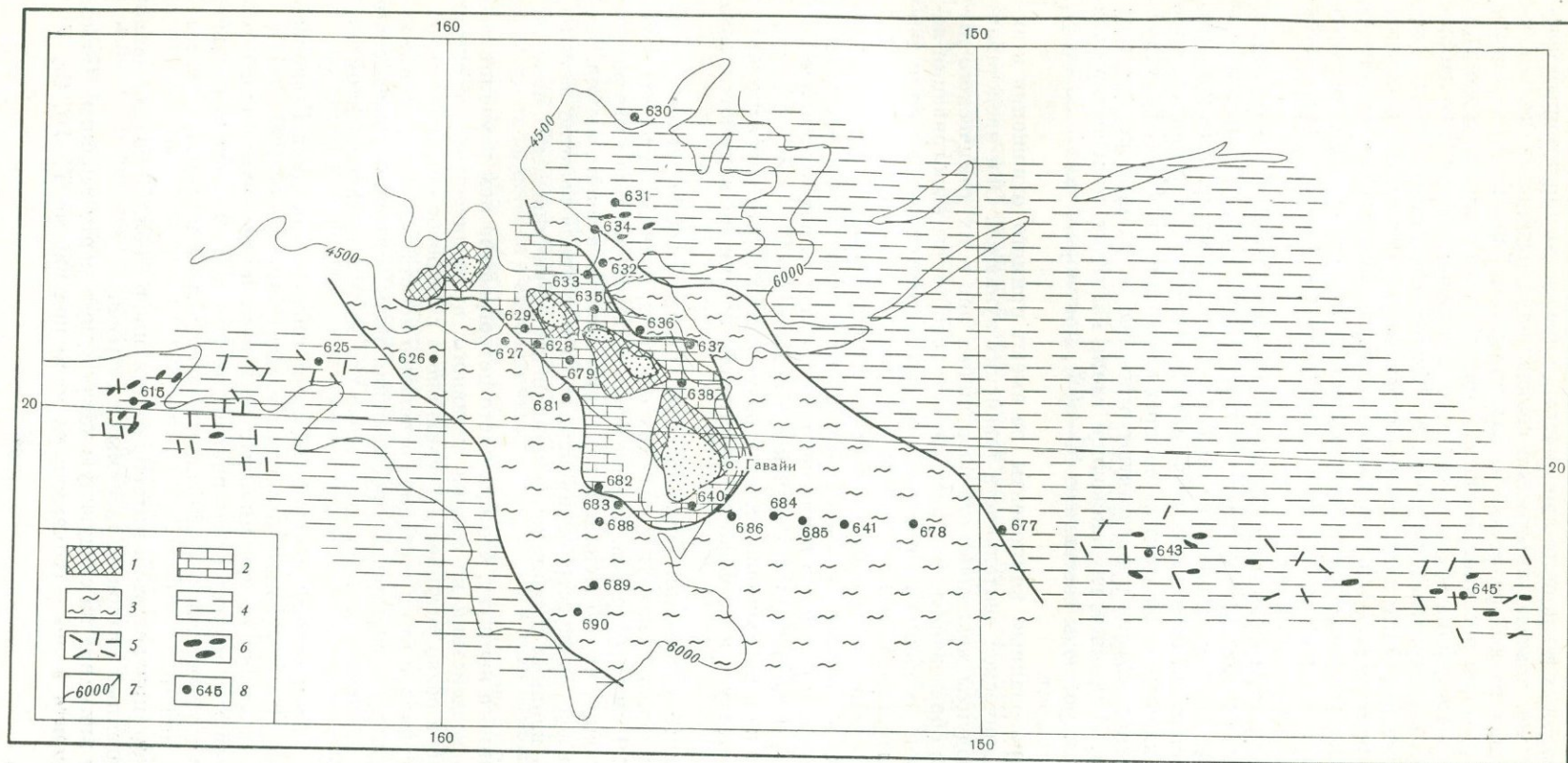
8. О влиянии базальтового вулканизма на геохимию осадков в зоне Гавайских островов

Кроме широко распространенного эксплозивного вулканизма андезитового типа, в океанах существует также базальтовый, преимущественно эффузивный вулканизм с малым эксплозивным коэффициентом. В Тихом океане его классическим представителем является гряда Гавайских островов, в Атлантике — о. Исландия. Argiоi следует ожидать, что влияние этого вулканизма на осадкообразование будет проявляться несколько иначе, чем в рассмотренных выше примерах. Но как именно? Ответ на это дает недавняя работа Н. А. Лисицкой, Г. Ю. Бутузовой, И. И. Волкова, М. А. Глаголевой и В. С. Соколова (1975).

Специфическую особенность Гавайской гряды составляет то, что она располагается в середине Тихого океана и со всех сторон окружена эвпелагической красной глиной. Стало быть, осадочный материал, поступающий с Гавайев, накладывается на нормальную пелагическую седиментацию, придавая ей особые черты.

На фиг. 14 воспроизведена карта осадков, окружающих Гавайскую гряду. В них прослеживается нормальный ряд петрографических типов в направлении от островов к пелагиали: обломочно-карбонатные пески и илы шельфа переходят в существенно карбонатные илы склона поднятия, которые в свою очередь на глубинах ниже критической (около 4700 м) сменяются слабокремнистыми илами; еще дальше распространена эвпелагическая красная глина. Первые три зоны и являются осадками, порожденными островным поднятием и сбросом с него осадочного материала.

Состав песчано-алевритовой фракции в осадках весьма характерен. В самых прибрежных песках и алевритах присутствуют обломки свежих и в разной степени выветрелых островных базальтов, а также отдельных компонентов, их слагающих. Среди них: оливин и идингсит, пироксен



Фиг. 14. Схематическая карта донных осадков Гавайской зоны

1 — прибрежные обломочно-карбонатные илы; 2 — карбонатные и глинисто-карбонатные илы; 3 — глинистые илы с примесью кремнистого материала; 4 — глубоководные пелагические красные глины; 5 — цеолиты (5—20%); 6 — Fe-Mn конкреции; 7 — изобаты (в м); 8 — станции нис «Дмитрий Менделеев»

(авгит), магнетит (как свежий, так и выветрелый), ильменит, палагонит. В зоне карбонатных и глинисто-карбонатных илов состав терригенных компонентов тот же, хотя количественно соотношения отдельных компонентов во фракциях разной размерности различны. Так, например, в составе тяжелой подфракции песчаной фракции наряду с магнетитом и пироксенами обильно представлены обломки базальта, и в целом материал более выветрелый, чем в алевритовой фракции. Алевритовые частицы состоят в основном из авгита и магнетита, обычно в разных количествах. В легкой подфракции присутствуют плагиоклазы, стекло и цеолиты. В кремнисто-глинистых илах уменьшается содержание магнетита (до 30—40% тяжелой подфракции) и соответственно возрастает доля пироксена; сокращается примесь оливина и иддингсита.

Состав глинистой фракции осадков показывает зональные изменения. В прибрежных осадках присутствуют каолинит (до 35%), гидрослюда (порядка 40%) и монтмориллонит (не свыше 30%), а также примесь хлорита. В более удаленной от берега зоне карбонатных и кремнисто-глинистых илов содержание хлорита и каолинита не превышает вместе 10—13%, гидрослюда и монтмориллонит присутствуют примерно в равных количествах (около 40%). В красной глубоководной глине каолинит диагностируется неуверенно, гидрослюда составляют 50—60%, монтмориллонит — 30—45%, остальное — хлорит.

Охарактеризованные компоненты не имеют прямого отношения к активной вулканической деятельности гавайских вулканов. Они представляют собой продукты механического разрушения лав и их химического выветривания с образованием на лавах значительной коры выветривания латеритного типа, особенно на северных островах гряды. Зона влияния терригенного материала — 700—800 км от островов.

Следы активного вулканизма в составе осадков, обрамляющих Гавайи, видны только в наличии пеплового материала, но содержание его невелико. В то время как в красной глине пепловый материал образует менее 1%, в кремнисто-глинистых илах Гавайской зоны его до 10%. Это относится, конечно, только к песчано-алевритовой размерности зерен; вероятно, часть стекол присутствует и во фракции пелитовой, но они не поддаются пока определению.

Повышенное содержание пирокластики ограничивается сравнительно небольшой площадью вокруг Гавайских островов, граница которой проходит в 300—400 км от островов. Дальше всего пеплы разносятся в юго-восточном направлении, что объясняется влиянием господствующих ветров. Интересно, что зона распространения пеплового материала заметно меньше, чем область влияния терригенного компонента. Причины этого пока неясны.

Из сказанного явствует, что при чисто петрографическом изучении интенсивность воздействия на осадки активного вулканического процесса вокруг Гавайев резко уступает действию сноса с островов обычного терригенного материала, и что в последнем отчетливо констатируется влияние коры выветривания базальтов. Второстепенная роль активного гавайского вулканизма объясняется в данном случае его малым коэффициентом эксплозивности.

В связи с этим особый интерес вызывает геохимия осадков Гавайской зоны. В табл. 16 приведены имеющиеся на этот счет данные.

При истолковании ее напомним, что железо-марганцево-титановый модуль пригавайских осадков очень низкий: менее 5 и 5—6 и, следовательно, никакой речи об участии эксгалативных компонентов в химии этих осадков быть не может.

Мы можем привлекать к интерпретации цифр табл. 16 только пепловый и терригенный материал, сносимый с островов.

Обратим внимание на следующую характерную черту таблицы. Четыре первых элемента в ней — геохимически мало подвижные Ti, Fe, Cr, V —

Таблица 16

Средние содержания химических элементов в осадках Гавайской зоны
и базальтах Гавайского сводового поднятия
(по Лисицыной, Бутузовой и др., 1975)

Породы	Ti	Fe	Cr	V	Al, %	Mn	Ni	Co	Cu	Mo	Примечание
	%		10 ⁻⁴ %			10 ⁻⁴ %					
I. Базальты Гавайского сводового поднятия	1,42	9,60	200	250	7,25	0,13	167	46	148	1,4	Среднее из 10 обр.
II. Осадки Гавайской зоны	1,78	9,33	124	156	7,20	0,22	107	35	169	1,8	Среднее из 20 обр.
III. Красные глины прилегающих пелагических областей	0,72	6,07	78	105	7,80	0,62	184	83	292	4,4	Среднее из 10 обр.
Отношение II : III	2,5	1,5	1,6	1,5	0,92	0,35	0,6	0,42	0,57	0,36	

накапливаются в Гавайской зоне в количествах больших, чем в эвпелагической красной глине. Пять наиболее геохимически подвижных элементов: Mn, Ni, Co, Cu, Mo, напротив, присутствуют в Гавайской зоне в резко уменьшенных содержаниях; они как бы уходят из нее и накапливаются в эвпелагической красной глине.

Такое поведение элементов необъяснимо присутствием пеплового материала в осадках, тем более, что и количества его здесь мизерны из-за низкого коэффициента explosивности гавайского вулканизма. Но все становится совершенно понятным и закономерным, как только подойдем к интерпретации с точки зрения питания пригавайской зоны за счет приноса продуктов выветривания гавайских базальтов.

При элювиальном процессе геохимически мало подвижные элементы Ti, Fe, Cr, V повышают свои содержания в коре выветривания; механическое переотложение ее в Гавайской зоне естественно создает повышенные содержания этих же элементов в осадках. Геохимически подвижные Mn, Co, Ni, Cu, Mo при выветривании понижают свои содержания в элювии; отсюда пониженные их количества в Гавайской зоне. Растворы Mn, Co, Cu, Ni, Mo уходят дальше в море и участвуют в создании повышенных и высоких процентных количеств в эвпелагических глинах. Al в этом отношении стоит как бы на границе обеих групп, если оперировать его процентными содержаниями.

Добавим, что наивысшие концентрации первой группы, особенно титана, локализованы в самой прибрежной песчаной зоне. Это результат дополнительного действия того шлихового процесса в прибрежье, действие которого мы уже видели на Охотском море. Он развит всюду около вулканических островов у побережий, где выходят средние и основные изверженные породы.

Таким образом, несмотря на то, что гавайский вулканизм достаточно активен, его непосредственное воздействие на осадконакопление весьма мало и проявляется лишь во второстепенной примеси пеплового материала. В геохимии же осадков оно неуловимо вообще. Распределение элементов в пригавайских отложениях контролируется целиком процессами механического разрушения свежих базальтов на островах и их кор выветривания и разноса возникшего кластического и растворенного материала в пригавайской водной толще. Аналогичная ситуация имеет место и в районе о. Исландия (Емельянов, Харин, 1974).

Рассмотренные три примера образуют своеобразную градацию воздействия пирокластики на геохимию осадков. Оно наиболее значительно в Охотском море, меньше — в Японском и практически неуловимо около Гавайев. Но даже тогда, когда влияние пирокластики на геохимию осадка установить можно, оно ограничивается зоной грубых осадков, непосредственно прилегающей к очагу, и быстро убывает при удалении от него и переходе в область тонкозернистых илов.

9. Об отражении эксгальций в вулканокластических осадках (о. Санторин в Эгейском море)

Пирокластика — материал, выбрасываемый в стадию пароксизма. В поствулканическую стадию выносятся растворенные компоненты, выщелоченные кислыми водами из пород, слагающих вулканическую постройку. Принципиально эти растворы также должны оказывать влияние на геохимию осадков, в частности на их железо-марганцево-титановый модуль. Но реально мы не в состоянии, как правило, ни отделить этот эксгальционный компонент от внесенного в составе пирокластики, ни установить наличие его с помощью отношения $(\text{Fe}+\text{Mn}) : \text{Ti}$, ибо этот модуль в вулканокластических отложениях и отложениях, переходных к обычным терригенным, по своей величине полностью входит в те пределы величин, которые свойственны терригенному модулю.

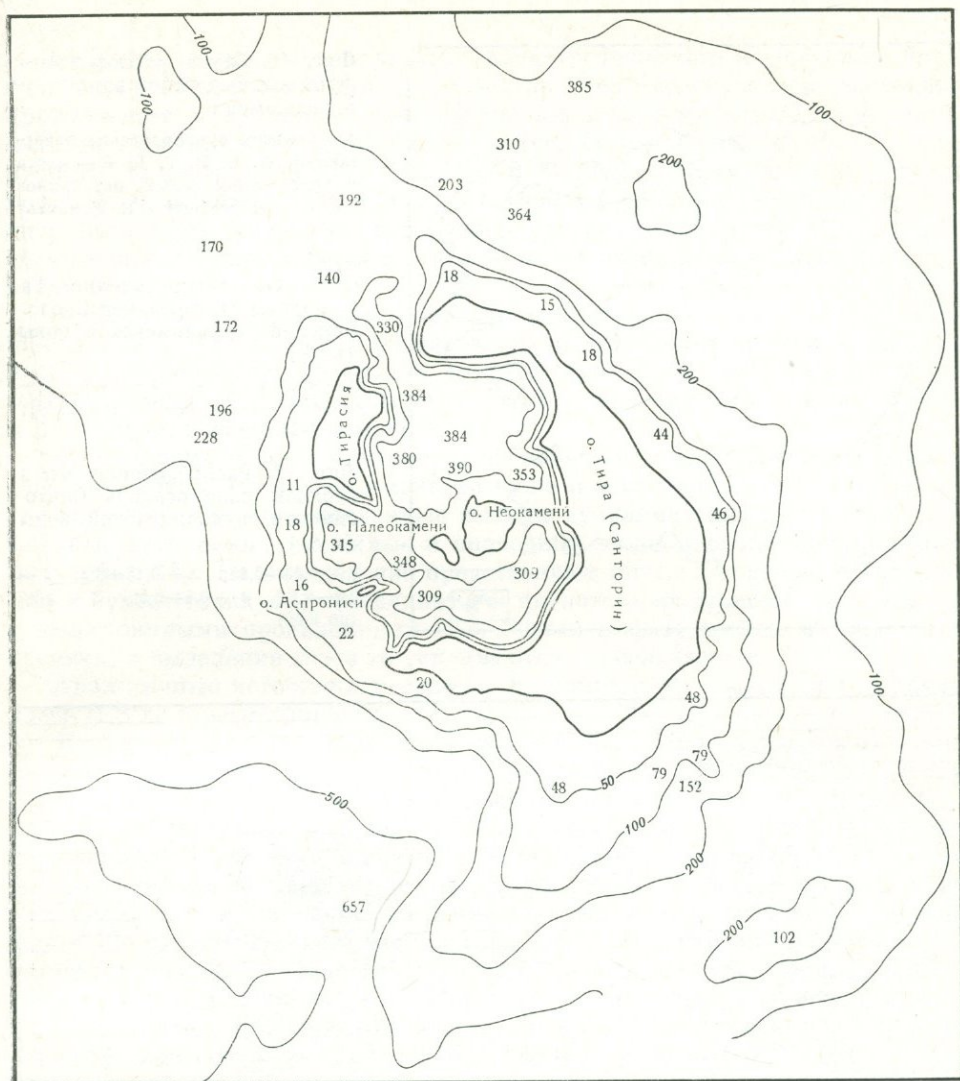
Как объяснить этот факт?

Ключ к разъяснению лежит в расчетах, выполненных в конце предыдущей главы (см. стр. 17).

Выщелачивание водой веществ, сорбированных горячей пепловой тучей, выводит в экстракт около 1% от общей массы выбрасываемого пепла. В поствулканическую стадию из вулканической постройки дополнительно выщелачивается примерно столько же. В сумме в раствор при каждом эруптивном акте переходит около 2% выброшенного пирокластического материала.

Состав растворов сложный: в них представлены хлориды и сульфаты K, Na, Ca, Mg, а также SiO_2 , Fe, Mn. Но роль последних двух элементов весьма невелика. Из 1022 мг выщелачиваемых в среднем из 100 г пеплов на долю Fe приходится всего 6 мг (см. стр. 18). Это обстоятельство вносит ясность в интересующий нас вопрос. В самом деле. В каждых 100 г исходных андезитовых или базальтовых морских вулканокластических осадков уже содержится в твердой фазе в среднем 6,33 г Fe+Mn (см. табл. 14), что отвечает модулю 12,6. Дополнительный внос в такой осадок 6 мг Fe за счет растворов, идущих с вулканической постройки, не изменит этот модуль, даже на десятые доли единицы. Даже если бы поступление растворенных Fe+Mn увеличивалось на порядок и два порядка, это не вывело бы модуль за его нормальные терригенные пределы (10—20±5). По данным табл. 14 при 60 мг вноса модуль с 12,6 поднялся бы до 12,7; при 600 мг — до 14. Малое влияние растворов Fe+Mn, выносимых разными путями из вулканической постройки в область прилегающих морских отложений, поддерживается еще тем, что главная доля пеплового материала, осевшего вокруг очага после каждой эрупции, быстро сносится в море, а количество морских вулканокластических осадков за счет него увеличивается. Распределяясь среди этой растущей толщи, поступающие в растворе Fe и Mn оказывают, естественно, тем меньшее воздействие на модуль осадка, чем дальше идет разрушение вулканической постройки.

Таким образом, малая величина модуля в пирокластических морских осадках объясняется тем, что масса растворенных Fe+Mn, дополнительно поступающая в осадки при каждом эруптивном акте, ничтожна сравнительно с первичным содержанием обоих элементов в твердой фазе пеплов. Следовательно, модуль $(\text{Fe}+\text{Mn}) : \text{Ti}$ морских вулканокластических отложений есть модуль, свойственный самой андезито-базальтовой магме, поро-



Фиг. 15. Схематическая батиметрическая карта Санторинской вулканической зоны (по Г. Ю. Бутузовой, 1969)

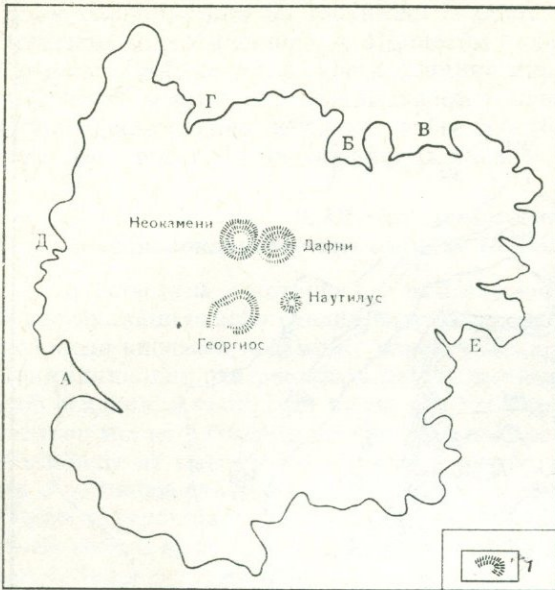
дившей пещлы. Он либо совсем не претерпел изменений, либо только ничтожно изменен дополнительным вносом $Fe+Mn$, выщелоченных из родоначальной вулканической постройки.

Но в некоторых специфических условиях эксгаляции, выносимые из вулканического очага, начинают улавливаться осадками и самый модуль их начинает расти. Ввиду исключительного интереса этого случая остановимся на кратком его рассмотрении.

Классическим примером является о. Тира (Санторин) в Эгейском море. Описание и анализ происходящих здесь процессов было дано Г. Ю. Бутузовой (1965б).

Небольшие дополнительные данные приведены в статье Е. Бонати с соавторами (Bonatti a. o., 1973).

Кальдера вулкана о. Санторин расположена в южной части Эгейского моря среди островов Греческого архипелага, в 120 км севернее о. Крит (фиг. 15). Она представляет собой овальную, несколько вытянутую в меридиональном направлении котловину площадью 83 км². С востока, севера



Фиг. 16. Схема расположения фумарольных полей вокруг о. Неокамени

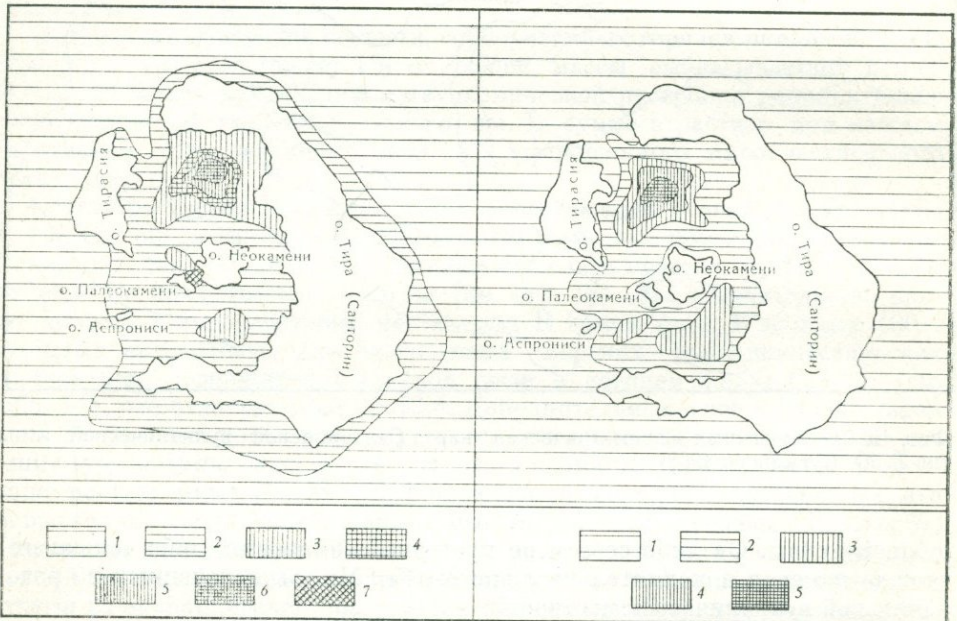
1 — кратеры вулканических извержений; А, Б, В, Г, Д, Е — места выходов термальных источников (А, В и Е посещены Е. Бонатти)

Фиг. 17. Распределение Fe в верхнем слое осадков Санторинской вулканической зоны (в %)

1 — <4; 2 — 4—5; 3 — 5—6; 4 — 6—7; 5 — 7—8; 6 — >8 (до 17,54); 7 — >25 (руда)

Фиг. 18. Распределение Mn в верхнем слое осадков Санторинской вулканической зоны (в %)

1 — 0,05—0,15; 2 — 0,15—0,2; 3 — 0,2—0,4; 4 — 0,4—0,5; 5 — >0,5 (до 0,69)



и юга котловина ограничена высоким о. Тира (Санторин), имеющим форму полумесяца; с запада — подводным барьером, выходящим местами на поверхность в виде о. Тирасия и Аспрониси; глубина подводного вала 10—20 м. Кальдера состоит из трех впадин, разделенных более приподнятыми участками. Конфигурация впадин сложная; северная — самая большая — впадина отличается плоским дном и наибольшей глубиной (380—390 м). В центре кальдеры расположены острова Палео- и Неокамени, высоты которых равны соответственно 97 и 133 м над уровнем моря. На северо-западе кальдера сообщается с открытым морем через удлинненный радиальный канал Ия, глубина которого превышает 300 м.

Кальдера возникла в результате катастрофического извержения, бывшего около 1400—1500 лет до н. э. По характеру деятельности Санторин принадлежит к вулканам типа Кракатау, и потому взрыв, создавший кальдеру, сравнивают обычно с извержением Кракатау 1883 г. Но большая площадь Санторинской кальдеры (83 км²), чем у Кракатау (23 км²), и мощный 30-метровый слой пемзы на островах Санторин, Тирасия и Аспрониси позволяют думать, что извержение второго тысячелетия до н. э. было значительно крупнее и, вероятно, более катастрофично, чем эксплозия Кракатау 1883 г.

После этого извержения происходили небольшие эрупции, завершившиеся в 197—198 гг. до н. э. образованием о. Палеокамени. Они продолжались затем периодически вплоть до 1050—1051 гг. н. э. В ходе их возле о. Палеокамени возникли близкие по составу (андезитовые) острова Микра и Неокамени, позже объединившиеся.

В настоящий момент Санторин переживает поствулканическую стадию своего развития. На о. Неокамени на суше и в подводной прибрежной части локализируются многочисленные выходы вулканических газов, гидротермальные источники — наземные и подводные вулканические фумарольные поля (фиг. 16). Из них для нас представляют интерес подводные эксталяции в бухте (точка А), относящиеся к низкотемпературному типу мофетт с непостоянными проявлениями Н₂S. Режим мофетт вообще весьма непостоянен, и выделения газов то усиливаются, то ослабевают.

Аналогичные источники посещены Е. Бонатти в точках В и Е; причем здесь Н₂S не зарегистрирован.

На фиг. 17 и 18 показано распределение Fe и Mn в кальдере и в закальдерном пространстве. На них видно прежде всего, что на участке между островами Палео- и Неокамени располагается небольшое пятно (2—2,5×10³ м²) железных руд, а на остальной площади — илы с повышенным содержанием Fe и Mn. Толщина железистого слоя в наиболее затишных местах, близ источников гидротерм, достигает 60—70 см, с удалением от них уменьшается, но все же на доступных для наблюдения местах она не менее 40 см. Большая, верхняя, часть рудного осадка — ржаво-бурая и состоит из гидроокисла железа, нижняя на доступных для наблюдения 20 см — черная, образованная главным образом свободной гидрозакисью железа, гидротроилитом, карбонатами Fe, вивианитом, сульфатами Fe, пиритом. Ржавый слой содержит 45,8—50,53% Fe₂O₃, 0,18—0,94% FeO, 0,01—0,26% Mn. Черный слой несколько беднее обоими элементами. Характерно, что титан в составе осадка обычно отсутствует либо находится в количестве 0,014—0,037%. Следовательно, железо-марганцево-титановый модуль рудного осадка огромный.

В точках В и Е рудные осадки только окисные и локализованы на площади 100 м² непосредственно над выходом источников; мощность слоя изменчива и колеблется от немногих сантиметров до 40 см, в зависимости от топографии местности. Содержание Fe в точке В — 27%, при 0,2% Mn и 0,8% P; в точке Е — соответственно 40%, 0,07%, 0,3%; титана 0,009—0,03%.

Сравнение содержаний Fe и Mn в кальдерных и закальдерных осадках показывает значительное обогащение первых (табл. 17).

Морфологически обогащенность кальдерных осадков Fe и Mn проявляется в том, что зерна их одеты в «железистую рубашку», тогда как у закальдерных отложений такой рубашки нет. Естественно было считать, что рубашка в кальдерных плах возникла за счет гидротермальных Fe и Mn. Была предпринята попытка растворить эту рубашку в образцах кальдерных илов и тем самым определить количество содержащихся в ней гидротермальных Fe и Mn.

Оказалось, что максимальные содержания растворимого железа и марганца приурочены к наиболее тонким илам внутрикальдерных впадин, особенно самой глубокой северной. В этих плах гидротермального железа

Таблица 17

[Распределение Fe и Mn в различных типах осадков
(в % на бескарбонатное вещество)
(по данным Г. Ю. Бутузовой)]

Типы осадков	Fe		Mn	
	в кальдере	за кальдерой	в кальдере	за кальдерой
Пески	4,67	3,86	0,14	0,09
Крупные алевриты	4,93	3,80	0,17	0,11
Мелкие алевритовые илы	6,37	3,61	0,38	0,15
Известково-глинистые илы	—	5,53	—	0,22

обычно в 1,5—2 раза больше, чем железа вулканокластического, гидротермального же марганца в 4—5 раз. Особенности распределения Mn видны из сравнения марганцевого модуля (Mn/Fe) в разных типах осадков: рудный осадок — 0,0003, мелкоалевритовые илы кальдеры — 0,06, закальдерные илы — 0,03. Видно малое количество Mn в рудном осадке и тяготение его к мелкоалевритовым илам северной кальдеры.

Наряду с Fe и Mn в кальдере слегка накапливаются и некоторые микроэлементы (табл. 18).

В рудах, кроме железа, заметно повышено содержание Pb и V. В кальдерных илах все микроэлементы находятся в количествах, отвечающих гранулометрическому типу осадков, за исключением V, содержание которого повышено по неясным причинам. В закальдерных илах заметно повышено содержание Sr, особенно в известковых илах. Г. Ю. Бутузова связывает это с влиянием офиолитовой формации, развитой на островах Эгейского моря и своим разрушением обогащающей хромом закальдерные илы Критской впадины.

В общем геохимическая картина в кальдере о. Санторин выглядит так. Гидротермы в бухтах о. Неокамени поставляют углекислые воды с низкой температурой (30—35°), несущие закисные формы Fe+Mn. При высачивании в бухту А закисные формы железа превращаются в окисные и частью садятся в пределах бухты А и в проливе между островами Палео-и Неокамени, частью уносятся в область кальдерного бассейна и здесь осаждаются на площади главным образом самых тонких мелкоалевритовых илов, образуя железистые оболочки вокруг зерен. Закисный марганец так же окисляется, но благодаря своей большей геохимической подвижности слабо фиксируется в рудном пласте, а уходит в кальдерное пространство и накапливается здесь также главным образом в мелкоалевритовых илах.

За пределы кальдеры гидротермальные Fe и Mn практически не выносятся, что явствует из существенно более низких содержаний обоих элементов в одноименных типах закальдерных осадков и отсутствия в них железистой рубашки вокруг зерен. Кальдера функционирует как морфологически выраженная ловушка для гидротермально выносимых элементов.

Насколько существенны морфологические особенности водоема вблизи вулканического очага для улавливания (или рассеяния) на больших пространствах гидротермальных компонентов, видно из сопоставления подачи Fe+Mn с вулкана Эбеко (о. Парамушир) и в кальдеру о. Санторин. В первом случае, по данным К. К. Зеленова (1972), ежегодно выносятся 13 200 т Fe+Mn, но благодаря отсутствию «ловушек» этот материал

Таблица 18

Содержание некоторых микроэлементов в осадках кальдеры и за кальдерой (в 10^{-4} % на бескарбонатное вещество)

А. По Г. Ю. Бутузовой (19696)

Тип осадка	Руда								Кальдерные осадки					Закальдерные осадки				
	V	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	B	V	Cr	Ni	Co	Cu	V	Cr	Ni	Co	Cu
Руды	56	3	4	3	16	139	80	150	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Пески	—	—	—	—	—	—	—	—	116	29	15	15	41	79	34	26	17	19
Крупные алевриты	—	—	—	—	—	—	—	—	152	28	18	18	51	83	29	22	15	28
Мелкоалевритовые илы	—	—	—	—	—	—	—	—	166	34	23	20	52	87	88	82	25	41
Известково-глинистые илы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	115	170	177	57	98

Б. По Bonatti a. o. (1973)

Тип осадка	B	Ba	Co	Cr	Cu	La	Ni	Sc	V	Y	Zr	K	Th
Руды в точках <i>B</i> и <i>E</i>	130—190	80—88	5	5	9—30	10	5	3	30—70	35—170	10—19	16,12	0,19
Кальдерные илы	225—350	200	6—10	20—45	70—95	12—18	40—50	4—8	170—250	18—30	45—80	—	—

полностью рассеивается в пределах Охотского моря и не только не образует рудных скоплений, но даже не сказывается на величине железо-марганцево-титанового модуля осадков. В кальдере о. Санторин, по расчетам Г. Ю. Бутузовой, ежегодное поступление железа ориентировочно оценивается всего в 550—650 т, из которых на формирование рудного пласта идет 50—100 т, остальное рассеивается в кальдерных илах, повышая их железо-марганцево-титановый модуль. В вулканокластической части мелкоалевритовых илов этот модуль равен 7,4; с присоединением гидротермальных Fe+Mn он становится 16,9.

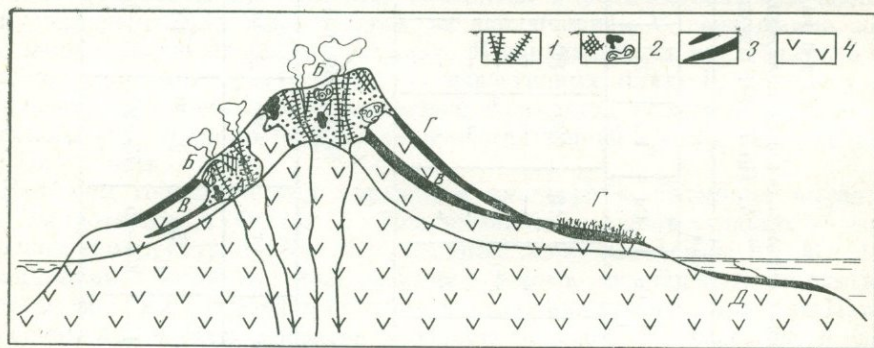
О важности геоморфологических условий в возникновении рудного гидротермально-осадочного месторождения свидетельствует и Красное море. В нем руды локализованы в пределах рифтовых депрессий весьма ограниченного размера, являющихся ловушками вынесенного гидротермами материала.

10. Об отражении в осадках вулканической постройки поствулканической стадии (Курильские острова)

Кальдера о. Санторин демонстрирует подводное высачивание мофетт. На Курильских островах существует большое разнообразие проявлений фумарольно-сульфаторной стадии в наземных условиях и множество новообразований, связанных с воздействием гидротермальных вод на вулканические постройки, расположенные выше уровня моря. Эти новообразования на примере железа были недавно сведены в общую схему И. А. Калугиным (1967); она воспроизведена на фиг. 19.

Различаются по крайней мере четыре типа новообразований.

Первый — это отложения фумарольно-сульфаторных полей. Здесь выше границы циркуляции вадозных вод тепловые толщи интенсивно разложены



Фиг. 19. Размещение отложений железа на постройке вулкана

А — на фумарольно-сульфаторных полях; Б — вблизи выходов источников; В — в фильтрующих горизонтах; Г — в русле проточных и в ложе застойных вод; Д — возможные морские отложения.

1 — сульфиды железа; 2, 3 — бурые железняки; 4 — туфы, лавы и др. Пунктиром ограничена зона циркуляции вадозных вод

и превращены в глинисто-опаловые или опалово-алунитовые породы. Последние раздроблены сетью трещин, выполненных пиритом, и нередко содержат сульфидную вкрапленность. При химическом выветривании сульфидных тел и сульфидизированных участков в наземных условиях возникают близ поверхности своеобразные жилы, линзы и пятна осветленных пород. Нередко жилы не имеют резких границ и содержат окиси железа не более 10—15%. При повторном образовании трещин в породах вблизи термальных источников и при их залечивании возникают вторичные лимонитовые жилы с содержанием окиси железа до 50%. В верховьях

р. Юрьевой (о. Парамушир) мощность жил достигает 20—50 см при видимой протяженности по простиранию до 30 м, по падению до 20 м.

Второй тип — поверхностные отложения железа на вторично измененных андезитах, связанные с излияниями терм. Так, на северо-западной части склона вулкана Менделеева в верхней его половине в опалитизированных породах встречаются углубления до 0,5 м в поперечнике, заполненные синеваато-серой клокочущей грязью. Из одного такого котла берет начало серно-мельниковитовый поток, заполняющий дальше ложбину длиной 25—30 м, шириной 0,5—0,7 м, глубиной до 10—20 см. Этот поток сложен пористой зеленоваато-серой породой, в которой зерна андезито-дацитовый породы цементируются сажистым мельниковитом.

Третий тип — отложения железа в фильтрующих горизонтах делювия и пролювия. Он широко развит на фумарольно-сульфаторных полях вулканов Головнина, Менделеева, Влодавца, Эбеко. Морфологически это плащеобразные поля с наклоном до 20—30°. Мощность лимонитизированных горизонтов достигает 2—5 м. Сложены они гравелитами, псаммитами, цементированными лимонитом. Содержание гидроокислов железа до 23%. Железо образует почки в полостях и корки с концентрически-зональным строением на обломках, обычно осветленных по краям. Лимонитизированные горизонты пирокластов наблюдаются также часто в окружении сульфаторных полей в слоистых отложениях на крутых склонах вулканов.

Четвертый тип — отложения проточных и застойных (болотных) вод. Такие отложения наблюдались И. А. Калугиным в аллювиальных террасах р. Юрьевой, собирающей термальные воды вулканов Ветрового, Эбеко, Влодавца, а также на вулканах Менделеева и Татаринова. В истоках р. Юрьевой эти отложения залегают на гидротермально-измененных андезитах; оруденелая масса мощностью 6—8 м залегает параллельно наклоненному руслу ручья с углом падения 10—12° и прослеживается по падению на 30—40 м. Основная масса породы — обломки опалитов и опало-алунитовых пород, цементированные псаммито-алевритовым лимонитизированным материалом, с содержанием 42% окиси железа.

Отложения бурого железняка в пологих подошвах вулканов наблюдаются на о. Парамушир и в других местах. Они отстоят от кратерных зон на 5—10 км и более и от побережий на расстоянии до 5 км. Вследствие резкого выполаживания рельефа эти зоны сильно заболочены, разливающиеся здесь речки отлагают среди болотной травы обильные хлопьевидные гидраты окислов железа и белую тонкую вулканокластику.

Лимонитовая цементация песков встречается, наконец, вблизи устьев рек и рек, на морских пляжах между линией прибоя и низкими обрывами заболоченных равнин.

В целом деятельность поствулканических гидротерм оставляет в наземных вулканических постройках множество разнообразных следов. Но это, как правило, эфемерные образования, легко разрушаемые в дальнейшем при денудации вулкана, к тому же сосредоточивающие в себе мизерные количества железа и не уходящие далеко от источников его поступления. Они упомянуты здесь лишь для полноты характеристики поствулканического процесса и миграций вещества, с ним связанных.

Глава III

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА НА СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТАХ

Пользуясь железо-марганцево-титановым модулем (Mn+Fe): Ti, мы смогли наметить на срединно-океанических хребтах участки, где заведомо имеет место подток газоводных растворов из глубин Земли. Но остаются еще невыясненными четыре кардинальных вопроса: а) о скорости подтока, измеряемой $мг/см^2$ за 1000 лет; б) о доле эндогенного материала, идущего из глубин, в общем питании океанов, каждого порознь и всех вместе; в) о геохимических особенностях осадков, возникающих под влиянием эндогенных веществ, сравнительно с геохимией илов, формирующихся за счет терригенного материала; г) о гидрохимическом типе самих глубинных газоводных растворов.

Рассмотрим вначале первые два вопроса.

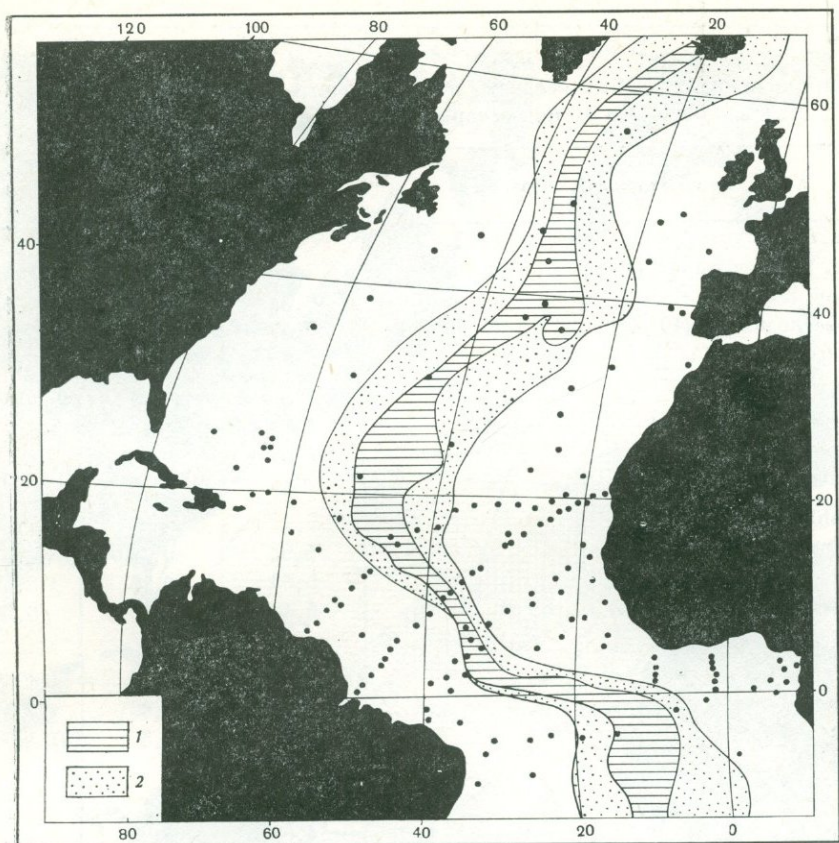
Анализ интенсивности эксгальций целесообразно выполнить на примере Fe и Mn, ибо по этим двум элементам в литературе имеется наибольший материал, да и количественно они образуют свыше 98—99% всей массы металлоносных эксгальций. Совершенно очевидно, что число участков на срединно-океанических хребтах, где выходят газоводные растворы, больше, чем уловленные пока их ареалы, особенно в Атлантическом и Индийском океанах. Поэтому к оценке интенсивностей поступления веществ надо подходить с такой методикой, которая по возможности исключала бы скудность данных по железо-марганцево-титановому модулю. Показать эту методику удобно на конкретном примере Срединно-Атлантического хребта.

1. Поступление Fe+Mn на Срединно-Атлантическом поднятии

Выясним вначале, насколько отличаются средние процентные содержания Fe+Mn в осадках на Срединно-Атлантическом поднятии от содержания в зонах за его пределами (фиг. 20).

В табл. 19 собраны соответствующие данные по Северной Атлантике, опубликованные К. Коренсом (Correns, 1935), С. Векил и Дж. Райли (Wakil, Riley, 1961), К. Ведеполем (Wedepohl, 1960), К. Бостромом с соавторами (Boström, Fischer, 1969а, б; Boström, Peterson, 1969а, б; Boström, Valdes, 1969), Р. Честером и Р. Мессина-Ганна (Chester, Messina-Hanna, 1970).

Предварительно разъясним, почему в цифры К. Бострома с соавторами введена поправка. Дело в том, что когда их аналитические данные были пересчитаны на бескарбонатное вещество, оказалось, что сумма бескарбонатного материала весьма значительно уступает количеству глинистого компонента, рассчитанного по Al_2O_3 ($Al_2O_3 \times 5,5$). Причина могла быть либо в большой недостоверности определений Al_2O_3 , что противоречит указаниям авторов на 10%-ную точность их анализа, либо в том, что наряду с карбонатами разбавителем было некоторое количество аутигенной SiO_2 . Последнее для осадков поднятия казалось вероятным, почему первоначальные цифры были пересчитаны на массу глинистого компонента, что заметно



Фиг. 20. Срединно-Атлантическое поднятие

1 — Центральная зона (хребты); 2 — окраинные зоны. Точки — станции наблюдения

увеличило сумму Fe+Mn (аутигенная SiO₂ К. Бостромом не определялась).

Из табл. 19 следует, что среднее содержание Fe+Mn на поднятии составляет 5,46%, а на площадях вне его — 5,01%. Разница небольшая, но ощутимая. Причина ее в том, что на поднятии некоторое количество Fe+Mn (а именно 0,45%) осело за счет эксгалационного подтока снизу. Можно было бы думать, что какая-то доля эксгалационного материала вынесена за пределы поднятия. Но низкий железо-марганцево-титановый модуль (10—13) в прилегающих к поднятию точках противоречит этой идее. Массы Fe+Mn поступающие снизу, практически полностью оседали на площади самого поднятия; ниже увидим, что это хорошо согласуется с механизмом их подтока.

Переход от процентных содержаний к абсолютным массам в мг/см² за 1000 лет осуществляется с помощью карты скоростей современной седиментации, опубликованной А. П. Лисицыным (1971). На этой карте видно, что полоса поднятий лежит целиком в поле скоростей от 10 до 30 мм/см² за 1000 лет, или, беря среднее из граничных значений, — 20 мм/см². При переводе на весовые единицы это означает 2000 мг/см² за 1000 лет. Так как средняя карбонатность осадков на хребте 80%, то бескарбонатного вещества в них 400 мг/см². При 5,46% Fe+Mn в этом веществе заключено 21,84 мг/см² обоих элементов, причем Fe — 20, Mn — 1,84 мг/см². По данным М. Бендера с соавторами (Bender а. о., 1970), скорости накопления Mn в четырех точках на хребте (вне участков с повышенным железо-мар-

Таблица 19

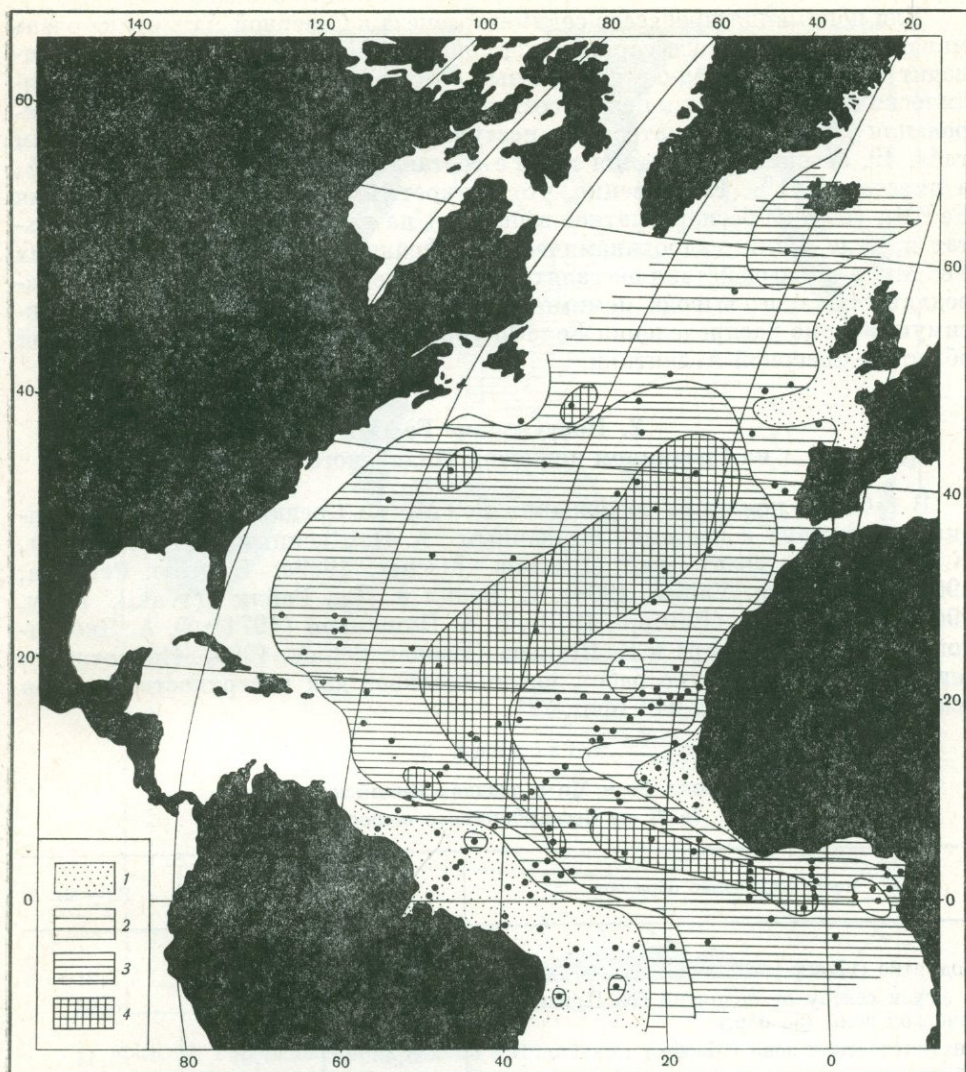
Содержания Fe и Mn в осадках [северной части Атлантического океана
(в % на бескарбонатное вещество)

Автор, местоположение образцов	Fe	Mn	Fe + Mn
Chester, Messina-Hanna (1970)			
Поднятие (9 обр.)	6,32	0,72	7,04
Западнее поднятия (10 обр.)	5,67	0,29	5,96
Восточнее »	5,00	0,30	5,30
Wakil, Riley (1961)			
Поднятие (3 обр.)	7,59	0,18	7,77
Западнее поднятия (3 обр.)	6,08	0,42	6,50
Восточнее » (4 обр.)	4,65	0,29	4,94
Wedepohl (1960)			
Поднятие (2 обр.)	5,92	0,46	6,38
Западнее поднятия (6 обр.)	5,63	0,35	5,88
Восточнее » (2 обр.)	6,42	0,29	6,71
Correns (1935)			
Поднятие (18 обр.)	4,21	0,47	4,68
Западнее поднятия (26 обр.)	3,09	0,22	3,31
Восточнее » (54 обр.)	5,08	0,3	5,38
Boström, Peterson (1969a, б)			
Поднятие (6 обр.)*	3,6	0,1	3,7
Поднятие (6 обр.)**	4,68	0,23	4,81
Общее среднее			
Поднятие (38 обр.)	5,01	0,45	5,46
Западнее поднятия (45 обр.)	4,24	0,26	4,50
Восточнее поднятия (75 обр.)	5,06	0,26	5,32
Среднее за пределами поднятия (120 обр.)	4,75	0,26	5,01
Среднее по океану в целом	4,80	0,31	5,11

* Без поправки. ** С поправкой.

ганцево-титановым модулем) составляют: 0,33; 0,35; 0,92 и 1,96 мг/см² за 1000 лет, т. е. близки к рассчитанным нами. Что касается эксгальтивных Fe+Mn, то при общем их содержании в 0,45% (на бескарбонатное вещество) количество их будет 1,80 мг/см² за 1000 лет (400×0,45%). На долю терригенных Fe+Mn придется 20,4 мг/см². Как видим, подача Fe+Mn снизу с эксгальтациями достаточно мала и резко уступает их поступлению с берега; соотношения 1,84 : 20,04.

Зная среднее содержание эксгальтивных Fe+Mn на поднятии, можно определить роль эксгальций в общей массе этих элементов в осадках Северной Атлантики. Расчет произведен путем использования так называемого терригенного модуля Атлантического океана (Лисицын, 1973). Терригенный модуль показывает массу веществ, получаемых океаном на 1 км² за счет сноса с континентов; в Северной Атлантике он равен 33 т/км² в год, или 3300 мг/см² в 1000 лет. При содержании в терригенной взвеси Fe+Mn в количестве 4,6% на каждый квадратный сантиметр океанического дна поступает 152 мг за 1000 лет. Площадь дна вне поднятия относится к пло-



Фиг. 21. Распределение Fe+Mn в осадках Северной Атлантики (в % на бескарбонатное вещество)

1 — <3; 2 — 3—5; 3 — 5—7; 4 — >7. Точки — станции наблюдения

щади самого поднятия как 3,6 : 1. Отсюда общий внос Fe+Mn в океан будет равняться $152 \times 3,6 \text{ мг/см}^2 + 21,84 \text{ мг/см}^2 = 569,04 \text{ мг/см}^2$, причем эксгальвативных Fe и Mn в них всего $1,80 \text{ мг/см}^2$ ¹. В процентном выражении это составит всего 0,3% ($1,80 : 569,2 = 0,003$). Пай эксгальвативного материала в общем содержании Fe+Mn оказывается достаточно низким. Это хорошо согласуется с широким развитием в Северной Атлантике самой низкой градиции железо-марганцево-титанового модуля.

¹ В порядке разъяснения этого приема расчета укажу, что конкретный принос терригенных Fe+Mn на разных участках океанического дна вне поднятия, конечно, сильно варьирует. На непосредственной границе с поднятием он таков же, как на самом поднятии: $21,84 \text{ мг/см}^2$ за 1000 лет. Но по мере удаления от поднятия и приближения к берегу резко — в десятки раз — возрастает. Терригенный модуль нивелирует эти колебания привноса на разные точки вне поднятия, приводя их к средней величине 152 мг/см^2 за 1000 лет.

Для понимания процессов седиментогенеза в Северной Атлантике очень малая подача Fe+Mn в составе эксгальций чрезвычайно важна. Она приводит к тому, что средние процентные содержания Fe+Mn в североатлантических илах, взятых в целом, создаются практически за счет фракционирования терригенного материала, поступающего с континентов. По данным табл. 19, средние содержания для Fe составляют 4,8%¹, для Mn — 0,31%, а вместе — 5,11%. Естественно, что конкретная картина распределения Fe+Mn (в % на бескарбонатное вещество) на карте (фиг. 21) есть результат прежде всего гидродинамического фракционирования терригенных Fe+Mn, а не воздействия эксгальтивных процессов. Доказательством справедливости такого вывода, помимо изложенного выше, является то, что максимум в схеме распределения Fe+Mn хорошо совпадает с халистатической областью Северной Атлантики.

2. Поступление Fe+Mn на Срединном поднятии Индийского океана

В табл. 20 показаны содержания Fe+Mn на Срединном поднятии Индийского океана и вне его, по данным А. П. Лисицына (1961, 1975), К. Бострома с соавторами (Boström, Fischer, 1969a; Boström, Peterson, 1969a, б; Boström, Valdes, 1969), С. Векил и Дж. Райли (Wakil, Riley, 1961), Е. Филиппи (Philippi, 1910), З. А. Пушкиной (1971), О. А. Дворецкой (1971), М. Бендера и К. Шульца (Bender, Schulz, 1969). Несмотря на значительное количество работ, число анализов для поверхностных слоев осадка ограничивается 94² (фиг. 22).

Таблица 20

Содержания Fe и Mn в осадках Индийского океана (в % на бескарбонатное вещество)

Местонахождение образцов	Fe	Mn	Fe + Mn
Поднятие (17 обр.)	6,55	0,76	7,31
К югу и северу от поднятия без Приантарктической зоны (53 обр.)	4,18	0,51	4,68
Антарктическая зона (24 обр.)	3,43	0,01	3,44
Общее среднее вне поднятия с Антарктической зоной	4,05	0,32	4,37
Среднее по океану	4,50	0,39	4,89

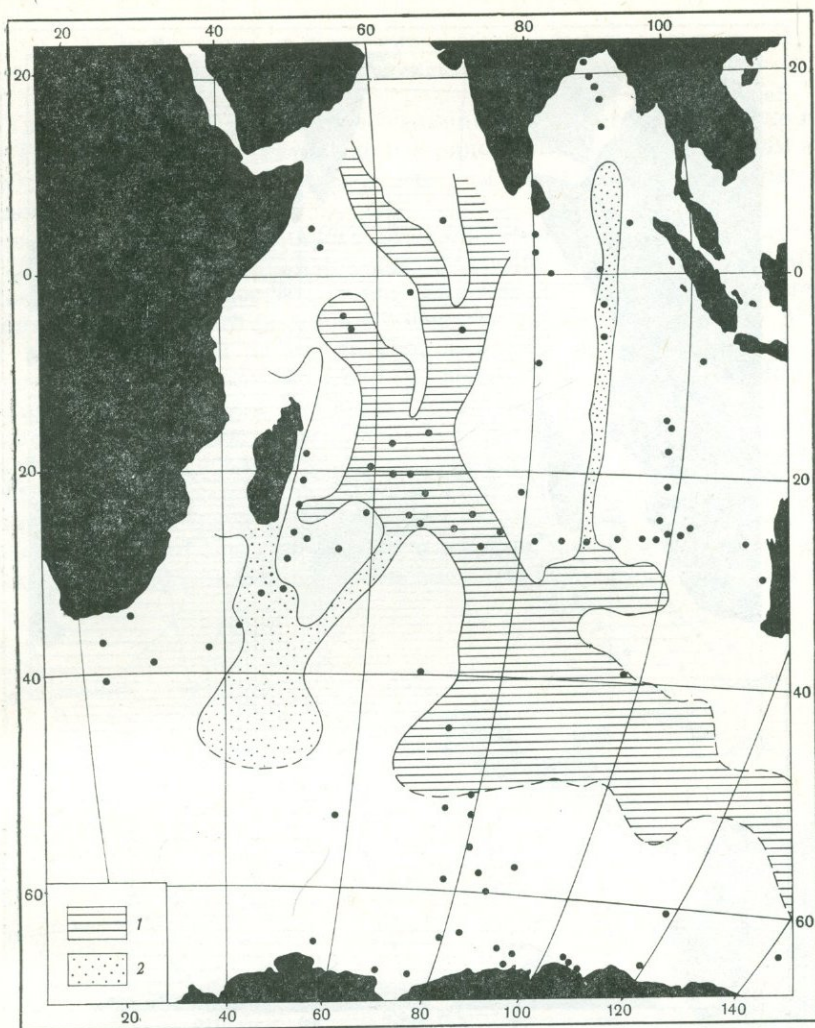
Примечание: Пять анализов К. Бострома с соавторами исправлены пересчетом на глинистую массу.

Из сопоставления последней строки табл. 20 с первой строкой явствует, что избыток содержаний Fe+Mn на поднятии составляет 2,42%, которые следует приписать действию эксгальций.

На карте скоростей осадконакопления в океанах (Лисицын, 1971) Срединное Индийское поднятие располагается в поле величин от 3 до

¹ По данным Е. М. Емельянова и И. И. Шурко (1973), среднее содержание Fe на всей площади Атлантического океана составляет 5,18%. Пониженные содержания Mn в Северной Атлантике сравнительно с Южной раньше отмечены К. Турекьяном и Дж. Имбри (Turekian, Imbrie, 1966).

² Данные Г. Мюллера (Müller, 1967) не учтены из-за принятой им неудовлетворительной методики (HCl-вытяжки).



Фиг. 22. Расположение поднятий в Индийском океане

Участки поднятий: 1 — активные; 2 — пассивные. Точки — станции наблюдения

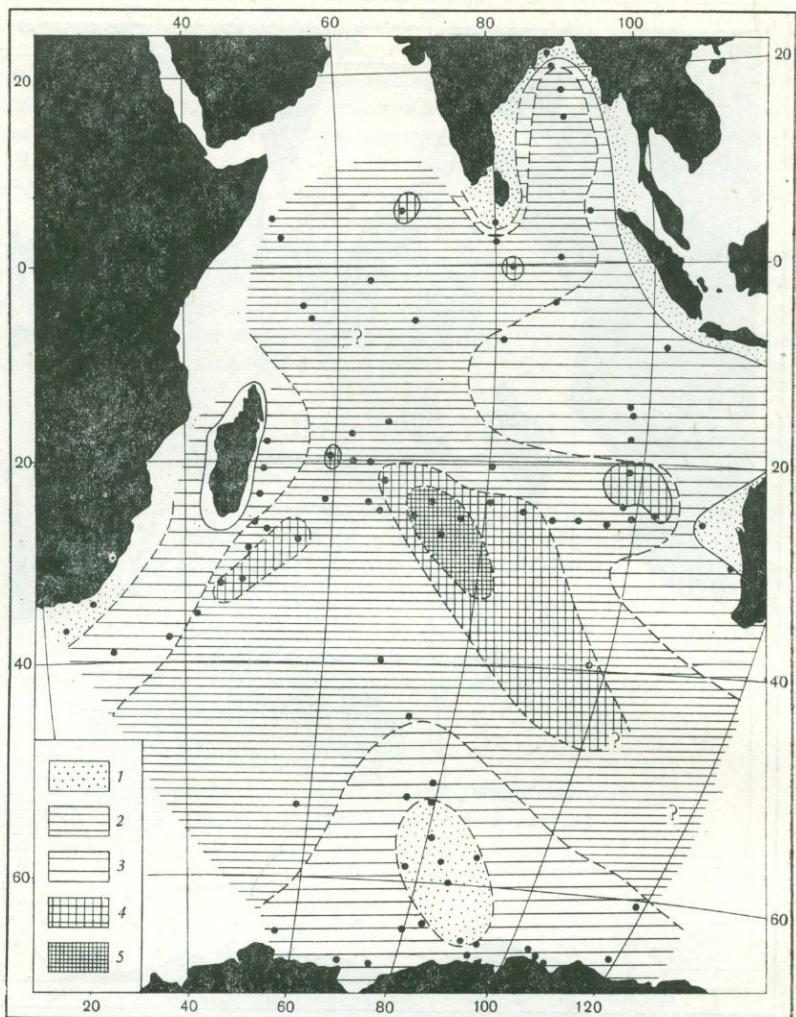
10 мм/см² за 1000 лет, или, беря среднее из граничных значений, — 6,5 мм/см² за 1000 лет, что отвечает 650 мг/см².

Средняя карбонатность осадков на нем — 82%, стало быть, бескарбонатного вещества в них 18%, или 117 мг/см² за 1000 лет. При содержании в нем 7,31% Fe+Mn абсолютный вес их равен 8,55 мг/см² за 1000 лет. Из этого количества на долю эксгальтивного компонента приходится 3,44 мг/см², а на долю терригенного — 5,11 мг/см² за 1000 лет.

Как видим, и в Индийском океане эксгальтивный компонент содержится в малом количестве, но все же вдвое больше, чем в океане Атлантическом. При этом величины эксгальтивного и терригенного пая значительно выравниваются.

При оценке роли эксгальций в общей массе железа и марганца в осадках Индийского океана в целом будем опять исходить из терригенного модуля этого бассейна, равного 114 т/км², или 11 400 мг/см² за 1000 лет. При 4,6% в нем Fe+Mn их масса составит 524 мг/см² за 1000 лет.

Так как площадь океана вне поднятия относится к площади поднятия как 2 : 1, то роль эксгальции оказывается $3,44 : (52,4 \cdot 2 + 8,55) = 0,003$, т. е. 0,3%.



Фиг. 23. Распределение Fe+Mn в осадках Индийского океана (в % на бескарбонатное вещество)

1 — <3; 2 — 3—5; 3 — 5—7; 4 — 7—12; 5 — >12. Точки — станции наблюдения

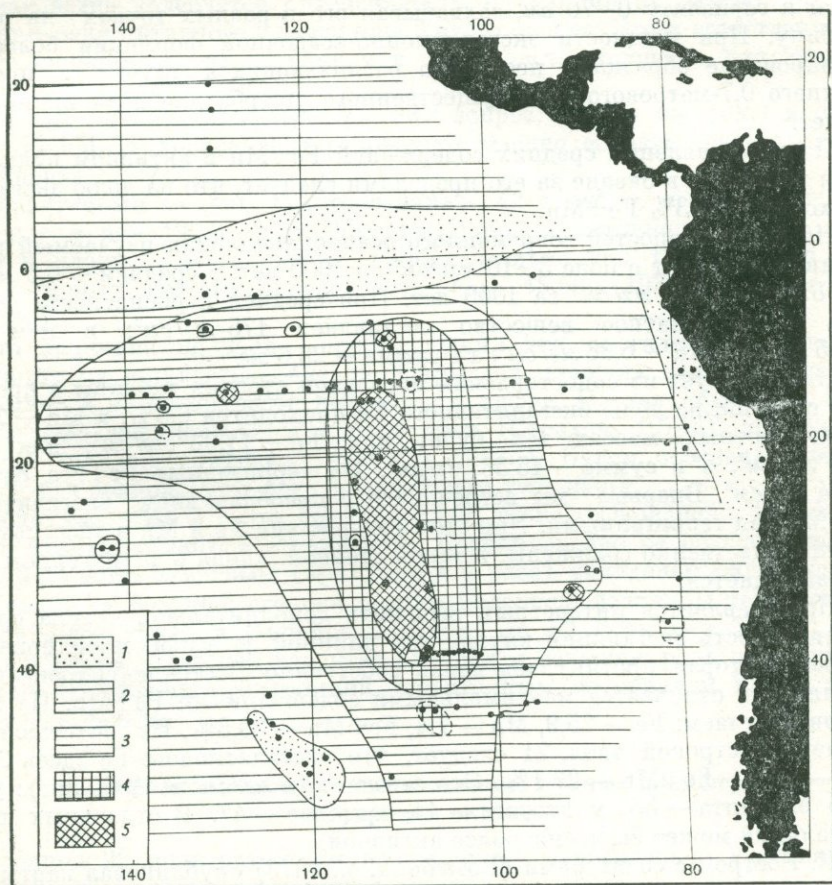
Это в точности отвечает тому, что мы видели в океане Атлантическом. Малая роль эксгальции в Индийском океане отражается в широком развитии самой низкой градации железо-марганцево-титанового модуля.

Из этих фактов явствует, что среднее содержание Fe+Mn в осадках и Индийского океана в целом создается практически терригенным вносом обоих элементов. По данным табл. 20, среднее содержание Fe в океанических осадках в целом составляет 4,50%, Mn — 0,39%, а сумма их — 4,89%. Распределение их на площади океана контролируется, очевидно, как и в Северной Атлантике, гидродинамическим фракционированием терригенной взвеси (фиг. 23). Характерно, что максимальные содержания обоих элементов совпадают не только с областью поднятия, но и с халистатической зоной океана. Без анализа процесса методом абсолютных масс легко было бы приписать такую локализацию целиком действию эксгальций. Но расчет абсолютных масс показывает, что крупную роль играет здесь также гидродинамическое фракционирование терригенных Fe+Mn, ибо содержание их в осадках поднятия все-таки больше содержания эксгальционных Fe+Mn.

3. Эксгалиции на Восточно-Тихоокеанском поднятии и соседних активных участках

В Тихом океане поступление эксгалиций локализовано не только на Восточно-Тихоокеанском поднятии, но и в ряде пунктов, прилегающих к нему. Они объединяются повышенным и высоким железо-марганцево-титановым модулем (см. фиг. 6).

Внешней границей активного вулканического региона является модуль 20, отвечающий приблизительно изолинии содержаний Fe+Mn 10% на бескарбонатное вещество. Между модулями 20 и 150 располагается внешняя зона активного региона с содержанием Fe+Mn от 10 до 20%. Область внутри модулей от 150 до 1300 образует внутреннюю зону активного региона с содержаниями Fe+Mn свыше 20% (до 47,8%). На фиг. 24 дана схема распределения Fe+Mn внутри каждой зоны. Обращают на себя внимание две особенности ее. Одна — это наличие относительно узкой и длинной, вытянутой по меридиану полосы максимальных содержаний обоих элементов, превосходящих 30%; она отвечает собственно поднятию. Другая черта — пестрота распределения содержаний внутри внешней и внутренней зон, что свидетельствует о пестром же размещении на дне активных вулканических очагов и относительно спокойных участков между ними.



Фиг. 24. Распределение Fe+Mn в осадках юго-востока Тихого океана (в % на бескарбонатное вещество)

1 — <5; 2 — 5—10; 3 — 10—20; 4 — 20—30; 5 — >30. Точки — станции наблюдения

Таблица 21

Содержание Fe и Mn в осадках активной зоны Тихого океана
(в % на бескарбонатное вещество)

Местонахождение образцов	Fe	Mn	Fe + Mn
Внешняя зона активной области (26 обр.)	9,1	2,54	11,64
Внутренняя зона активной области (43 обр.)	17,1	5,0	22,1
Общее среднее для активной области (69 обр.)	11,8	3,35	15,13
Площадь океана вне активной области (670 обр. Fe и 663 обр. Mn)	5,5	0,704	6,204

Примечание: Площади внешней и внутренней зон относятся как 2 : 1.

В табл. 21 показаны средние содержания Fe+Mn в разных зонах активной области. Они основаны на анализах, опубликованных Н. С. Скорняковой (1970), Р. Ревеллом (Revelle, 1944), К. Бостромом и М. Петерсоном (Boström, Peterson, 1969а, б), К. Бостромом с соавторами (Boström, Fischer, 1969а, б; Boström, Valdes, 1969), Д. Пайпером (Piper, 1971), и единичных пробах из некоторых других работ. Напомню, что анализы относятся к горизонту 0—70 см, захватывая его в разных точках на разную глубину. При мощности эксгальционно-осадочной формации более 6 м оперирование образцами несколько различающихся глубин в пределах верхнего 0,7-метрового слоя существенного ущерба для дела принести не может.

Из сопоставления средних содержаний Fe+Mn в активном вулканическом регионе и в океане за его пределами следует, что на долю эксгальций приходится 8,93% Fe+Mn.

На карте скоростей современного осадконакопления изучаемый регион целиком попадает в поле 3—10 мг/см² за 1000 лет, в среднем — 6,5 мг/см², что отвечает 650 мг/см² за 1000 лет. При средней карбонатности осадка 73% бескарбонатное вещество составляет 175 мг/см²; в нем Fe — 20,65 мг/см², Mn — 6,86 мг/см², а в сумме — 26,5 мг/см².

Как явствует из сопоставления последней строчки таблицы с предыдущей строкой, на долю эксгальтивного Fe приходится 6,3%, а Mn — 2,65%. В абсолютных массах это будет для Fe — 11,02 мг/см², для Mn — 4,54 мг/см², а в сумме — 15,56 мг/см². На терригенные Fe+Mn остается 10,94 мг/см². Впервые мы встречаемся с преобладанием эксгальтивных Fe+Mn над терригенными. При этом содержания Fe и Mn в эксгальтивной части существенно сближены, в такой степени, какая в терригенном вносе не наблюдается.

Представляется интересным выяснить дополнительно, какова средняя интенсивность эксгальций внутри той длинной и узкой меридиональной полосы, которая протянулась вдоль собственно Восточно-Тихоокеанского поднятия и отличается максимальными содержаниями Fe+Mn. Из 9 анализов получаем: Fe — 25,9, Mn — 7,4, Fe+Mn — 33,3%. Из сопоставления с четвертой строкой табл. 21 следует, что эксгальтивного Fe здесь 20,4%, Mn — 6,7%, Fe+Mn — 27,1%. Это отвечает (в мг/см² за 1000 лет): у первого элемента — 36, у второго — 11, в сумме — 47. В отдельных точках эксгальция может быть еще более активной.

К. Бостром с соавторами (Boström а. о., 1973) опубликовал карты абсолютных скоростей накопления Fe и Mn в Тихом океане без подразделения на терригенную и эксгальтивную их части. На них видно, что на подавляющей части юго-восточной активной области скорости накопления Fe лежат в пределах 10—30 мг/см² за 1000 лет, в среднем — 20 мг/см²; это в

точности отвечает рассчитанной мною величине $20,65 \text{ мг/см}^2$. Скорости накопления Mn на подавляющей части активной зоны лежат в пределах $3-10 \text{ мг/см}^2$ за 1000 лет, т. е. в среднем — $6,5 \text{ мг/см}^2$; по моим расчетам они равны $5,86 \text{ мг/см}^2$; цифры достаточно близкие.

В наиболее активной средней части поднятия скорости накопления Fe поднимаются до $30-60$, в среднем — 40 мг/см^2 , а Mn — до $10-30 \text{ мг/см}^2$, в среднем — 20 мг/см^2 . По моим расчетам средние скорости на наиболее активной части поднятия составляют для Fe — 36 , а Mn — 11 мг/см^2 . Для железа величины совпадают идеально, для марганца различаются, но не очень сильно. Эти сопоставления поучительны. Хотя автор этих строк и К. Бостром с соавторами работали совершенно различными методами, общие скорости накопления Fe и Mn на юго-востоке океана получились весьма близкими, почти тождественными. Можно думать поэтому, что найденные величины достаточно правильно отражают природную картину седиментации здесь Fe и Mn, если брать ее без подразделения на эксгальтивную и терригенную части.

Добавлю, что определениями в трех индивидуальных точках в той же осевой части поднятия получены скорости накопления Fe в пределах $95-410 \text{ мг/см}^2$ за 1000 лет, а Mn — $35-150 \text{ мг/см}^2$ за то же время (Rydell а. о., 1974).

По М. Бендеру с соавторами (Bender а. о., 1971), на хребте на ст. V-19-54 скорость аккумуляции Mn составляла 35 мг/см^2 за 1000 лет. На склоне хребта величины падают до $1,32$ и $0,67 \text{ мг/см}^2$. Цифры наглядно показывают, как резко колеблется интенсивность эксгальций на разных участках вулканически активного юго-востока Тихого океана. Это и естественно для такого изменчивого во времени и в пространстве процесса как вулканогенное газо- и водовыделение.

Особый интерес вызывает поэтому вопрос: какую же долю в общей массе Fe+Mn тихоокеанских отложений вообще образует эксгальтивный компонент?

Терригенный модуль Тихого океана — 42 т/км^2 , т. е. 4200 мг/см^2 за 1000 лет, в нем $193,2 \text{ мг/см}^2$ Fe+Mn. Площадь активного региона относится к площади всего океана приблизительно как $1:3$. Отсюда доля эксгальтивных Fe+Mn определяется как $15,56 : (193,2 \cdot 3 + 26,5) = 0,026$ или $2,6\%$.

Эта величина получена при условии, что эксгальтивно-осадочная формация на юго-востоке океана покрывает площадь поднятия сплошь, без выходов на поверхности базальтов и туфов. Но так как такие выходы на деле зафиксированы в ряде мест (Страхов, 1974б), то действительная доля эксгальтивных Fe+Mn меньше. Будем обозначать ее как $<2,6\%$ без возможности пока дальнейшего уточнения.

Величина $<2,6\%$ — это крупная доля, резко отличающая Тихий океан от Атлантического и Индийского. Возникновение ее обусловлено, однако, не только заметным (примерно в 4 раза) усилением силы эксгальций, но еще в большей степени резким падением величины терригенного модуля с 114 т/км^2 в Индийском океане до 42 т/км^2 — в Тихом, т. е. почти в 3 раза. Сложный характер явления и большую роль резко уменьшенного разбавления эксгальций терригенным материалом никак забыть здесь нельзя.

4. О роли эксгальций как источнике рудных элементов в Мировом океане

Таблица 22 подводит итоги изложенному относительно участия эксгальций в накоплении элементов в океанах.

Итак, общая масса эксгальций, поступающих снизу во всех трех океанах, составляет $20,77 \text{ мг/см}^2$. Она получена простым суммированием величин, рассчитанных ранее для океанов порознь. Видно отчетливо вы-

Таблица 22

Доля эксгалиций в общей массе Fe + Mn в океанических отложениях

Океан	Fe	Mn	Fe + Mn	Океан	Fe	Mn	Fe + Mn
Атлантиче- ский	а. 1,04	0,76	1,80	Тихий	а. 11,02	4,54	15,56
	б.		0,3		б.		2,6
Индийский	а. 2,93	0,51	3,44	Все океаны	а. 14,95	5,82	20,77
	б.		0,3		б.		2,1

Примечание: а — внос, в $мг/см^2$ за 1000 лет; б — доля эксгалитивных Fe²⁺+Mn в общей массе этих элементов, в %.

раженное тяготение эксгалиций к Тихому океану, особенно если оперировать процентной формой: 0,3—0,3—2,6%.

Мы подходим теперь к главному вопросу: какова же доля участия эксгалиций на срединно-океанических хребтах в общем накоплении Fe+Mn в океанических отложениях? Оценить ее можно следующим образом.

Поступление терригенного и вулканокластического материала на площадь океанов составляет, по последней оценке А. П. Лисицына (1974), около $25\,000 \cdot 10^6$ т; при площади океанов $358 \cdot 10^6$ км² на 1 км² приходится 70 т, что отвечает 7000 мг/см² за 1000 лет. При среднем содержании Fe+Mn во вносе 4,6% масса их — 322 мг/см². Отсюда роль эксгалитивного компонента в общей массе Fe+Mn в океанах будет оцениваться как $20,77 : (322 \cdot 3 + 26,5) = 0,021$, или 2,1%¹.

Напомним, что объемный вес поверхностных фораминиферовых отложений молчаливо принимался в предыдущем изложении равным единице. В действительности он несколько меньше и достигает, по М. Бендеру с соавторами (Bender а. о., 1970), 0,8—0,7. Отсюда реальная доля эксгалиций 1,5—1,7%.

Насколько надежна такая оценка роли эксгалиций?

Совершенно очевидно, что это не количественное определение, сделанное с точностью в $\pm 10\%$; вряд ли его можно отнести даже и к полуколичественному с ошибкой в 20—30%. Осторожнее считать его более или менее вероятной прикидкой с погрешностью порядка минимум 50% найденной величины. Поэтому окончательной формой оценки будет: $1,5 \pm 0,7$ и $1,7 \pm 0,8\%$.

Несмотря на свой прикидочный характер, полученная оценка представляет несомненный интерес в двух отношениях.

Она впервые выражает цифрой роль срединно-океанических эксгалиций во вносе в океан рудных элементов, и оказывается, что значение их в общем-то ничтожное и не выходит за пределы 1—2%. Вместе с тем выясняется особая роль Тихого океана, точнее юго-восточной его части, в качестве поставщика рудных эксгалиций в океаническую массу.

Выражаясь фигурально, здесь локализуется как бы главная газото-чащая рана океанов, и по ней одной никак нельзя судить о роли эксгалиций как источника рудных элементов в океанских осадках вообще.

Установив неодинаковую интенсивность эманационной деятельности на разных срединно-океанических хребтах, естественно выяснить причину различий. По широко распространенной сейчас гипотезе она — в неодинаковой тектонической активности разных срединно-океанических

¹ Так как площадь срединных хребтов занимает в Мировом океане примерно 1/4 часть всей его площади.

хребтов, в частности в быстроте их расширения и величине теплового потока.

«Тепловой поток со дна Тихого океана в месте, где были взяты образцы экспедиции «Riserac» ($12^{\circ}49' - 14^{\circ}42'$ ю. ш.) имеет максимальную величину, в то время как на Северо-Американском хребте... минимальную, в Индийском океане — промежуточную силу. То же наблюдается и у скоростей расширения океанического дна. Расширение (spreading) в районе экспедиции «Riserac» имеет скорость $3,66 \text{ см/год}$..., в Индийском океане ... $2,03 \text{ см/год}$, а в Северной Америке $1,33 \text{ см/год}$. Геохимические данные по элементам, характеризующие разные хребты, являются как бы зеркалом данных геофизических. Чем выше тепловой поток со дна, чем больше скорость их расширения, тем выше концентрации элементов в осадках хребта» (Horowitz, 1970, стр. 256).

Это сказывается, впрочем, не только на количественной стороне эксгальтативного осадконакопления, но и на качественной, в частности на разнообразии и величине набора элементов, к рассмотрению которых мы теперь и обратимся.

5. Геохимический спектр эксгальтативных отложений на юго-востоке Тихого океана

Вещественный состав отложений Восточно-Тихоокеанской активной зоны изучен пока неполно.

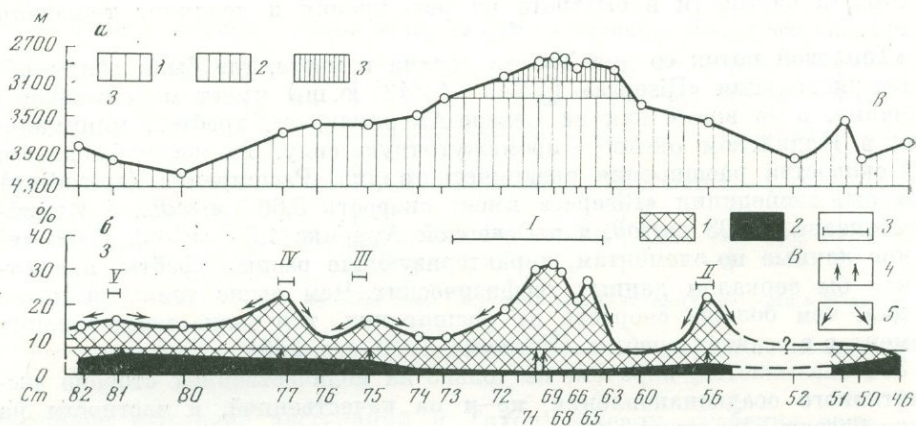
По предыдущему мы знаем, что все они высококарбонатны, за исключением тех, что накапливаются на глубинах свыше 4500 м , как, например, в котловине Бауэра, откуда и происходят минералогические изученные образцы (ст. А-54 э/с «Атлантис II», 9° ю. ш.; 102° з. д.). Глинистый ил этой станции содержит 42% частиц $< 2 \text{ мк}$; 34% фракции $2 - 20 \text{ мк}$ и 24% фракции $> 20 \text{ мк}$. В последней основную часть зерен (46%) составляли агрегаты «смектита» и железистые агрегаты — микростяжения (41%), зерна палагонита, частью покрытые смектитом (9%), фосфатные обломки рыб, бесцветное и бурое вулканическое стекло, изъеденные зерна полевых шпатов, остатки радиоларий. Фракция $< 2 \text{ мк}$ содержит главным образом рентгеноаморфные железистые частицы (Dasch a.o., 1971). По более поздним определениям, железо присутствует в виде гидрогетита (Sayles, Bischof, 1973).

Геохимический спектр такого вещества, т. е. набор элементов и количественные соотношения между ними, удобно рассмотреть на широтном профиле, пересекающем интересующую нас область по $12^{\circ}39' - 14^{\circ}42'$ ю. ш., между $139^{\circ}35' - 90^{\circ}30'$ з. д. (фиг. 25). Длина его около 4900 км . В профиль входит 21 станция. Они разбиты на три группы: *b* — отвечающую Восточно-Тихоокеанскому поднятию; *a* — располагающуюся восточнее поднятия; *c* — западнее его.

Химические данные по профилю опубликованы К. Бостромом и М. Петерсеном (Boström, Peterson, 1969), А. Горовицем (Horowitz, 1970), Д. Крокетом, Д. Макдонгаллом и Р. Гаррисоном (Crocket a.o., 1973).

Все образцы анализировались для одного и того же интервала колонок: $30 - 70 \text{ см}$, при молчаливом допущении синхроничности этого интервала. Такая интерпретация, строго говоря, не доказана, но вполне допустима и даже вероятна.

Определения К. Бострома, М. Петерсона и других даны в обычной форме: в процентах на натуральный осадок и на бескарбонатную часть осадка; в последней форме они воспроизведены в табл. 23. В таком виде они не подходят для нашей цели по двум причинам. Во-первых, в каждом элементе присутствует и терригенная его часть, внесенная красной глиной, и собственно эксгальтативная, поступившая с глубины; представляется необходимым разделить расчетом оба этих генетических компонента, чтобы иметь возможность в дальнейшем оперировать только эксгальтативной частью. Во-



Фиг. 25. Общая характеристика эксгальтативного осадконакопления на широтном профиле через Тихий океан

а — рельеф хребта: 1 — ложе океана, 2 — основание хребта, 3 — наиболее активная часть хребта; б — сумма рудных компонентов в бескарбонатном веществе осадков (% от него): 1 — эксгальтативная часть, 2 — терригенная часть, внесенная красной глиной, 3 — среднее содержание Fe + Mn + микроэлементов в красной глине, 4 — поступление эксгальтаций снизу, 5 — разнос эксгальтаций в стороны от очагов выделения. Римские цифры — предполагаемые очаги выделения эксгальтаций

вторых, пользование натуральными содержаниями микроэлементов неудобно, ибо не позволяет сразу видеть, насколько каждый микроэлемент концентрирован относительно некоторого стандарта, в качестве которого следует принять среднее каждого элемента в красной глине. Оба эти дефекта, однако, легко устранить с помощью методики уже описанной автором ранее (Страхов, 1974в). Сущность этой методики в следующем.

Зная средний состав тихоокеанской красной глины и, следовательно, среднее содержание в ней Al_2O_3 , находим коэффициент n , позволяющий переходить от этого окисла к общей массе глины в любом образце осадка. Количество красной глины в нем будем равно $Al_2O_3 \cdot n$.

Далее, используя среднее содержание рудных компонентов (Fe, Mn, микроэлементов) в красной глине, равное m (в %), находим количество терригенных рудных элементов в изучаемых образцах; оно выразится $Al_2O_3 \cdot nm$ (в %). Вычтя эту величину из общего количества рудных элементов, определенного в образцах (M), получим содержание в образцах эксгальтативной части рудных элементов — E (в %):

$$E = M - Al_2O_3 \cdot nm.$$

В дальнейшем были приняты следующие величины кларков для красной глубоководной глины: Fe — 5,87%; Mn — 0,75% (обе величины по картам Н. С. Скорняковой, 1970); малые элементы (в $10^{-4}\%$): Ni — 211, Co — 101, Cu — 323, Mo — 18 (по Т. Cronan, 1969); V — 130, Cr — 78 (по К. Wedepohl, 1960); Pb — 30 (по И. Ю. Лубченко, 1973); Zn — 200 (по К. Wedepohl, 1960); B — 150 (по S. Landergren, 1964); As — 14 (по И. И. Волкову, 1973).

Опираясь указанными средними величинами, мы, несомненно, допускаем погрешности в вычислениях. Какова их величина?

Реальные содержания Al_2O_3 в индивидуальных образцах отклоняются от средней величины обычно на $\pm 1 - 2\%$, редко больше. Стало быть, исчисления красной глины в бескарбонатном веществе обладают погрешностью в $\pm 5,5 - 11\%$, в среднем — $\pm 8\%$.

Конкретные концентрации суммы рудных элементов в красной глине отклоняются от 7% обычно на $\pm 1\%$. Стало быть, относительная ошибка

Таблица 23

Химический состав бескарбонатной фракции осадков на широтном профиле через активную зону Тихого океана

Зона	Станция	По К. Boström, M. Peterson, 1969													По J. Croket, J. Macdongall, P. Harrison, 1973		По A. Horowitz, 1970				
		%		10 ⁻⁴ , %											%		10 ⁻⁴ , %				
		Fe	Mn	Cu	Zn	Cr	Ni	Co	As	Mo	Cd	V	B	CaCO ₃	Pd	Au	Pb	Ag	Sn	Tl	
a	46	5,7	0,6	460	190	47	290	150	11	6	0,6	85	128	52	9,0	5,2	—	—	—	—	
	50	8,7	1,8	910	250	33	640	260	10	12	0,6	108	147	49	12,3	5,0	—	—	—	—	
	51	7,9	1,9	770	250	46	790	280	19	25	1,4	93	162	78	—	—	38	3,24	—	36,6	
	52	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	155	155	(19)	—	—	93	1,34	—	3,44	
	56	16,4	5,6	1,800	470	20	1200	230	93	340	1,1	415	190	55	12,7	3,1	154	1,92	—	10,6	
	60	6,8	1,2	540	290	58	640	230	23	35	4,7	59	165	91	11,1	31	192	10,0	—	13,6	
	63	6,0	1,0	400	350	90	390	150	30	—	5,0	100	250	90	7	20	188	11,0	10,4	2,40	
	b	65	20,0	6,7	710	490	53	470	110	13	9	3,5	490	440	77	—	—	99,1	1,89	—	14,6
		66	16,5	5,1	740	340	23	430	85	120	17	4,0	370	340	82	21	7,2	174	13,3	—	35,5
		68	21,1	6,8	740	360	66	420	75	140	57	4,5	620	630	66	—	—	116	2,59	—	17,1
69		22,6	8,8	860	290	46	520	96	400	50	3,8	650	690	74	30	7,7	110	5,10	—	24,5	
71		22,2	7,9	910	370	49	490	120	180	20	4,4	570	490	80	—	—	88,5	3,40	—	15,5	
72		14,7	3,5	700	530	63	390	140	84	28	3,5	280	315	86	16,6	28,0	189	4,57	2,71	40,5	
73		8,5	1,7	510	340	76	250	130	51	8	2,5	127	210	88	—	—	78,1	9,30	—	—	
c		74	8,2	1,8	590	230	36	360	230	63	5	2,7	270	225	89	11,9	22	3,20	4,85	—	3,09
		75	14,2	1,6	1,160	390	26	750	260	18	120	2,6	260	207	81	—	—	119	10,0	—	21,0
		76	8,8	1,5	920	370	29	590	220	44	29	3,7	145	220	86	12,1	40	460	4,71	8,9	6,80
	77	17,8	4,1	1,220	410	18	760	270	170	210	1,8	430	195	49	14	39	162	2,34	—	14,5	
	80	10,0	3,3	1,000	270	35	730	240	100	120	0,7	275	106	6	13,3	2,2	—	—	—	—	
	81	10,5	4,8	730	260	18	550	250	85	130	0,7	320	127	6	—	—	37,5	2,56	—	4,82	
	82	9,5	3,2	760	260	45	690	260	77	93	0,9	205	147	56	19,0	30,0	110	3,70	—	15,2	
3*	Среднее по всем станциям	12,3	3,9	870	315	36	615	210	63	93	1,8	300	240	—	14,6	16,4	158	5,32	6,42	15,5	

Таблица 24

Распределение экввалентных масс Fe, Mn (в %) и микроэлементов (в 10^{-4} %) в осадках на широтном профиле через активную зону Тихого океана

Зона	Станция	Содержание глины, %	Fe			Mn			V			Cr			B			As		
			а	б	б/К	а	б	б/К	а	б	б/К	а	б	б/К	а	б	б/К	а	б	б/К
a	46	88	5,82	0,42	0,07	0,66	—	—	187	—	—	89,8	—	—	264	—	—	12,3	—	—
	50	59,4	3,56	5,14	0,86	0,45	1,35	1,8	126,5	—	—	60	—	—	180	—	—	8,3	1,7	0,12
	51	45,65	2,74	5,16	0,86	0,34	1,56	2	98	—	—	47	—	—	137	25	0,08	6,5	12,5	0,9
	56	37	2,22	14,18	2,3	0,28	5,32	7,1	78,8	336	1,6	37,7	—	—	111	79	0,26	5,1	88	6,3
	60	29,1	1,75	4,05	0,67	0,22	0,98	1,3	61,9	—	—	29,7	28	0,27	87	78	0,26	4,1	19	1,4
	63	13,7	0,82	5,18	0,86	0,1	0,9	1,2	20,2	70,8	0,33	14	76	0,77	41,1	209	0,7	2	28	2
b	65	7,1	0,42	19,58	3,26	0,05	6,65	8,86	15,12	475	2,2	7	46	0,45	21	419	1,4	1	12	0,86
	66	6,05	0,36	16,14	2,7	0,05	5,05	6,7	12,9	357	1,7	6	17	0,16	18	322	1	0,84	119	8,6
	68	2,50	0,15	21,0	3,0	0,02	6,8	9,1	5,3	614,7	2,8	сл.	65	0,64	сл.	830	2,8	сл.	140	10
	69	5,17	0,31	22,29	3,7	0,039	8,76	11,7	11	639	3,0	5,7	40,3	0,4	15,5	675	2,2	0,7	399	28,5
	71	8,25	0,5	21,7	3,6	0,06	7,84	10,4	17,56	552	2,5	8,4	40,6	0,39	24,75	465	1,5	1,2	179	13
	72	9,9	0,6	14,1	2,3	0,07	3,43	4,5	21,1	259	1,2	10	53	0,5	29,7	285	0,9	1,38	83	6
	73	11,6	0,7	7,8	1,3	0,087	1,61	2,1	24,7	102,3	0,5	11,8	53	0,57	34,8	175,2	0,58	1,6	49,5	3,5
	c	74	17,6	1,05	7,14	1,2	0,13	1,67	2,2	37,5	232,5	1,9	18	—	—	282	—	—	2,5	61,5
75		48,4	2,9	11,1	1,8	0,36	1,29	1,6	103,1	157	0,7	49	—	—	147	60	0,2	6,8	11	0,8
76		34,1	2,04	6,76	1,1	0,26	1,24	1,6	72,6	72	0,3	34,7	—	—	132	98	0,33	4,8	39	2,8
77		59,4	3,56	14,24	2,37	0,44	3,66	4,8	126,5	304	1,4	60,6	—	—	180	15	0,02	8,3	162	11,6
80		58,3	3,5	6,5	1,1	0,43	2,87	3,8	124,2	150,8	0,7	59,5	—	—	—	—	—	8,1	92	0,6
81		52,2	3,13	7,37	1,23	0,39	4,41	5,88	111,2	208,8	0,98	53,2	—	—	156	—	—	7,3	78	5,6
82		68,1	4,09	5,61	0,93	0,51	2,69	3,58	145,27	59,7	0,28	69,6	—	—	204	—	—	9,5	67,5	5
Среднее			1,7			4,7			1,3			0,46			0,8			5,8		
Среднее в зоне b			2,8			7,6			2,0			0,44			1,4			10		

Таблица 24 (окончание)

Зона	Станция	Содержание глины, %	Co			Ni			Cu			Mo			Pb			Zn		
			a	б	б/К	a	б	б/К	a	б	б/К	a	б	б/К	a	б	б/К	a	б	б/К
a	46	88	88,9	61	0,6	185,7	104	0,5	284,2	176	0,5	15,8	—	—	44	—	—	176	14	0,07
	50	59,4	60	200	1,96	125,3	515	2,4	191,8	718	2,2	10,7	1,3	0,08	29,7	—	—	118,8	132	0,66
	51	45,65	47	233	2,3	96	694	3,3	150,2	620	2	8,2	15	0,8	22,8	115	2,3	—	—	—
	56	37	38	192	1,9	78	1042	4,9	119,5	1680	5,2	6,7	333,3	18,5	18,5	136	2,7	76	—	—
	60	29,1	30	200	1,98	61,4	578	2,7	94	446	1,3	5,2	30	1,7	14,5	17,8	3,6	60	—	—
	63	13,7	14	136	1,34	28,9	361	1,7	44,2	356	1,1	2,5	—	—	6,8	185	3,7	28	322	1,6
b	65	7,1	7,2	102,8	1	15	455	2,1	22,9	687	2,1	1,3	7,7	0,4	3,5	95	1,9	14	476	2,4
	66	6,05	6	79	0,78	12,7	417	2	19,4	721	2,2	1,1	16	0,9	3,0	171	3,4	12	328	1,6
	68	2,50	0,26	75	0,74	0,4	420	2	0,8	740	2,3	сл.	57	3,2	сл.	116	2,3	сл.	360	1,8
	69	5,17	5,2	90,8	0,9	10,9	509	2,3	167	693	2,1	0,9	49	2,7	2,6	102	2	10	280	1,4
	71	8,25	9,3	112	1,1	17,4	473	2,2	26,6	883	2,7	1,5	18,5	1	4	83,5	1,65	16,5	353,5	1,75
	72	9,9	10	130	1,28	21	369	1,7	32	668	2	1,8	26	1,4	5	184	3,6	20	510	2,0
	73	11,6	11,7	118,3	1,17	24,5	225	1	37,5	473	1,4	2,1	6	0,33	5,8	70	1,4	23	317	1,5
c	74	17,6	17,8	212	2,1	37	323	1,5	56	534	1,6	3,2	2	0,11	8,8	273	5,5	35	195	0,22
	75	48,4	48,9	211	2,1	102	648	3	156	1004	3,1	87	112	6,2	24	95	1,9	96,8	293	1,5
	76	34,1	34,4	185	1,83	72	518	2,4	110	810	2,5	6,14	23	1,3	17	443	8,9	68	302	1,5
	77	59,4	60	210	2	125,3	635	3	192	1028	3,1	10,7	200	11,1	29,7	133	2,7	118,8	291	1,5
	80	58,3	59	181	1,80	123	607	2,3	188	812	2,5	10,5	110	6,1	29	—	—	116,6	154	0,77
	81	52,2	52,7	197,3	1,95	110	440	2	169	561	1,7	9,4	120,6	6,7	26	547	11	104,4	156	0,78
	82	68,2	68,9	191	1,89	143,9	546	2,5	220	540	1,6	12,3	81,7	4,5	34	76	1,5	136,3	124	0,62
	Среднее			1,6			2,3			2,17			3,7			3,0			1,3	
Среднее в зоне b			1,0			1,9			2,1			1,4			2,3			1,8		

Примечание: а — количество элемента, выносимое в осадок красной глиной; б — эквивалентная масса элемента; К — клари элемента в красной глине; а + б — общее содержание элемента в осадках.

расчета их в индивидуальных образцах $\pm 14\%$. Складывая квадраты ошибок и извлекая из суммы квадратный корень, получаем, что общая погрешность расчета суммы рудных элементов в индивидуальных пробах составляет $\pm 16\%$. Это значит, что расчет имеет вполне достоверный характер.

Такое заключение справедливо лишь в том случае, если оперировать суммой рудных элементов, а также величинами Fe или Mn, средние содержания которых в красной глине Тихого океана определены достаточно точно. Но когда речь идет об отдельных элементах, дело меняется: их кларковые величины пока весьма приблизительны, а стало быть, и кларки концентраций эксгальтативной их части имеют пока также ориентировочный, прикидочный характер. Но и в таком качестве они представляют существенный интерес.

Дополнительные данные по Pd и Au в том же профиле сообщены Дж. Крокетом, Дж. Макдонгаллом и Р. Гаррисоном (Crocket a. o., 1973); по Pb, Ag, Sn, Li — А. Горовицем (Horowitz, 1970). Эти элементы не включены в вычисления, так как надежные данные по их кларковым содержаниям в тихоокеанской красной глине отсутствуют.

Из табл. 24 нетрудно видеть, что эксгальтативная фракция присутствует у всех элементов, начиная от наименее подвижного Cr до самых подвижных — Mn, Mo, As, но величина ее у разных элементов резко неодинакова и часто высока. В этом можно убедиться, сопоставив средние кларки концентраций эксгальтативной фракции, полученные для всех станций профиля. Они образуют следующий ряд:

Cr	→	V	→	Zn	→	Co	→	Fe	→	Cu	→	Ni	→	Pb	→	Mo	→	Mn	→	As		
0,46		0,8		1,3		1,3		1,6		1,7		2,17		2,3		3,0		3,7		4,7		5,8

То, что эксгальтативная фракция присутствует у всех элементов, для которых имеются аналитические определения, составляет примечательный факт, ибо в обычном ходе седиментации веществ, поступивших с берега, некоторые элементы, например хром, практически лишены растворенной части. В областях эксгальтации она всегда присутствует и в больших количествах.

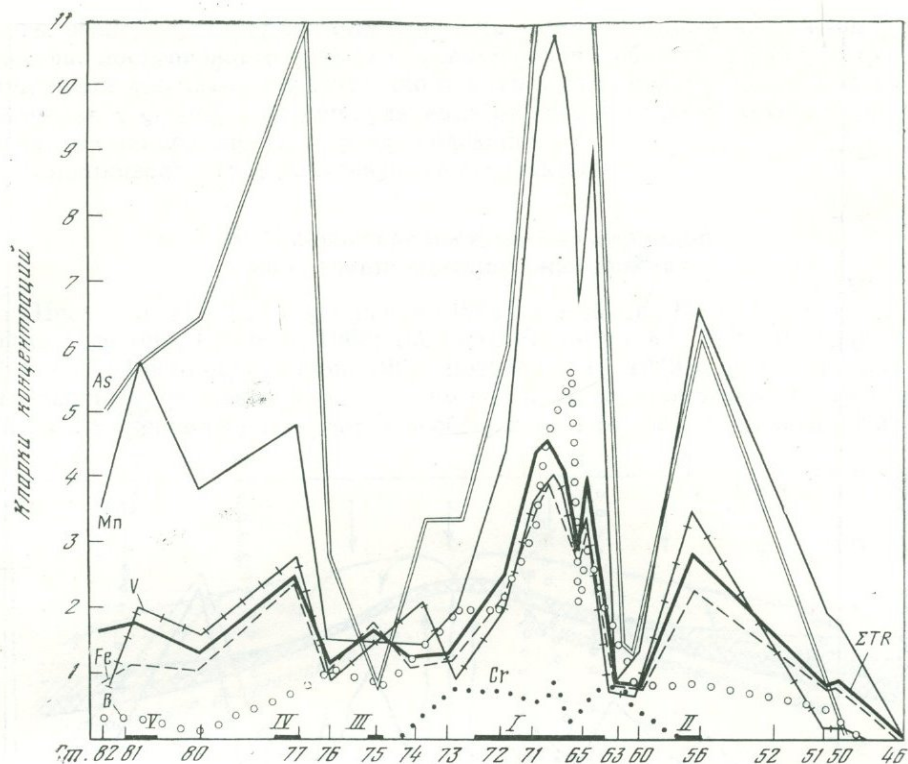
По характеру распределения на профиле все элементы распадаются на две группы. Первую образуют Fe, Mn, As, V, B, Cr (фиг. 26); их максимальные накопления отчетливо тяготеют к осевой части Восточно-Тихоокеанского хребта, уменьшаясь западнее и восточнее его. Так, средняя величина кларков концентраций в осевой части составляет: у As — 10,2, Mn — 7,5, Fe — 2,8, V — 2,7, B — 1,5, Cr — 0,44, сумма — 25,14. К западу средние кларки концентраций иные: у As — 5,8, Mn — 3,3, Fe — 1,4, B — 0,1, Cr — 0, сумма — 17,6. Восточнее хребта: As — 2,1, Mn — 2,7, V — 1, Fe — 0,94, Cr — 0,5, B — 0,32, сумма — 7,56. Разница средних кларковых концентраций на «макушке» хребта и его склонах достаточно ощутимая.

Поведение Co, Ni, Cu, Mo, Pb, Zn существенно иное (фиг. 27). Средняя величина концентраций их на «макушке» хребта составляет: у Mo — 1,4, Pb — 2,3, Ni — 1,9, Cu — 2,1, Zn — 1,8, Co — 1, сумма — 10,5. Западнее: у Co — 2, Ni — 2,4, Cu — 2,3, Mo — 5,0, Pb — 5,2, Zn — 1,3, сумма — 18,2. Восточнее: у Co — 1,4, Ni — 2,2, Cu — 1,5, Mo — 5,2, Pb — 3,1, Zn — 0,24, сумма — 13,6.

Как видим, «макушечная» часть отличается наименьшей величиной суммы кларковых концентраций, равной 10,5; западнее она значительно больше — 18,2; восточнее тоже больше, чем на «макушке», но незначительно — 13,6.

В целом, распределение второй группы элементов прямо противоположно распределению первой.

Кларки концентраций для Ag, Tl, Cd не рассчитывались за неимением надежных определений их кларковых количеств в красной глине; по процентным же содержаниям видно, что эти элементы тяготеют к осевой зоне хребта. Добавим, что осадки осевой («макушечной») части хребта отли-



Фиг. 26. Распределение кларков концентраций эксгальтивных Fe, Mn, As, V, B, Cr и редких земель на профиле через активную зону юго-востока Тихого океана (расчитано по данным К. Boström, M. Peterson, 1969)

Римские цифры — предполагаемые очаги выделения эксгальций

чаются также высокими концентрациями Hg (больше $200 \cdot 10^{-4}\%$, по К. Boström и F. Fischer, 1969), что примерно в 15–20 раз выше кларка, а также U (до $2 \cdot 10^{-4}\%$), Ba, Sr.

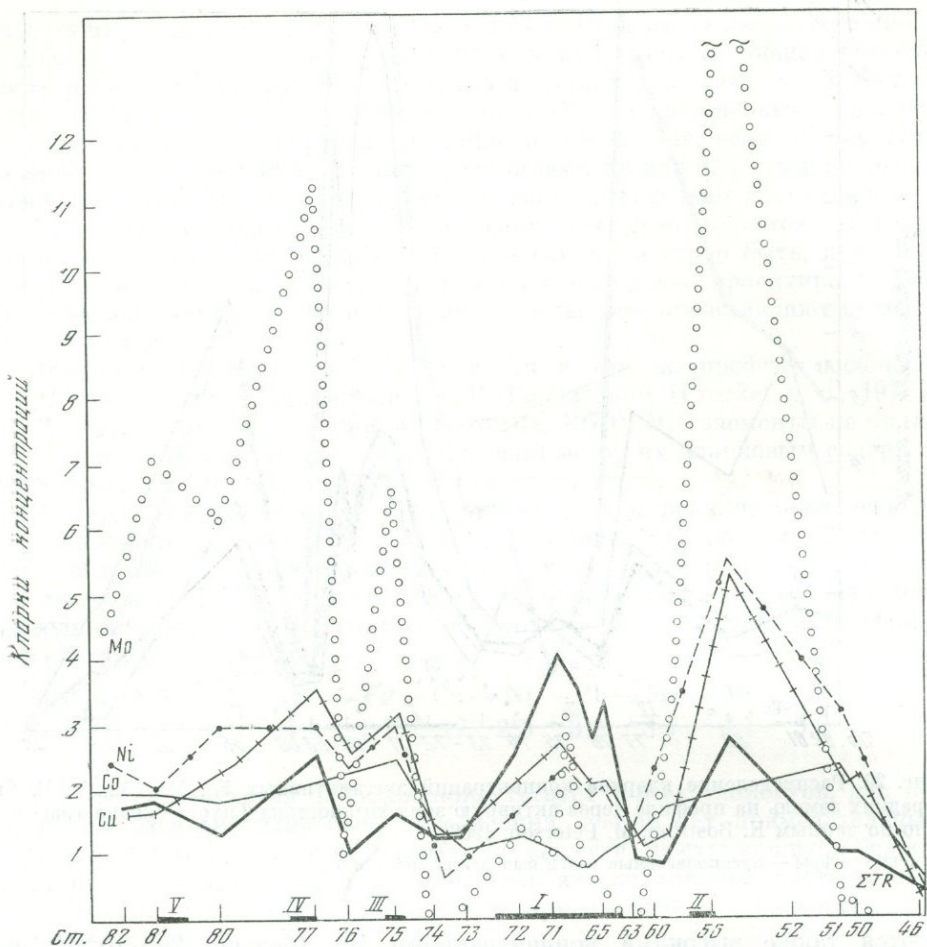
Оперирование средними величинами суммы кларков концентрации, однако, вскрывает только самые общие тенденции в распределении элементов; реальная картина их намного сложнее, как это видно на фиг. 26 и 27.

Только у двух элементов (B и Cr) содержания резко падают с удалением от осевой части хребта; эксгальтивный хром вообще не встречается за пределами этой зоны. Но у большинства элементов первой группы изменения происходят без какой-либо тенденции: кларки концентраций их то падают, то растут при удалении от «макушечной» части, притом у каждого элемента на свой лад:

	«Макушка»	Западнее хребта		
		Ст. 75	Ст. 77	Ст. 81
Fe —	2,9	1,8	2,37	1,23
Mn —	7,63	1,6	4,8	5,88
As —	10,2	0,8	31,2	5,6

Восточнее хребта при низких величинах кларков концентраций они резко повышаются на ст. 56: As — 6,3, Mn — 7,1, Fe — 2,3, V — 1,6, B — 0,2, Cr — пет.

Во второй группе ход изменений спокойнее, чем в первой, и скачки менее резкие. Но все же, хотя западнее хребта средняя сумма кларков концентрации выше, чем на «макушке», этот подъем не постепенный и плавный, а скачкообразный за счет подскоков на ст. 75, 77 и 81. Восточнее



Фиг. 27. Распределение кларков концентраций эксгалативных Mo, Ni, Co, Cu и редких земель на профиле через активную зону юго-востока Тихого океана (рассчитано по данным К. Boström, M. Peterson, 1969)

Римские цифры — предполагаемые очаги выделения эксгалаций

хребта сумма кларков концентрации неожиданно подскакивает на ст. 56. И опять можно заметить, что повышения у разных элементов идут не согласованно, а вразброд.

Интересно сопоставить поведение отдельных элементов, выраженное в кларках концентраций с поведением эксгалативной фракции суммы рудных элементов, выраженной в процентах (см. фиг. 25). Расчет их сделан по вышеописанной методике. Бросается в глаза волнообразное колебание содержания суммы эксгалативных компонентов. Области резкого повышения выделены на профиле римскими цифрами и будут в дальнейшем именоваться «очагами накопления», употребляя этот термин в чисто описательном смысле. Очагов оказалось пять: первый, самый крупный, локализован на «макушке» хребта; второй — восточнее его (ст. 56); третий, четвертый и пятый — западнее (ст. 75, 77, 81).

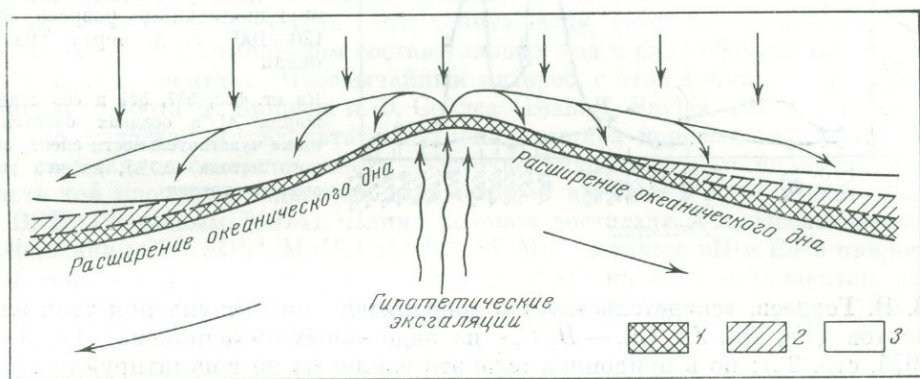
Как и можно было ожидать, «очаги накопления» — это участки, на которых суммы эксгалативных фракций всех элементов также увеличиваются сравнительно с соседними станциями. Но вот что любопытно и заслуживает пристального внимания: геохимический спектр, т. е. соотношения кларков концентраций элементов, у каждого очага свой, особый, отличный от спектра соседнего; вместе с тем спектры таковы, что их невозможно объяс-

нить, если допустить, что они возникли за счет разноса и осаднения вещества, поступающего только с «макушечной» области хребта. Впрочем, при таком допущении невозможно понять и того, почему общая масса эксгальтативной фракции по мере удаления от хребта то резко убывает (между «очагами накопления»), то резко подскакивает.

Спрашивается, как толковать все эти факты?

6. О характере поступления эманаций на срединно-океанических хребтах

После работ Н. С. Скорняковой (1964) и особенно К. Бострома с соавторами (Boström, Peterson, 1966; Boström, Fischer, 1962; 1969; Boström, Valdes, 1969; Boström, Peterson, 1969; Boström a. o., 1969 и др.) в литературе утвердилось представление, согласно которому геохимические процессы на срединно-океанических хребтах вообще и на юго-востоке Тихого океана в



Фиг. 28. Схема эксгальтативного процесса на Восточно-Тихоокеанском поднятии (по К. Boström, М. Peterson, 1969)

1 — подъем эксгальтаций в наддонную воду и осаднение слоя, богатого Fe, Mn и другими элементами; 2 — с удалением от поднятия содержания рудных элементов уменьшается благодаря разбавляющему действию нормальной пелагической (терригенной и биогенной) седиментации; 3 — зона нормального океанского осадкообразования. Верхние стрелки указывают на обычный ход осаднения компонентов, нижние — на осадки в глубоких горизонтах, зараженных вулканическими эксгальтациями.

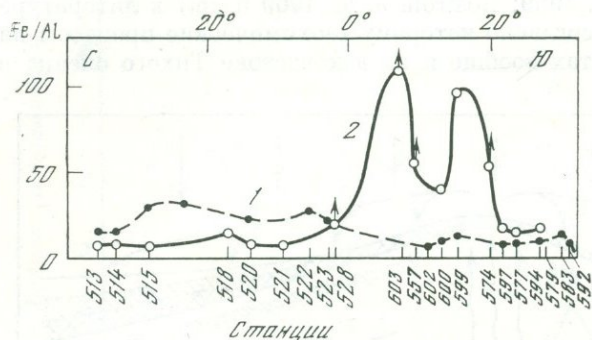
частности связаны с расширением (spreading) их дна. «Минерализующие эманации возникают, вероятно, в коре или в верхней мантии либо в обеих» (Boström, Peterson, 1969, стр. 427). При этом проводящие пути располагаются в области хребта и только здесь, нигде больше; ими являются расколы, трещины, легкопроницаемые участки дна. Поступая в наддонную воду, эксгальтативный материал частью оседает вблизи выхода, частью разносится в стороны, отлагаясь на далеком расстоянии от выхода. Эти представления резюмированы К. Бостромом и М. Петерсоном графически на фиг. 28.

Основная идея схемы — поступление вещества снизу, в виде вулканических эманаций и гидротерм, — правильна, но конкретные черты ее представляются ошибочными.

Это касается, прежде всего, общей картины поступления и разноса газоводных растворов. В самом деле, если эти растворы поступают в наддонную воду, проникая в нее на достаточную высоту со дна по вертикали и на большое расстояние в латеральном направлении, то их присутствие в воде должно сказаться частью в повышенном содержании растворенных Fe, Mn, Cu, Co, Ni и других микроэлементов, частью в виде взвешенных гелевых частиц, как это наблюдается, например, в Красном море. В действительности, однако, исследованиями А. П. Лисицына и В. В. Гордее-

ва (1974) на меридиональном профиле по 120—100° з. д. как раз на участке эксгальтивных отложений юго-востока Тихого океана не обнаружено ни возрастания концентраций растворенных Fe, Mn, Zn и Cu в придонной воде, ни наличия повышенных количеств их во взвесах.

«Никакого заметного обогащения железом во взвеси и в растворенной форме в придонных слоях депрессии Бауэра не отмечается, — пишут эти авторы, — наоборот, средние концентрации обеих форм Fe здесь в 2—5 раз ниже, чем в северной части разреза, примыкающей в Калифорнии» (Лисицын, Гордеев, 1974, стр. 49). То же относится и к другим элементам. Показательно, что отношение Fe/Al в осадках здесь гораздо выше (фиг. 29), чем во взвесах наддонной воды, что, как правильно указывает



Фиг. 29. Отношение Fe/Al во взвеси (1) и в поверхностном слое донных осадков (2) на меридиональном разрезе по 120—100° з. д. через Тихий океан

На ст. 528, 557, 574 и 603 содержания Al в осадках оказались ниже чувствительности спектрального метода (0,3%); на что указывают стрелки

В. В. Гордеев, «свидетельствует о дополнительном поступлении этих элементов (Fe, Mn, Zn, Cu. — Н. С.) из эндогенных источников» (Гордеев, 1974, стр. 22); но в придонной воде эти элементы не констатируются.

Итак, хотя поступление Fe, Mn, Zn, Cu и других микроэлементов снизу, из глубин, на срединном хребте Тихого океана несомненно, нет доказательств тому, что они проникают в наддонную воду и, осаждаваясь здесь, концентрируются во взвесах, падающих на дно. Как истолковать это противоречие? Мне кажется, единственным путем: отказавшись от привычных, традиционных представлений о способе выноса эксгальций, основанных на наблюдениях в областях наземных эксплозий.

Здесь горячие и весьма горячие газы бурно вырываются из трещин, которые дымят и далеко разбрасывают пары воды с газообразными летучими фазами элементов. Такой способ выделения совсем не подходит к эманациям на срединно-океанических хребтах. Достаточно вспомнить, что на Срединно-Атлантическом поднятии скорость выделения вулканических металлоносных газов составляет 1,8 мг/см², на Срединном хребте Индийского океана — 3,44, на Восточно-Тихоокеанском — около 15 мг/см² за 1000 лет. При такой подаче вулканических газов об их бурном струевом поступлении в наддонную воду не может быть и речи. Это не фумаролы эксплозивного вулканизма, а исключительно медленное спокойное «дыхание недр» Земли — процесс, качественно отличный от того, что происходит при эксплозивном вулканизме.

Но при таком поступлении веществ снизу вверх начинает сильно сказываться другой процесс. Если в глубинах, среди твердых горных пород, отдача газов (или гидротерм), несомненно, идет по системе открытых трещин, постепенно заполняемых осадками из самих гидротерм, то на самом верху разреза, среди рыхлых известковых илов, система открытых трещин перерождается в систему мелких (вплоть до капиллярных) ветвлений, дополнительно разрыхляющих осадок. В такой системе движение веществ идет не столько вверх, сколько в стороны, в разрыхленный осадок; гидротермы (или эксгальции) как бы разливаются в нем. Одновременно растворы диффундируют из тонких трещин в собственно осадок и,

реагируя здесь с CaCO_3 , осаждаются в виде окислов (или сульфидов, если в составе гидротерм имеется сероводород). Глубинный материал, выносимый вверх, подходя к границе осадок — ил, как правило, не переступает этой границы, погребаясь в первых метрах или в десятках метров. При таком механизме поступления он никак не сказывается ни на составе наддонной воды, т. е. концентрациях растворенных в ней Fe, Mn и микроэлементов, ни на количестве взвесей в воде.

Эта схема, кардинально отличается от схемы К. Бострома и М. Петерсона (Boström, Peterson, 1969), базируется на средних скоростях поступления Fe+Mn из глубин. Но локально, в отдельных точках, скорость эксгальций, как мы видели выше, резко интенсифицируется. В этих точках, может быть, и происходит выход газов и гидротерм в наддонную воду. Но ведь общая картина порождается средними скоростями, а не этими исключениями, гидрохимическое воздействие которых на наддонную воду еще предстоит проверить и досконально изучить.

Но если гидротермы (или эманации), поступая снизу, погребаются в самих осадках, не выходя в придонную воду, естественно ожидать, что это скажется на химическом составе иловых вод в виде обогащения их некоторыми элементами. Чрезвычайный интерес, с этой точки зрения, представляет работа Д. Бишофа и Ф. Сейлса (Bishoff, Sayles, 1972), в которой кратко излагаются результаты изучения состава поровых вод в осадках 18 станций в северной части Восточно-Тихоокеанского поднятия; это часть той площади, наддонная вода которой изучалась А. П. Лисицыным и В. В. Гордеевым (1974). Длина колонки достигала 9 м. Исследовалось содержание Cl^{1+} , SO_4^{2+} , Mn^{2+} , Ca^{2+} , K^+ , Si, Mn^+ , а также pH и Eh в придонной воде и поровом растворе. Средние содержания этих компонентов, вычисленные авторами, дали следующие два ряда цифр (для первых пяти — в %, для Si и Mn — в $10^{-4}\%$):

	Cl^{1+}	SO_4^{2+}	Mg^{2+}	Ca^{2+}	K^+	Si	Mn^{2+}	pH	Eh, мв
Придонная вода	19,34	2,75	1,30	0,40	0,38	6	0,32	7,70	+137
Поровая вода	19,38	2,70	1,29	0,43	0,40	15,5	1,73	7,48	+146

Из сопоставления явствует, что средний состав поровых вод по главным химическим компонентам в точности воспроизводит состав придонной воды. Но в содержаниях Si и Mn^{2+} , а также в значениях pH намечаются заметные отличия: кремнезем и марганец слегка обогащают иловую воду, а pH в ней понижен. Казалось бы, в этом можно видеть действие поднимающихся снизу эманаций, если бы не одно обстоятельство. При глубоководном бурении океанского дна, проведенном с судна «Гломар Челленджер», среди других объектов изучались также и поровые воды. И оказалось, что общая соленость этих вод и содержания главных компонентов в них (Cl, K, Na, Ca, Mg) в точности отвечают содержаниям в наддонной воде; концентрации SO_4^{2-} слегка понижены, а содержания SiO_2 и Mn повышены; SiO_2 в среднем $16 \cdot 10^{-4}\%$, Mn — $1,9 \cdot 10^{-4}\%$ (Initial Reports..., vol. I, 1969; Страхов, 1971). Нетрудно видеть, что повышенные концентрации Si и Mn в иловых водах эксгальциционно-осадочной формации Восточно-Тихоокеанского хребта в точности равны концентрациям в поровых водах разбуренных осадков, начиная от четвертичных до верхнемеловых, притом на участках океана вне срединного хребта. Эта ситуация, вскрытая первыми же глубокими буровыми скважинами, подтвердилась и в дальнейшем. Иначе говоря, состав иловых вод в океанических осадках не зависит от тектонической природы участка дна и одинаков на океаническом ложе и на срединных хребтах. Больше того, в V и VIII томах «Initial Reports...» (1972, 1973) были описаны в нескольких точках Тихого океана мощные накопления железных руд в разных горизонтах палеогена примерно по 140-му меридиану; вулканогенный их генезис сомнений не вызывает. Но

состав поровых вод в этих рудах остается таким же, как и состав иловых вод современных осадков; никакого обогащения Fe, Mn, SiO₂ в них не отмечается.

И вот мы стоим перед парадоксальной ситуацией: подток снизу эманаций на срединно-океанических хребтах не улавливается ни в составе иловых вод, возникающих на хребтах осадков, ни в составе наддонной воды. Как понять это обстоятельство? Думается, единственным путем: из-за крайней медленности пелагического осадкообразования SiO₂, Mn, а равно и другие микрокомпоненты иловой воды находятся в равновесии с аутигенными твердыми фазами осадка. Крайняя ничтожность масс эманационных компонентов делает невозможным обнаружение их существующей методикой, когда имеют дело с более глубокими горизонтами колонки. В верхних же слоях, куда проникает O₂ из наддонной воды, Fe, Mn окисляются и осаждаются, увлекая за собой микроэлементы. Так медленно, так сказать «невидимкой», проскальзывают снизу вверх эманационные компоненты на срединных хребтах, не улавливаясь ни в составе иловых вод, ни в составе наддонной воды и ее взвесей и выдавая себя только обогащением осадков Fe, Mn и микроэлементами.

При изложенном механизме никак нельзя ограничивать поступление глубинных веществ только осевой частью хребта, откуда они якобы разносятся на огромное расстояние в стороны, постепенно количественно убывая. На профиле (см. фиг. 25) не видно такого последовательного убывания. Западнее хребта отчетливо вырисовываются три очага накопления эксгальтативного материала с промежуточными минимумами. Восточнее один очаг, после которого происходит действительное уменьшение компонента в осадках. Истолковать появление эксгальтативных очагов за пределами хребта при допущении питания эманационным материалом только с осевой части хребта невозможно. Точно так же из одиннадцати элементов, поступающих в зоны *c* и *a* из зоны *b*, только у Cr, V, В наблюдается количественное убывание по мере удаления от осевого участка хребта. Содержания остальных элементов то подскакивают (ст. 77, 75, 81, 56), то убывают.

Достоверных признаков отбора среди них более подвижных, заносимых дальше, и менее подвижных, осаждающихся раньше, как это допускают К. Бостром и М. Петерсон, нет. Правда, Mo, Co, Ni, Cu, Zn, Pb показывают сдвиг в зоны *a* и *c* по сравнению с зоной *b*, тогда как Hg, As, Fe, Mn, V, В, Cr больше локализованы в зоне *b*. Но считать, что первая группа более подвижна, чем, скажем, As и, особенно, Mn — невозможно. Наличие у каждого «очага накопления» своего собственного геохимического спектра, никак не согласованного со спектрами соседних «очагов» и не выводимого из них, также находится в противоречии с идеей поступления эксгальтаций только из осевой зоны хребта.

Сказанное означает, что источником эксгальтаций был не только срединный хребет, но и точки на склонах его и даже на прилегающем океаническом ложе. Ст. 75, 77, 81 к западу от осевой части хребта и ст. 56 к востоку от него, названные выше «очаги накопления», были как раз такими точками, где, как и в осевой части хребта, происходил подток гидротерм или эксгальтаций. При таком толковании и скачкообразное распределение рудного материала, и отсутствие отчетливой дифференциации элементов по мере удаления от осевой зоны хребта, и наличие индивидуального геохимического спектра у каждого очага становятся самими собой разумеющимися. Поэтому идею о моноцентризме эксгальтаций следует, как мне кажется, заменить представлением о полицентризме разгрузки эксгальтаций (или гидротерм) в юго-восточной части Тихого океана, как это и отражено на профиле (см. фиг. 25). Существующий материал, вероятно, не раскрывает полной картины размещения очагов эксгальтаций. Станции в зонах *a* и *c* поставлены столь далеко друг от друга, что гарантируют пропуски очагов; их наверняка здесь намного больше, чем указывается анализами.

Прекрасным подтверждением сказанного является котловина Бауэра, расположенная между ст. 56 и 52 профиля, описанного К. Бостромом и М. Петерсоном. Она имеет вид вытянутого меридионального желоба, ограниченного на востоке Галапагосским, а на западе — Восточно-Тихоокеанским поднятием. От оси хребта котловина отстоит примерно на 700 км и входит в состав внешней зоны юго-восточной активной области Тихого океана. Дно ее находится ниже критической глубины карбонатакопления и потому представлено темно-коричневым илом почти без CaCO_3 . В среднем из семи определений ее илы содержат Fe — 14,1%, Mn — 4,60% и микроэлементы (в $10^{-4}\%$): Cu — 910, Ni — 820, Zn — 330, Co — 67, Cr — 13; Al — 2,31% (Dymond a. o., 1973).

Юго-восток Тихого океана вообще следует считать областью с повышенной проницаемостью дна. Здесь оно представляет собой как бы гигантское решето, сквозь многочисленные отверстия которого поступают глубинные вещества. Хребет — только наиболее активный поставщик эксгаляций.

7. О химическом типе эксгаляций на срединно-океанических хребтах

К. Бостром и М. Петерсон (Boström, Peterson, 1969) не обсуждали вопроса о геохимическом типе подводных эксгаляций, ограничившись указанием на их ювенильность, но другие исследователи касались этого вопроса. Наиболее систематически сделал это Дж. Корлисс (Corliss, 1971). Хотя схема его разработана на материале Срединно-Атлантического хребта, она по сути дела является общей для всех срединно-океанических хребтов. По его представлениям дело обстоит так. При медленном охлаждении океанических базальтов (излившихся на дно? — Н. С.) некоторые элементы (Mn, Fe, Co, TR и др.) не полностью входят в решетки твердых фаз, но частично концентрируются в остаточных флюидах, которые отжимаются к верхней части магматического тела. Дополнительные количества тех же элементов мобилизуются при вторичных изменениях рано образовавшегося оливина и возникновении несмешивающихся сульфидов. Принимается, что компоненты, сконцентрированные таким образом близ поверхности горячего магматического тела, занимают интергранулярные пространства, доступные для морской воды, просачивающейся через трещины охлаждающегося тела. При взаимодействии между остаточными растворами (расплавами?) и морской водой и формируются гидротермы и эксгаляции хлоридного типа, поднимающиеся ко дну океана и обогащающие его осадок большим количеством элементов.

Близкие к этим представлениям идеи неоднократно излагали Э. Бонатти с соавторами (Bonatti a. o., 1971, 1973), а также Д. Даймонд с соавторами (Dymond a. o., 1973) и другие, так что эта схема в западной литературе популярна и распространена.

Мне представляется, однако, что схема Дж. Корлисса достаточно умозрительна. Происходящие в магме процессы имеют пассивный характер: магматическая ювенильная вода не формирует ни активных гидротерм, ни эксгаляций; магма эволюционирует так, как будто в ней самой не было потенциальных возможностей для активного выброса летучих компонентов — представление, достаточно далекое от того, как ведет себя магма в реальном вулканическом процессе.

Думается, что при анализе эксгаляционно-гидротермальных процессов на срединных хребтах следует исходить из наблюдений над химическим составом газовыделений при современном вулканизме. Тогда сразу выясняется несколько важных моментов.

В самом деле, ни алюминий, ни титан не фигурируют в осадке в качестве эксгаляционных компонентов. В свете знаний современных вулканических эманаций этот факт свидетельствует, очевидно, что газодынные

выделения, когда они достигали контакта с морской водой, были достаточно холодны и не принадлежали к числу хлоридных (с температурой выше 200°C). Не менее характерно отсутствие сульфидов на доступных пока глубинах — до 6 м ниже поверхности осадка. Мы вправе заключить отсюда, что эксгаляции в момент контакта с морской водой были лишены сероводорода. Существует только один тип эманаций, которому свойственны обе указанные черты: это — мофетты, углекислые гидротермы. Таким образом, известные пока газодовыделения на огромном поле юго-востока Тихого океана и на хребтах других океанов (?) к моменту достижения ими верхних слоев осадка были холодными углекислыми вулканическими эманациями типа тех, какие присущи, например, кальдере о. Санторин (Harder, 1960; Бутузова, 1969б). Геохимический облик эксгалятивного осадка, в котором преобладают Fe и Mn и сравнительно мало микроэлементов, не противоречит такому заключению.

В более глубоких горизонтах осадочной толщи эманации, несомненно, были горячее и принадлежали, возможно, к сульфидно-хлоридному и хлоридному типам. Соответственно и осадки, порожденные этими гидротермами, имеют здесь, вероятно, иной состав сравнительно с составом в поверхностных слоях. Не исключено, впрочем, что за пределами точек, исследованных К. Бостромом и М. Петерсоном, в дальнейшем могут быть обнаружены и поверхностные осадки, обусловленные более горячими гидротермами¹. Мы слишком мало знаем еще о составе эксгаляционно-осадочной формации Восточно-Тихоокеанского поднятия.

С мофеттовым характером эндогенных растворов связано нахождение в известково-железистых отложениях Восточно-Тихоокеанской активной области аутигенного кальцита, описанного К. Бонатти (Bonatti, 1966), а западнее хребта — аутигенного доломита. CO_2 , выделяемая мофеттами, частично растворяла органогенный кальцит, который позже, при уменьшении ее концентрации или давления CO_2 , вновь выделялся из растворов, образуя кристаллические формы; местами, при повышенном HCO_3 из раствора осаждался доломит.

Следы коррозии фораминиферовых раковин сильно распространены в в разрезе ст. GS 7202—35 ($14^{\circ}47'$ ю.ш.; $113^{\circ}30'$ з.д.), расположенной на вершине одной из гряд хребта, локализованной вблизи рифтовой трещины; они встречены также на самой «макушке» хребта на ст. «Амфитрита-27» ($10^{\circ}33'$ ю.ш.; $110^{\circ}52'$ з.д.) и «Амфитрита-11» ($7^{\circ}28'$ ю.ш.; $113^{\circ}32'$ з.д.). Еще существеннее то, что в осадках котловины Бауэра (восточнее хребта) интенсивное растворение CaCO_3 имеет место на глубинах около 3500—4000 м, т. е. критическая глубина карбонатакопления здесь поднята по крайней мере на 500 м выше нормальной (Rydell, Bonatti, 1973).

С мофеттовым характером самой внешней части эксгалятивно-гидротермальных потоков хорошо увязывается и очень малая абсолютная интенсивность вулканического газоотделения, измеряемая 1,8—15,56 мг/см² за 1000 лет. Ведь мофетты как раз и отличаются малым приносом веществ сравнительно с более горячими стадиями эманационного процесса.

Мофеттовый характер эманаций и весьма слабая подача материала объясняют, почему поверхностный осадок сложен на срединных хребтах только окисными формами металлов. Даже при очень малых содержаниях O_2 в природной воде (5—6 мг/л) и при очень медленном обновлении его вертикальной циркуляцией свободного кислорода все же оказывается более чем достаточно для полного окисления Fe^{2+} , Mn^{2+} и закисных форм других элементов, поступающих к поверхности осадка из глубин.

Настоящая работа была уже готова, когда автору удалось познакомиться со статьей К. Бострома (Bostrom, 1973), в которой он впервые разбирает вопрос о глубинном источнике элементов и характере гидротерм, их переносящих. Материнской породой для них он считает карбонатиты,

¹ Это допущение подтвердилось в 1975 г. (см. ниже).

возникающие в верхней мантии при распаде первичной магмы, доказательством чего является широкое распространение карбонатитовых пород вдоль Восточно-Африканского разлома. Гидротермы, выносящие элементы вверх, были углекислыми, слабо восстановленными; в подкрепление этой мысли приводятся данные по тому же о. Санторин, который фигурировал в нашем анализе выше. В заключение — пишет К. Бостром, — «кажется вероятным, что богатые CO_2 термы могут транспортировать значительные количества Fe, Mn, редких земель и т. д. и что поднятие этих фаз на расширяющихся хребтах весьма правдоподобно. Поэтому вероятно, что почти все Pb, Mn, La, Y, Zr в осадках активного Восточно-Тихоокеанского хребта на широте примерно 15° происходят из такого рода эманаций и что значительная доля (может быть, больше 50%) Co, P, Cu, V, Ni, Ba и As в этих осадках имеет тот же генезис» (1973, стр. 217).

Нетрудно видеть, что точка зрения К. Бострома близка к вышеизложенной мной, пайденной независимо от него. Близка, но не тождественна. Автор этих строк не связывает углекислые термы в океанах с обязательным наличием карбонатитов на больших глубинах в земной коре, а рассматривает их в качестве нормальной мофеттовой стадии обычного поствулканического процесса. К тому же углекислые термы не входят в наддонную воду, как считает К. Бостром, а сбрасывают свой груз по пути восхождения, в самих осадках.

Итак, громадный — по своей общей массе — эманационный процесс на юго-востоке Тихого океана протекает, так сказать, невидимо, неуловимо для гидрохимии морской воды и устанавливается только исследованием осадков — поучительный пример того, как большой эффект достигается длительно действующими ничтожными средствами. Поэтому так трудно дать четкий ответ на простые и неизбежные вопросы: продолжают ли эксгальтации на Восточно-Тихоокеанском и других хребтах донныне или уже прекратили свое действие?

Чтобы отчетливее представить себе специфику поступления глубинных веществ на этих хребтах, целесообразно напомнить, что наблюдается в рифтовой зоне Красного моря.

Особенность этой зоны состоит прежде всего в большой интенсивности ее эманационного процесса. В самом деле, по данным Ку с соавторами (Ку а. о., 1969), средняя скорость накопления рудных элементов здесь свыше 40 см в 1000 лет, что составляет 40 000 мг/см² за 1000 лет. При объемном весе сухого осадка, равном 0,3, это составит 12 000 мг/см² в 1000 лет. Среднее содержание Fe+Mn в осадках — 25,7% (Bischoff, 1969); таким образом, накопление рудной массы происходит со скоростью 3000 мг/см² за 1000 лет. Это больше чем на два порядка превосходит эксгальтативную седиментацию в Тихом океане (15 мг/см² в 1000 лет), не говоря уже об Атлантическом и Индийском (соответственно 1,8 и 3, 84 мг/см²). Но в отдельных точках интенсивность рудного процесса в Красном море еще выше. Так, в скв. 127Р при скорости седиментации 63 см в 1000 лет (т. е. 63 000 мг/см²) и содержании рудных компонентов здесь 29,4% она достигает 6600 мг/см² за 1000 лет.

Большая интенсивность в единицу времени подачи гидротерм в Красном море является причиной их прорыва в наддонную воду и возникновения в нижних ее горизонтах резко отличного гидрохимического режима. С большей скоростью движения гидротерм в Красном море связана их высокая температура при излиянии в котловинах дна. Где-то на значительной глубине, откуда поднимаются глубинные воды, температура их, вероятно, также достаточно высока и на срединно-океанических хребтах. Но на длинном пути вверх при медленном движении растворы здесь успевают охладиться и к поверхности дна приходят холодными и сильно обедненными минеральными компонентами. В Красном море благодаря быстрому движению больших масс охлаждение гидротермы задерживается, и на дно они изливаются горячими, богатыми Fe, Mn и микроэлементами.

Различие температур неизбежно влечет за собой разницу форм миграции элементов в растворе, а также разный механизм разгрузки вод. Холодные глубинные воды на срединно-океанических хребтах принадлежат к типу углекислых мофетт. В Красном море поднимающиеся горячие глубинные воды имеют ясно выраженный хлоридный характер (что типично для горячих гидротерм) и богаты набором элементов. Часть их идет, как считает Р. Бишоф (Bischoff, 1969), в виде хлоридно-сульфидных комплексов, например Zn, Cu, Pb; эти комплексы более растворимы при высокой температуре, менее растворимы при низкой. SiO₂ мигрирует в виде мономера с большой растворимостью.

Большая сложность форм миграции элементов предопределяет и большую сложность механизма их седиментации в Красном море сравнительно с океанами. Не входя в детали этого процесса, хорошо разобранный Р. Бишофом (Bischoff, 1969), отмечу только, что в рудных осадках рифтовых впадин Красного моря представлены не только окисленные формы Fe, Mn и других элементов, но и сульфидные (пирит, пирротин, сфалерит), карбонатные (родохрозит) и силикатные (железистый монтмориллонит). Минеральный состав настоящего рудного осадка здесь куда многообразнее и богаче того бедного, какой известен пока из эксгаляционно-карбонатной формации юго-востока Тихого океана. В последней области поэтому можно говорить не о настоящем, а только о зачаточном, эмбриональном рудном процессе, создаваемом неуловимым пока гидрохимически «дыхающим» Земли.

Выше было отмечено отсутствие сульфидов в составе эксгаляционных отложений Восточно-Тихоокеанского хребта. Эта констатация была верна до самого последнего времени, но сейчас требует некоторого ограничения.

Совсем недавно появилась статья Т. В. Розановой (1976, Литология и полезные ископаемые, № 2), посвященная находкам керолита, пирротина и троилита в осадках котловины Хесса.

Котловина Хесса представляет собой изолированную тектоническую депрессию в осевой зоне Галапагосского поднятия вблизи стыка его с Восточно-Тихоокеанским (2°12' с.ш.; 101°35' з.д.). Длина котловины около 11 км, ширина — 3,7 км, глубина — 5200—5736 м.

Драгирование принесло много обломков базальтов, долеритов, осветленных метабазальтов и базальтовых брекчий с сульфидной минерализацией. Вместе с ними были получены куски илов и биогенных осадков с признаками гидротермального метасоматоза. В частности, куски фораминиферовых илов преобразованы в глыбы керолита (магнезиального силиката), в котором локально развиты хорошо окристаллизованные пирротин и троилит, а местами и марказит. Куски алевритово-глинистых илов с прослоями песков содержат по слоистости также накопления пирротина и троилита, но в меньшей степени. Гидротермальные растворы просачивались здесь по более проницаемым прослоям песков и от них по трещинам, перпендикулярным наслоению, в илы. Существенно, что гидрогётит-гётит в илах по соседству с сульфидными выделениями не испытал метаморфизирующего воздействия гидротерм и не превратился в гематит.

Хотя все находки сделаны в отдельных обломках осадков, принесенных драгой, все же несомненно, что во впадине Хесса впервые для юго-востока Тихого океана констатировано наличие гидротерм не мофеттового, а сульфидного типа с H₂S. Однако количество сероводорода в них ограничено, что и определило генерацию малосернистых сульфидов. Несомненно, что температура гидротерм в котловине Хесса была выше обычной для юго-востока океана, чем температура мофетт. Но были ли они действительно высокотемпературными (до 450°С), как полагает Т. В. Розанова, считать доказанным пока нельзя, ибо гидротермы не оказали метаморфизирующего воздействия на гидрогётит-гётит.

При дальнейшем изучении эксгаляционных отложений юго-востока Тихого океана вполне вероятны находки и других точек с сероводород-

ными эманациями, в том числе высокотемпературными. Между широко распространенными гидротермами мофеттового типа и более горячими и интенсивными гидротермами красноморского типа возможны все постепенные переходы. Реальная картина эманационной деятельности здесь несомненно намного сложнее, чем это получается сейчас по ограниченному доступному материалу.

8. О биогенном накоплении элементов в осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия

Из предыдущего следует, что особенность геохимического процесса на Восточно-Тихоокеанском поднятии состоит в том, что здесь на обычный ход его, свойственный обширным площадям вне хребта, накладывается седиментация эндогенного материала, медленно поступающего снизу, из глубоких горизонтов Земли. Но существует еще и третий процесс, принимающий участие в формировании химического облика осадков на срединно-океанических хребтах и в накоплении в них микроэлементов. Это — жизнедеятельность организмов.

Выше было показано, что осадки всех срединных хребтов изобилуют CaCO_3 в виде раковин фораминифер и кокколитофорид и других планктонных известковых раковин всегда присутствуют некоторые макро- и микроэлементы. Стало быть, в составе илов срединно-океанических хребтов, кроме терригенного и эманационного вещества, всегда присутствует еще биогенный компонент. Какова его количественная роль?

По ограниченному числу определений, сведенных в работе К. Турекьяна (Turekian, 1965), средние содержания элементов в раковинах пелагических фораминифер, отмытых от пелагических илов, таковы (в $10^{-4}\%$): Fe — 1264 (7), Mn — 50 (13), Cu — 10,3 (10), Zn — 14 (2), Ni — 20 (4), V — 10 (4), Pb — 10 (1), Sr — 1112 (18), Mg — 1405 (17), Ba — 700 (1); в скобках показано число образцов. Так как содержание CaCO_3 по профилю К. Бострома и М. Петерсона (Boström, Peterson, 1969) равно 67%, то количества микроэлементов, внесенных в осадок биогенным путем, будут в среднем следующими (в $10^{-4}\%$): Fe — 739, Mn — 33,5, Cu — 7, Zn — 9,4, Ni — 13, Pb — 6,7, V — 6,7, Sr — 775, Mg — 941, Ba — 469,1. Для дальнейшего целесообразно выразить этот биогенный внос элементов в кларковой форме, используя величины кларков, указанные выше (см. стр. 66). Тогда получим, что биогенный компонент составляет: у Fe — 0,012 кларкового, Mn — 0,004, Cu — 0,02, Zn — 0,047, Ni — 0,061, Pb — 0,11, V — 0,05. Для сравнения остальных элементов данных нет.

Мы можем теперь дать общий баланс поступления семи элементов в осадках Восточно-Тихоокеанского хребта. Баланс этот удобно выразить в виде дроби, числителем которой будет процентное содержание элемента в бескарбонатном веществе осадка, а знаменателем — величина относительного участия терригенного + эманационного + биогенного компонентов в общем содержании элемента, причем доля каждого выражена в кларковой форме. Получаем следующий характерный ряд:

$$\begin{aligned} \text{Fe} & - \frac{12,3\%}{1 + 1,9 + 0,012}; & \text{Mn} & - \frac{3,9\%}{1 + 4,5 + 0,005}; & \text{Cu} & - \frac{870 \times 10^{-4}\%}{1 + 2,07 + 0,02}; \\ \text{Zn} & - \frac{315 \times 10^{-4}\%}{1 + 2,0 + 0,004}; & \text{Ni} & - \frac{615 \times 10^{-4}\%}{1 + 2,3 + 0,061}; & \text{Pb} & - \frac{158 \times 10^{-4}\%}{1 + 3 + 0,11}; \\ \text{V} & - \frac{300 \times 10^{-4}\%}{1 + 1,3 + 0,05}. \end{aligned}$$

Отчетливо видно, что биогенный пай в формировании содержания рассмотренных семи элементов настолько ничтожен, что им вполне можно было бы пренебречь; он был рассчитан только для полноты картины и для

тех исследователей, которые склонны высоко расценивать аккумулярующую роль организмов-карбонатакопителей в формировании химического облика известковых пелагических осадков в океанах.

Для правильного понимания терригенного компонента добавим, что природа его в данном случае сложная: часть вещества принесена и отложена в составе терригенной кластики, часть — в виде твердых фаз, хемогенно возникших за счет раствора, поступившего с континента. Разделение этих слагаемых пока затруднительно, тем более, что в самом океане часть кластики переводится организмами в раствор. Некоторые данные по этому вопросу будут изложены ниже (см. гл. IV).

9. Генезис редких земель в осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия

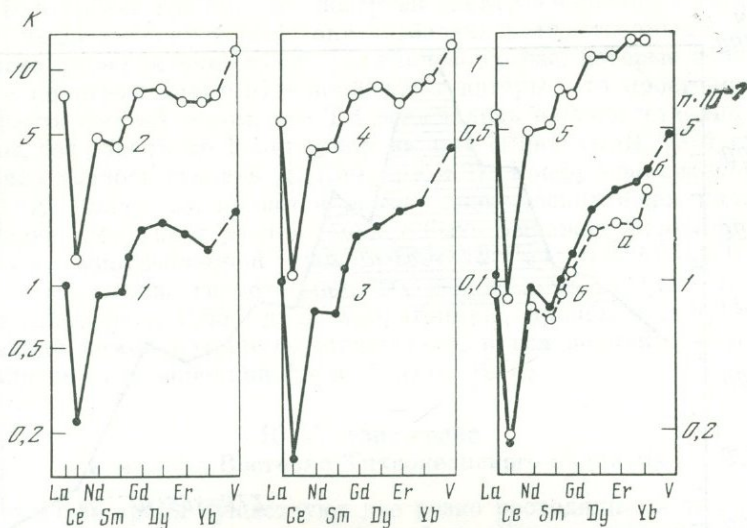
Хотя методика геохимического расчета количеств экстрактивного компонента сама по себе проста и достаточно надежна, применить ее ко всем элементам, присутствующим в осадке, пока нельзя из-за отсутствия надежных данных о средних содержаниях этих элементов в глубоководной красной глине вне срединного хребта.

Этот пробел в значительной степени заполняется применением иных, чисто химических и физических методов установления наличия или, наоборот, отсутствия эндогенного поступления элементов в осадки срединных хребтов. Один из этих методов демонстрирует генетический анализ семейства редких земель (TR).

В настоящее время этот вопрос достаточно разъяснен исследованиями М. Бендера с соавторами (Bender a. o., 1971), К. Бострома (Boström, 1973), Г. Риделла с соавторами (Rydell a. o., 1974), В. И. Герасимовского (1973), Ю. А. Балашова с соавторами (1974), Д. Пайпера и П. Графа (Pieper, Graff, 1974). Особенно поучительны две последние работы. Материал Ю. А. Балашова происходит из котловины Бауэра. Преобладающим типом осадков здесь являются темно-коричневые железо-марганцевые бескарбонатные илы с содержанием Fe 10—23%; на Галапагосском поднятии — фораминиферовые илы с низким содержанием Fe, но в пересчете на бескарбонатную основу количество Fe достигает 11—21%. Нетрудно видеть, что эти илы котловины Бауэра — полный аналог бескарбонатной части железо-марганцевых фораминиферовых отложений Восточно-Тихоокеанского, а также и Галапагосского поднятий. Во всех названных местах мы имеем дело практически с одной и той же железо-марганцевой силикатной основой, которая на поднятиях сильно разбавлена биогенным CaCO₃, а во впадине сохранилась в первоначальной форме.

Суммарное содержание TR в илах котловины Бауэра на ст. 602 — $173 \cdot 10^{-4}\%$ (из них Y — $62 \cdot 10^{-4}\%$); на ст. 674—779 — $179 \cdot 10^{-4}\%$ (из них Y — $345 \cdot 10^{-4}\%$); на ст. 578—975 — $104 \cdot 10^{-4}\%$ (из них Y — $335 \cdot 10^{-4}\%$); в среднем TR = $620 \cdot 10^{-4}\%$. На Южно-Галапагосском поднятии сумма TR равна $224 \cdot 10^{-4}\%$, но она дана Ю. А. Балашовым, по-видимому, на натуральный осадок, при пересчете же на бескарбонатное вещество сумма поднимается по крайней мере до среднего уровня во впадине. На ст. GS=7202, в северной части Восточно-Тихоокеанского хребта (на широте примерно ст. 602), содержание Y на бескарбонатную и бессолеую базу равно (Boström, 1973) в среднем $130 \cdot 10^{-4}\%$, содержание La — 140, стало быть сумма TR будет составлять $540—640 \cdot 10^{-4}\%$. Везде, как видим, величины одного порядка.

На фиг. 30 показаны спектры семейства TR в осадках, т. е. количественные соотношения между отдельными элементами, а также спектр TR в морской воде Тихого и Атлантического океанов. Из них видно, что осадки котловины Бауэра «имеют поразительное сходство по составу р. з. э. с морской водой Тихого и Атлантического океанов, наследуя важнейшие особенности соотношений р. з. э. морской воды: 1) во всех пробах La > Nd; 2) резкий дефицит Ce. Экстраполяция по соотношению La и Nd поз-



Фиг. 30. Состав редкоземельных элементов илов депрессии Бауэра и морской воды (по Ю. А. Балашову и др., 1974)

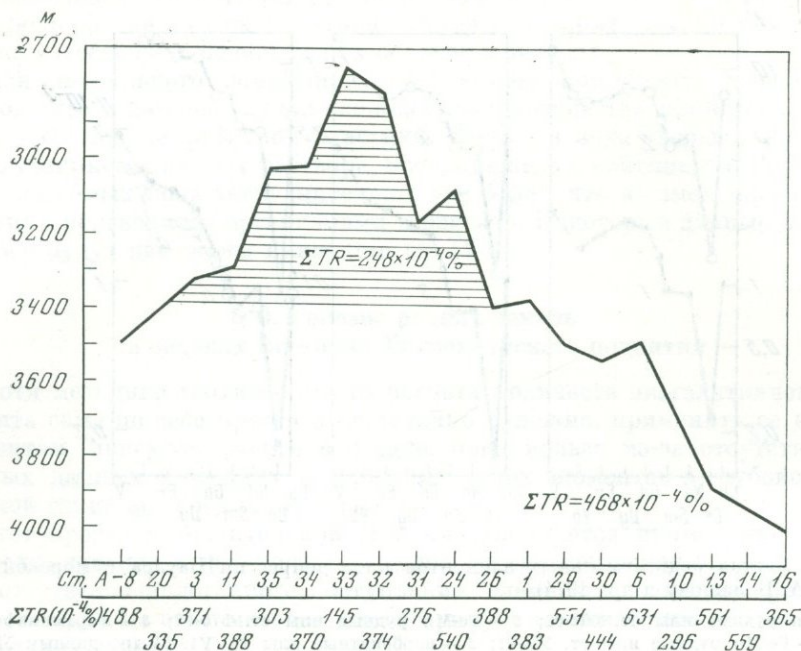
1 — Fe-Mn рудные илы ст. 602-02; 2 — Fe-Mn рудные илы ст. 576-02; 3 — фораминиферовые илы; 4 — Fe-Mn рудные илы ст. 574-01; 5 — карбонатные илы ст. V19-54 (по данным М. Вендер а. о., 1971); 6 — морская вода: а — Тихий океан, б — Атлантический океан

воляет оценить нормативное значение Ce (Ce^*), соответствующее исходному в терригенных породах до его отделения в морской воде за счет окисления. Отношение наблюдаемой концентрации Ce к нормативной показывает степень потери церия в морской воде и в железо-марганцевых и фораминиферовых илах. Для морской воды Ce/Ce^* составляет 0,175—0,232, в железо-марганцевых рудных илах — 0,206—0,24, в карбонатных илах — 0,148—0,167. Таким образом, степень потери Ce в осадках депрессии Бауэра точно соответствует оценкам дефицита Ce в морской воде; 3) по сравнению с континентальными платформенными глинами морская вода и илы отчетливо обогащены средними и особенно тяжелыми лантаноидами (минимум относительной концентрации приходится на Nd и Sm); 4) так же как и в морской воде, в илах наблюдается максимальное обогащение Y по сравнению с лантаноидами по отношению к глинам континентов

$$\frac{Y}{\sum Gd \dots Lu} = 1,9 - 3,3.$$

«Перечисленные особенности состава р. з. э. рассматриваемых илов и морской воды не оставляют сомнений в источнике р. з. э. железо-марганцевых и карбонатных осадков западной части Перуанской котловины (=котловины Бауэра)... (они) свидетельствуют о фундаментальном процессе осаждения р. з. э. из морской воды,— т. е. о гидрогенном типе накопления» (Балашов и др., 1974, стр. 755—756).

Это заключение можно проверить в настоящее время методом абсолютных масс, в частности сравнением интенсивности накопления TR в котловине Бауэра и на участке ст. 6175, 6176 и 6177 в северо-западной части Тихого океана, расположенном к северу от Маршалловых островов (Волков, Фомина, 1973; Страхов и др., 1973). По определениям названных авторов среднее содержание окислов TR в илах здесь составляет $270 \cdot 10^{-4}\%$, а в железо-марганцевых стяжениях — $1500 \cdot 10^{-4}\%$ при продуктивности стяжений $7,6 \text{ кг/м}^2$. При мощности верхнего горизонта 10—20 см (ср. = 16,3), объемном весе его 1,15 абсолютная масса осадка составит $18,8 \text{ г/см}^2$.



Фиг. 31. Связь содержаний редкоземельных элементов с рельефом Восточно-Тихоокеанского поднятия на 39° ю. ш. (в % на бескарбонатное вещество) (по D. Piper, P. Graff, 1974)

Отсюда абсолютная масса окислов в этом горизонте будет $5,07 \text{ мг/см}^2$, а стяжениях — $1,2 \text{ мг/см}^2$, в сумме $6,27 \text{ мг/см}^2$ или, переводя в элементарную форму, $4,22 \text{ мг/см}^2$. Так как длительность отложения верхнего горизонта на указанных станциях около 150 000 лет, то средняя скорость отложения составит $0,034 \text{ мг/см}^2$ за 1000 лет.

В котловине Бауэра станции локализованы (по карте абсолютных масс, А. П. Лисицын, 1974) на границе градаций <50 и $>50 \text{ мг/см}^2$ за 1000 лет. Принимая для расчета величину 50 мг и среднее содержание $\text{TR } 620 \cdot 10^{-4}\%$, получаем скорость накопления $\text{TR } 0,031 \text{ мг/см}^2$ за 1000 лет, величину весьма близкую к той, которая была рассчитана для участка к северу от Маршалловых островов. Но в последней области, как было показано выше, вулканические эксгальциации полностью отсутствуют; редкие земли выпадают здесь только за счет сноса с континентов в твердой фазе и растворах. Стало быть, аналогичный генезис имеют и редкие земли в котловине Бауэра. Несмотря на несомненное наличие в ней эксгальтивных осадков, вулканические эманации не принимают участия в накоплении в осадках редкоземельных элементов.

К тому же выводу пришли Д. Пайпер и П. Граф, анализируя данные по редким землям в поверхностном слое осадков Восточно-Тихоокеанского хребта на профиле из 19 станций между $102\text{--}115^\circ$ з. д., по 39° ю. ш. Содержания редкоземельных элементов здесь колебались от 145 до $651 \cdot 10^{-4}\%$, причем иттрий в эту сумму не был включен из-за отсутствия его определения. Общее среднее по профилю составляет $301 \cdot 10^{-4}\%$; присчитав Y (иттрий) (по Boström, 1973) получим $431 \cdot 10^{-4}\%$.

На фиг. 31 показано распределение TR в рельефе хребта. Видно отчетливое тяготение их к склоновой части хребта и убывание к «макушке». На западном склоне (ст. А-8) сумма $\text{TR } 488 \cdot 10^{-4}\%$, на «макушке» $248 \cdot 10^{-4}\%$ (среднее 10 станций); на восточном склоне — $468 \cdot 10^{-4}\%$ (среднее 8 станций). В котловине Бауэра, как мы знаем, ΣTR в среднем $620 \cdot 10^{-4}\%$, т. е. концентрации их продолжают расти. Для семи образцов,

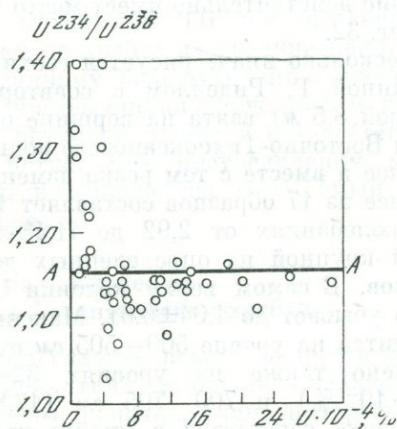
взятых на вершине хребта, был построен спектр элементов и сопоставлен со спектром их в морской воде; они оказались тождественными. «Так как не известно ни терригенных, ни вулканических фаз, которые обладали бы таким же спектром (pattern), — заключают авторы, — то простейшее объяснение факта состоит в том, что TR осаждались непосредственно из морской воды, без уловимого фракционирования» (Piper, Graff, 1974, стр. 292). Новым, что удалось сделать Д. Пайперу и П. Графу сравнительно с работой Ю. А. Балашова, является расчет генетических форм нахождения TR в осадке. Результат расчета может быть выражен формулой, аналогичной уже употребленной выше: $(301 \cdot 10^{-4} \%) : 0,85 + 0 + 0 + 0,15$, где 0 означает отсутствие гидротермальных редких земель; 0,15 — долю, вносимую организмами; 0,85 — долю терригенную, причем в данном случае кластический компонент почти отсутствует, и вся величина возникла за счет осаждения растворенной фазы (Bernier, 1970).

10. Генезис урана в осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия

В настоящее время существуют две резко расходящиеся точки зрения на генезис урана в отложениях этого района. Сторонники одной считают, что U на срединных хребтах накапливается в осадке за счет осаждения его из наддонной воды, где концентрация U довольно значительна: $0,33 \text{ мкг/л}$ (Батурин, 1973б; Батурин, Коченов, 1973). Осадителями являются, по М. Бендеру с соавторами (Bender a. o., 1971), И. Ку с соавторами (Ku a. o., 1969), коллоидные гидроокислы Fe и Mn. По К. Турекьяну и К. Бертайну (Turekian, Bertin, 1971), уран, кроме того, диффузионно натягивается в ил при наличии в осадках океанических хребтов анаэробной среды с повышенным содержанием органического вещества. Подтверждение концепции авторы видят в том, что изотопный состав урана, в частности отношения U^{234}/U^{238} в осадках срединных хребтов близки к этим соотношениям в наддонной воде, где они составляют 1,15 или ниже за счет распада U^{234} . Таким образом, U в отложениях срединных хребтов трактуется названными авторами в качестве экзогенного по своему источнику или — гидрогенного. Эксгальтивного U в них нет.

Фиг. 32. Отношения U^{234}/U^{238} в достоверных эксгальтивных осадках современных океанов (юго-восточная часть Индийского хребта, Срединное море, Восточно-Тихоокеанское поднятие, Красное море, Арафатский рифт) (по Н. Rydell, E. Bonatti, 1973)

AA — отношение U^{234}/U^{238} в морской воде



Иную трактовку предложили Г. Риделл и Е. Бонатти (Rydell, Bonatti, 1973). Собрав всю сумму определений урана в океанах и морях на участках с эксгальтивными осадками, они построили диаграмму, связывающую суммарные содержания U с соотношениями U^{234}/U^{238} (фиг. 32). Из нее видно, что отношения U^{234}/U^{238} у подавляющего большинства подводных металлоносных осадков в областях, где заведомо имеются гидротермальные проявления, близки к соответствующим отношениям в нормальной морской воде и чаще всего меньше 1,15. Случаи высоких значений отношения

U^{234}/U^{238} единичны и наблюдаются у образцов с очень низким общим содержанием U — от 0,35 до 3,87, в среднем $2,1 \cdot 10^{-4}\%$. Несмотря на близость изотопного состава U в подводных металлоносных осадках к изотопному составу U морской воды, Г. Риделл и Э. Бонатти все же пытаются доказать, что уран в них гидротермальный. При этом они опираются на определения В. М. Купцова и В. В. Чердынцева (1969) U в образцах конденсатов и вод из фумарол Камчатки и Курильских островов. Содержания U оказались здесь весьма изменчивыми, обычно низкими, в среднем 0,15 $мкг/л$, т. е. вдвое ниже, чем в воде океанской. Изотопные же соотношения менее изменчивые, чем валовые количества урана, в среднем 1,32, т. е. существенно выше, чем в морской воде. Исходя из этих данных, Г. Риделл и Э. Бонатти рассчитали, что при некоторых количественных соотношениях объемов морской воды и гидротерм уран, осаждающийся из смеси, будет обладать изотопными соотношениями, близкими к наблюдающимся в морской воде. Эти соотношения показаны в нижеследующих трех рядах цифр:

	Концентрация ($мкг/л$)	Отношение U^{234}/U^{238}	Объем воды
Морская вода	0,33	1,15	1
Гидротермальная вода	0,15	1,32	9,17
Результирующая вода	0,46	1,20	10,17

Эти расчеты дали возможность Г. Риделлу и Э. Бонатти построить довольно сложную схему геохимии U на срединных хребтах. Морская вода, просачиваясь по трещинам в базальты и циркулируя в них, теряет U в более глубоких частях циркуляционной системы, но в более высоких ее частях (Shallower Stages) U может выщелачиваться из базальтовой корки; здесь возникают гидротермальные растворы с аномальными соотношениями U^{234}/U^{238} . При осаждении U эти соотношения могут удержаться и в металлоносных осадках на морском дне около выходов гидротермальных источников, но только в том случае, если не будет интенсивного разбавления гидротермального урана ураном нормальной морской воды, осаждаемым гидроксидами Fe и Mn . Из схемы вытекает как неизбежность значительных вариаций в общем содержании U в разных (даже близких) точках осадка по горизонтам, так и изменчивость изотопных соотношений. Первое явление действительно имеет место в природе, второе — нет, как это видно на фиг. 32.

Несколько иначе рисуется геохимия U в разрезе колонки GS-7202-35, описанной Г. Риделлом с соавторами (Rydell, а. о., 1974). Колонка (длиной 8,5 м) взята на вершине одного из холмов, на северной оконечности Восточно-Тихоокеанского поднятия. Характерной чертой ее является высокое и вместе с тем резко изменяющееся по вертикали содержание U . Среднее из 17 образцов составляет $10 \cdot 10^{-4}\%$ (на натуральный сухой вес) при колебаниях от 2,92 до $41,48 \cdot 10^{-4}\%$. Последняя величина является самой крупной из определенных до сих пор в металлоносных осадках океанов. В самом верху колонки $U^{234}/U^{238}=1,12 \pm 0,02$; вниз оно прогрессивно убывает до $1,04 \pm 0,01$. Максимальное содержание U ($41,48 \cdot 10^{-4}\%$) находится на уровне 500—505 см от верха колонки; заметное обогащение отмечено также на уровнях 32—37 см ($12,46 \cdot 10^{-4}\%$), 600—675 см ($13,5 \cdot 10^{-4}\%$) и 700—705 см ($17,85 \cdot 10^{-4}\%$). Большое содержание U в колонке сочетается с крайне низким количеством Th . Особенностью колонки является также то, что геохронология слоя 500—505 см по палеонтологическим и изотопным данным по U резко расходится. По палеонтологическому признаку (исчезновение *Pseudoemiliana lacunosa*) возраст слоя — 500—505 см равен 350 000 лет; по изотопным данным в пределах 90—110 000 лет. Это расхождение приводит авторов к заключению, что генезис U в разных частях колонки разный. В верхах колонки много U , осевшего из морской воды, в низах (ниже 500—505 см) уран главным образом гидротермальный, поступивший из глубоких горизонтов в состав

кислых карбонатных растворов несколько восстановленного характера. Обилие U на уровне 500—505 см обусловлено дополнительной постседиментационной инъекцией такого раствора, происшедшей в интервале 90—110 000 лет назад; аналогичен генезис других слоев колонки, обогащенных U.

При большой изменчивости дебита гидротермальных вод, содержаний в них U и отношений U^{234}/U^{238} , конечно, могут возникать ситуации, когда изотопные отношения в эксгальтивных осадках будут близки к 1,15. Но такие случаи будут, несомненно, лишь редким исключением, общим же правилом должны быть значительные, притом примерно одинаково часто встречающиеся отклонения как в сторону резкого повышения величины U^{234}/U^{238} , так и в сторону ее понижения. Но как показывает диаграмма (см. фиг. 32), высокие значения изотопных отношений U единичны, резко преобладают величины, близкие к 1,15, т. е. к отношению их в морской воде. Поэтому, как и для семейства TR, следует принять, что U в металлоносных осадках современных океанов не вулканогенный, а экзогенный, во всяком случае в основном и решающем. Баланс форм его, вероятно, имеет тот же вид, что у элементов семейства TR.

Изотопным анализом было показано (Dasch а. о., 1971), что Sr в осадках срединных хребтов имеет целиком экзогенное происхождение. Это, впрочем, легко предвидеть, учитывая изоморфный захват стронция биогенным $CaCO_3$. Свинец, по данным тех же авторов, практически целиком гидротермальный. Тем самым подтверждено изложенное относительно этого элемента на предыдущих страницах. Правда, количественные оценки гидротермальности у автора этих строк и у Е. Деш с соавторами неодинаковы, но обе они приблизительны, и потому расхождение здесь имеет второстепенный характер.

Изложенное показывает большую сложность и гетерогенность геохимических процессов, протекающих на участках срединных хребтов. При этом существенно, что не всегда высокие содержания элементов в осадках «макушки» хребта означают гидротермальный генезис элемента. Так, Pb, Ni, Co, Cu, Mo явственно тяготеют к областям вне хребта, в частности к котловине Бауэра, тем не менее главная их масса не только здесь, но и на хребте вулканогенна. И еще. Хотя TR сорбируются гидроокислами Fe и Mn, степень их концентрации не определяется содержаниями названных гидроокислов в осадке. Так, максимумы TR локализованы вне хребта и в котловине Бауэра, тогда как на хребте их средние концентрации понижены. Если добавить к сказанному большую изменчивость содержаний элементов на площади, то чрезвычайная сложность и гетерогенность геохимических процессов на активной площади юго-востока Тихого океана вырисовывается достаточно четко. Без преувеличения можно сказать, что с точки зрения геохимических процессов это — самый сложный регион на территории Мирового океана.

11. Эксгальтивные компоненты на срединных Индийском и Атлантическом хребтах

Особенности процессов на Восточно-Тихоокеанском поднятии присущи в принципе и другим срединным поднятиям, различаясь только большими или меньшими деталями. Было бы, конечно, очень интересно выяснить объем и характер этих локальных вариаций тихоокеанской схемы, но, к сожалению, скудость опубликованных материалов пока не позволяет сделать подробного сравнительного анализа. Поэтому ограничусь только кратким изложением имеющихся в литературе сведений.

Определения содержаний элементов в осадках Индийского срединного хребта опубликованы К. Бостромом с соавторами (Boström, Valdes, 1969; Boström, Fischer, 1969a, б, 1971; Boström, Peterson, 1969), М. Бендером и Ц. Шульцем (Bender, Schulz, 1969), наконец, В. Н. Лукашиным

(1974). Сведя их вместе, получаем следующую картину, в основе которой лежат определения В. Н. Лукашина. Для сравнения приведены также его данные по красной глубоководной глине (Al в %, остальные в $10^{-4}\%$):

	Al	Ga	Zr	Y	Cr	V	Ni	Co
A Осадки Срединного хребта (19 обр.)	6,6	25	171	258	314	259	400	195
B Красная глина (15 обр.)	7,8	21	139	84	69	97	205	73
A/B	0,84	1,2	1,2	3,0	4,5	2,6	2,0	2,7

По убыли Al в бескарбонатном веществе осадков поднятия сравнительно с осадками глубоководной глины можно видеть, что доля эксгальтативного вещества на нем невелика, что согласуется с низкими значениями железо-марганцево-титанового модуля (см. фиг. 6). Остальные семь элементов заметно концентрированы относительно красной глины в пределах от 1,2 до 4,5 что следует отнести, конечно, за счет примеси эксгальтативного компонента. Вместе с тем нельзя не отметить, что по характеру обогащения Индийский хребет достаточно отличен от Восточно-Тихоокеанского. Изумляет чрезвычайно высокая величина эксгальтативных Cr и V, при значительно меньшей — Ni, Co. К сожалению, автор определений (В. Н. Лукашин) не интерпретирует эти аномалии и потому вопрос об их причине остается открытым.

Большой интерес представляют определения содержаний элементов М. Бендером и Ц. Шульцем (Bender, Schulz, 1969) на 12 станциях вдоль Индийского срединного поднятия. Средние величины их следующие (в $10^{-4}\%$ на бескарбонатное вещество): Co — 217, Ni — 365, Cu — 281, Zn — 1350, Mn — 1,0; Fe — 5,05. Отметим, что определения Co и Ni, общие у В. Н. Лукашина и М. Бендера и Ц. Шульца, оказались достаточно близкими, что вызывает доверие к достоверности определений и других элементов. По данным А. Горовица (Horowitz, 1970), средние содержания Pb на Индийском хребте 822, Ag — 3,15 и Zn — $182 \cdot 10^{-4}\%$. Добавим, что, судя по картам, опубликованным К. Бостромом (Boström, 1973), содержания Ba на Индийском срединном поднятии находятся на уровне 0,4—0,8%, тогда как на Восточно-Тихоокеанском — на уровне 1,6—6,4%.

Сложнее обстоит дело с Fe и Mn. Если оперировать 17 анализами по всему хребту в целом (из них пять — К. Бострома и М. Петерсона и 12 — М. Бендера и Ц. Шульца), то среднее значение Fe — 6,55%, а Mn — 0,76% (Страхов, 1974б). Однако на наиболее активной части хребта, к которой относятся анализы К. Бострома и М. Петерсона (поправленные пересчетом на глинистое вещество), цифры значительно выше: Fe — 9,5%, Mn — 1,24%, что естественно.

Сопоставим теперь средние валовые (без разделения на терригенную и эксгальтативную части) содержания элементов на Восточно-Тихоокеанском и Индийском хребтах (Fe и Mn в %, остальное в $10^{-4}\%$):

	Fe	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Cr	Y	V	Pb	Ag
Тихоокеанский	12,3	3,9	210	615	870	315	36	140	300	152	6,22
Индийский	6,55	0,76	217	365	365	1350	317	258	259	122	3,15

Из 11 сопоставляемых элементов семь показывают отчетливо пониженные содержания в осадках поверхностного слоя Индийского хребта, три других (Zn, Cr, Y) резко повышенные; и только Co удерживается на одном и том же уровне. Эти отличия спектра элементов и придают осадкам Индийского срединного хребта отчетливо выраженный индивидуальный облик. В целом же он хорошо согласуется с ослаблением напряженности эксгальтативной деятельности на этом хребте сравнительно с Восточно-Тихоокеанским, что было отмечено выше.

Что касается Срединно-Атлантического хребта, то при еще большей ослабленности здесь экспаллятивной активности уловить ее специфику в химическом облике осадков хребта практически не удастся. Так по шести анализам К. Бострома, М. Петерсона (Boström, Peterson, 1969), на участках с модулем 25—35 среднее содержание Fe в активных точках всего 4,68, Mn — 0,13%, тогда как среднее за пределами поднятия в целом Fe — 4,75, Mn — 0,26%. А. Горовиц (Horowitz, 1970) для осадков Срединно-Атлантического хребта определил средние содержания Pb — 57,4; Ag — 0,047; Sn — 2,17; Ti — 2,53 и Zn — $86,5 \cdot 10^{-4}\%$, тогда как за пределами хребта они составили:

$$\text{Pb} - \frac{43,6}{38,8}; \text{Ag} - \frac{0,115}{0,038}; \text{Sn} - \frac{2,81}{3,33}; \text{Ti} - \frac{2,27}{2,25}; \text{Zn} - \frac{50,5}{96,0};$$

в этих показателях числитель дает величину западнее хребта, знаменатель — величину восточнее хребта. Как видим, намечается очень слабая обогащенность осадков свинцом, но она далека от того, что наблюдается на срединных поднятиях других океанов; обогащения прочими элементами вообще нет. В колонке ст. Ламонт V-16-36, расположенной на хребте в Южной Атлантике как раз посередине пятна с повышенным модулем (30—50) ($19^{\circ}20'$ ю. ш.; $11^{\circ}26'$ з. д., глубина 3329 м), К. Турекьян (Turekian, 1968) определил следующие содержания (в $10^{-4}\%$): Co — 120, Ag — 1,01, Ba — 4330. Казалось бы, по крайней мере для Co и Ba можно говорить о дополнительном гидротермальном концентрировании в активной точке хребта. Но рассмотрение карт распределения микроэлементов, опубликованных К. Турекьяном и Д. Имбри (Turekian, Imbrie, 1966), показывает, что высокие содержания Co ($80-160 \cdot 10^{-4}\%$) вообще широко распространены в Южной и Северной Атлантике за пределами хребта, т. е. вне влияния гидротерм. То же можно видеть на карте Ba, опубликованной несколько раньше К. Турекьяном. Из этих сопоставлений видно, что о вулканогенном происхождении Co и Ba в активной точке хребта, изучавшейся К. Турекьяном, говорить невозможно. И автор прав, когда приходит к заключению об экзогенном происхождении высоких концентраций обоих элементов. «Картина распределения элементов в Атлантическом океане, — пишет он, — вполне объяснима на базе питания материалом, поступающим с континентов» (Turekian, 1968, стр. 603). «Это не исключает вулканогенный внос, но требует, чтобы его наличие и важная роль в отдельных точках были бы обоснованы более сильными аргументами, чем карты распределения» (там же, стр. 611). Таких более весомых аргументов пока нет и едва ли они будут найдены, учитывая, что площадь Атлантического океана покрыта огромным числом точек с величиной (Fe+Mn): Ti, лежащей в пределах до 25, а чаще всего намного ниже (Емельянов, 1975б).

Так, с замиранием активной тектонической деятельности на срединных поднятиях в ряду от Тихого океана к Атлантическому слабеет и качественно беднеет вынос элементов даже в наиболее активных участках каждого поднятия. В этом характерная закономерность геохимического процесса на срединно-океанических поднятиях.

12. Три типа концентрационных процессов в пелагической зоне Тихого океана и их относительное значение

Для более отчетливого представления о роли концентрационных процессов в области срединных хребтов целесообразно сравнить их интенсивность с силой аналогичных, но генетически иных процессов, протекающих в пелагической области океана. Таких процессов два. Один связан с материалом, поступающим с водосборов, и заключается в относитель-

ном обогащении пелагических осадков геохимически подвижными элементами за счет большого их заноса в пелагическую область сравнительно с прибрежной зоной; этот процесс был описан в 1973 г. Н. М. Страховым, И. И. Волковым, Н. А. Лисицыной. Второй процесс связан с диагенезом и порождает в пелагических илах Fe-Mn стяжения. Он известен давно, но до сих пор вещество конкреций считалось гидротермальным, что (после сказанного выше), бесспорно, ошибочно.

Интенсивность концентрационных процессов первого типа может быть определена путем деления процентных содержаний каждого элемента в пелагической красной глине Тихого океана на процентные их содержания в осадках прибрежной зоны. Интенсивность процессов второго типа находят путем деления среднего содержания каждого элемента в Fe-Mn стяжениях на среднее содержание их в красной глубоководной глине. Интенсивность процесса третьего типа вычисляется делением средних содержаний элементов на профиле через Восточно-Тихоокеанское поднятие (см. табл. 23) на среднее их содержание в красной глине. Этот расчет сделан отдельно для профиля в целом (тип IIIa) и для его срединной («макушечной») части (тип IIIб). Результаты расчетов дали следующие ряды цифр:

Типы процессов	Cr	Fe	V	Zn	As	Pb	Cu	Ni	Mo	Co	Mn	Сумма
I	1,45	1,21	1,32	1,74	2,6	3	3,4	3,9	6,1	7,0	7,4	38,9
II	0,013	2,1	4,1	3,5	?	9	10,7	22,3	8,7	28,2	31,6	112,2
IIIa	0,46	2,1	2,3	1,5	6,6	3,8	2,7	2,9	5,2	2,0	5,3	34,8
IIIб	0,7	3,0	3,4	1,8	10	3,0	2,3	2,0	8,0	1,0	8,0	43,2

Чтобы упростить сравнение, коэффициенты концентрации отдельных элементов в каждом ряду суммированы, и, таким образом, интенсивность каждого типа концентрационного процесса выражается одной цифрой. У I типа она — 38,9; у II — 112,2; у IIIa — 34,8; у IIIб — 43,2. Этот простой прием вскрывает факт фундаментальной важности; до сих пор пропущенный исследователями. Концентрирующая роль эксгальционных процессов на срединном хребте оказывается весьма близкой, в сущности тождественной по силе концентрирующей роли процесса фракционирования элементов, поступающих с берега (I тип). Это справедливо как для профиля через Восточно-Тихоокеанское поднятие (тип IIIa), так и для его верхушечной части («макушки») (тип IIIб). В то же время диагенетическое концентрирование элементов в пелагиали океанов, формирующее Fe-Mn стяжения (II тип), по силе своей по крайней мере втрое больше эксгальтивного.

Мы сделали все расчеты на примере Тихого океана, ибо только по нему имеются сейчас необходимые данные. Думаю, что повторение расчета на других океанах не изменит полученной картины.

Изложенное показывает проблему влияния вулканизма на геохимию океанских отложений в совершенно новом свете. Впервые, получив объективный критерий для распознавания наличия в океанических осадках эксгальтивных компонентов (отношение $(Fe+Mn): Ti$), мы смогли достоверно отграничить области проявлений эманационных процессов от областей их отсутствия. Впервые стало возможным уверенно говорить об экзогенности вещества, за счет которого формируются конкреционные рудные накопления Fe и Mn в пелагиали, и впервые же не гадательно и словесно, а цифрой мы смогли оценить роль каждого из тех трех типов концентрационных процессов, которые свойственны пелагической части океана. И оказалось, что наиболее эффективным рудообразующим процессом в современном Мировом океане являются не вулканические эманации, идущие из глубин, как это считается сейчас, а процессы дифференциации и диагенетического перераспределения экзогенного вещества,

поступающего с водосборов. Этот вывод является подтверждением неоднократно высказанной более общей мысли о том, что не магматический, а осадочный процесс является главным рудообразующим и концентрирующим среди других геологических процессов.

13. Методическое следствие для дальнейшего анализа геохимии океанических осадков

Итак, эндогенный эксгальтивный материал участвует в формировании химического состава пелагических осадков только на ограниченных участках срединных Атлантического, Индийского и Восточно-Тихоокеанского поднятий, там, где железо-марганцево-титановый модуль высок или очень высок: от более 25 до 1300. За пределами названных ареалов, где модуль становится низким и укладывается в рамки $10-20 \pm 5$, эксгальтивного компонента в осадках нет.

Пирокластика в Тихом океане составляет в среднем около 30% общей массы поступающего в него осадочного материала. На химию осадков она отчетливо воздействует только в непосредственной близости к вулканическому очагу; с удалением от него ее влияние быстро ослабевает и делается неуловимым.

На огромном пространстве между срединным поднятием и зонами вулканокластических формаций в Тихом океане, несмотря на постоянное присутствие в осадках пирокластики, химия отложений в решающей степени определяется не ею, а составом терригенного компонента, поступающего в океан и разносимого в нем течениями.

Еще отчетливее решающая роль именно терригенного компонента в химии осадка выступает в Атлантическом океане, где вообще внос вулканического материала весьма мал (меньше 10%) и где он локализуется главным образом около вулканических очагов — Исландии, Канарских островов, островах Зеленого Мыса и др. То же, судя по балансу приведенному в гл. I, относится и к океану Индийскому.

Если же взять Мировой океан в целом, то совершенно очевидно, что решающее значение в его геохимическом процессе играют разнос и осаждение терригенного материала — взвешенного и растворенного, и только локально — на срединных поднятиях и около вулканических очагов — этот процесс осложняется воздействием вулканизма.

Этот вывод имеет фундаментальное значение для всего последующего анализа геохимических процессов в океанах. Он заставляет сосредоточить основное внимание на истории в них терригенного компонента.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОМПОНЕНТОВ, ПОСТУПАЮЩИХ С ВОДОСБОРНЫХ ПЛОЩАДЕЙ И ВОЗНИКАЮЩИХ В САМИХ ВОДОЕМАХ

Глава IV

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ МОРФОМЕТРИИ, ГИДРОДИНАМИКИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БИОСА В ОКЕАНАХ; ИХ ОТРАЖЕНИЕ В ГЕОХИМИИ ОСАДКОВ

Материал, доставленный в океаны с водосборных площадей, разносится по всей их акватории, фракционируется и осаждается на разных участках дна, образуя разнотипные осадки, каждый из которых имеет свой индивидуальный геохимический облик. Три основных фактора контролируют эти процессы: морфометрия дна, гидродинамический режим водной массы и обитающий в ней биос. Все дальнейшее будет посвящено анализу распределения отдельных элементов и генетических компонентов в осадках океана и выявлению роли каждого из указанных факторов в создании картины их локализации на дне. Вначале рассмотрим распределение главных компонентов осадка: обломочного материала, $C_{орг}$, $SiO_{2аутиг}$ и карбонатов Ca и Mg.

1. Главные черты морфометрии океанов и их отражение в терригенном осадконакоплении

Важнейшими чертами морфометрии всех океанов, Тихого в особенности, являются огромная их площадь, глубина и характерные соотношения между основными морфологическими элементами дна. Это наглядно видно из табл. 25.

В этой морфометрии две черты должны быть подчеркнуты как имеющие непосредственное отношение к осадконакоплению. Первая — резкое преобладание океанического ложа над континентальным склоном и осо-

Таблица 25

Морфометрические показатели океанов
(по В. Н. Степанову, 1961, упрощено)

Океан	Площадь акватории без морей, км ²	В % от общей площади			Средняя глубина, м	Максимальная глубина, м	Объем, 10 ⁶ км ³
		шельф (0—200 м)	материковый склон (200—3000 м)	ложе океана (>3000 м)			
Тихий	164 813 000	1,7	10,6	87,7	4282	10 800	707,55
Атлантический	79 408 000	5,6	15,2	79,2	3926	8 526	323,61
Индийский	73 439 000	3,2	13,2	83,6	3963	7 452	291,03

бенно над шельфом. Вторая — возрастание средней глубины параллельно с увеличением площади ложа. Добавим, что средняя ширина шельфа Мирового океана 70 км, средняя глубина 130 м, средний наклон 1/540; у континентального склона средняя ширина 75 км, а средний наклон 1/15.

С такой морфометрией теснейшим образом связаны соотношения между площадями гранулометрических типов осадков: песков, алевроитов и глинистых (пелитовых) отложений. К сожалению, автор не нашел расчетов их площадей в литературе и вычислил их сам методом взвешивания по картам Тихого (Тихий океан, 1970) и Атлантического океанов; для Индийского они показаны пока условно. К площади пелитов присчитаны не только ареалы собственно глинистых осадков, но и глобигеринового, диатомового и радиоляриевого илов, поскольку их бескарбонатный осадок, лишенный также $\text{SiO}_{2\text{аутит}}$, представлен глинистым материалом. Соотношение песков, алевроитов и глинистых осадков могут быть названы гранулометрическим балансом океанской механической седиментации.

При анализе табл. 26 нужно иметь в виду, что при общепринятой методике механического анализа, когда сепарируется осадок в целом, глубоководные фораминиферовые илы часто относятся по содержанию песчаной и алевроитовой фракций к песчаным и алевроитовым отложениям. Возникающая отсюда ошибка для Тихого океана была устранена тем, что измерялись и взвешивались только прибрежные пески и алевроиты. Но для Атлантического океана пришлось пользоваться картами отдельных фракций, и в песчаные и алевроитовые осадки несомненно попали также образцы пелагических фораминиферовых отложений с соответствующим Md . Поэтому реальная величина для песков и алевроитовых илов здесь меньше полученных.

Таблица 26

Гранулометрический баланс отложений в океанах (в %)

Океан	Пески	Алевроиты	Глинистые илы *
Тихий	2,8	5,4	91,8
Атлантический	5,8	18	76,2
Индийский	4	15	81

* Из них периферические терригенные илы 7.6%.

Сопоставляя данные табл. 25 и 26, нетрудно видеть между ними удивительный параллелизм. Баланс морфометрических форм повторяет баланс гранулометрических типов осадков. Площади песков наименьшие, алевроитов — больше, пелитовых отложений — максимальные. Но при очевидном параллелизме площади песков слегка больше площадей шельфа, площади алевроитов в Атлантическом и Индийском океанах больше площадей континентального склона, площади же пелитов в них поэтому меньше площади океанического ложа. Причина заключается несомненно в действии гидродинамического фактора, который выбросил песчаные частицы дальше шельфа, а алевроитовые — дальше континентального склона. Дополнительно влияют в том же направлении суспензионные потоки, а также раковины планктона, поступающие из верхних слоев.

При разносе поступающего с берега терригенного материала происходит, как известно, фракционирование его по размерам частиц. Этот важнейший для осадкообразования процесс при дефектах указанной выше методики механического анализа ускользал пока от систематического и детального рассмотрения, ибо цифры фракций дают сумму терригенных частиц плюс органических осадков. Насколько резко искажается при

этом реальный ход механического фракционирования обломочного материала, было показано автором еще в 1954 г. (Образование осадков..., 1954), но, к сожалению, укоренившаяся в океанологии методика гранулометрического анализа осталась без изменений. Поэтому, несмотря на большое количество опубликованных по океанам гранулометрических данных (Безруков и др., 1970), подавляющую массу их приходится оставить в стороне и ограничиться только теми участками океанов, где осадки обломочные, без заметного количества органических остатков. Наиболее подходящим для этой цели районом является северная часть Тихого океана, отложения которой бедны CaCO_3 и SiO_2 аутиг (кроме некоторых участков с повышенным рельефом дна).

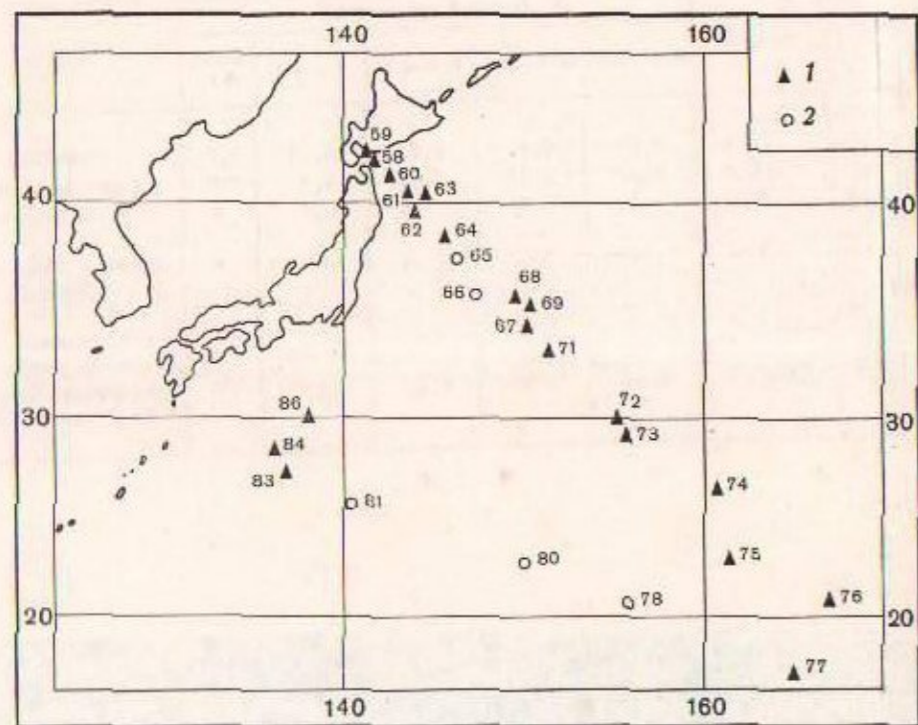
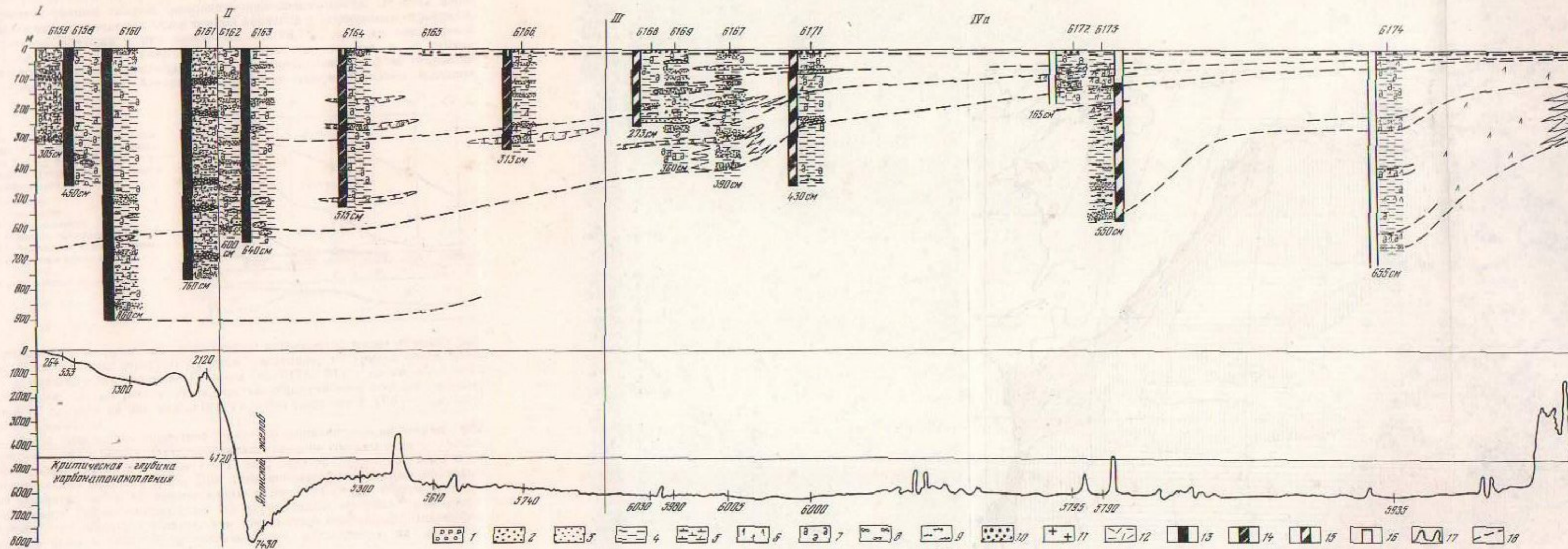
Для выяснения общего характера фракционирования терригенного материала в океанских условиях удобен профиль, выполненный в 46-м рейсе «Витязя» в 1969 г. Он протягивается от пролива Цугару (Сангарско-го) на юго-восток до атолла Уэйк и имеет длину около 4000 км (в дальнейшем он называется Японским). На этом протяжении профиль пересекает четыре фациальные зоны (фиг. 33), описанные Н. А. Лисицкой и О. А. Дворецкой (1972).

Первая зона (I) обнимает прибрежные вулканотерригенные осадки шельфа и островного склона с глубинами до 2120 м (ст. 6159—6160). Здесь накапливаются продукты размыва вулканогенных и осадочных пород островной дуги с примесью пирокластического материала. Для осадка характерны быстрые изменения по простиранию на коротких расстояниях, обусловленные влиянием рельефа и течениями. Петрографически это пески, алевриты и пелиты, сменяющие друг друга по разрезу. Крупные зерна сложены плагиоклазами, пироксеном, порфиритом, пемзой, практически неизменными. Глинистые минералы в пелитах представлены монтмориллонитом, гидрослюдой и хлоритом, а местами, смешанослойной фазой монтмориллонит — гидрослюда. Присутствуют раковины фораминифер, пелеципод, гастропод, диатомовых. Осадку присущи перемены, сопровождающиеся размывом подлежащего слоя (на ст. 6159 трехкратные). В колонке ст. 6161 отмечается несколько пачек, характеризующихся *graded bedding*. Ширина первой зоны примерно 300 км.

Вторая зона (II) образована гемипелагическими осадками нижней части континентального склона глубоководного Японского желоба и краевой части океанического дна: ширина зоны 500—600 км (ст. 6162—6166). Основным типом осадков здесь являются кремнисто-глинистые илы, содержащие от 7—8 до 20—30% аутигенной SiO_2 в виде скорлупок диатомей. На континентальном склоне в толще кремнисто-глинистого ила рассеяны гальки пемзы и пород основного состава; в самых восточных разрезах появляются прослой кислого вулканического пепла мощностью 10—25 см, характерные для глубоководных отложений. Осадки практически бескарбонатны или слабокарбонатны за счет обломков раковин фораминифер и других организмов.

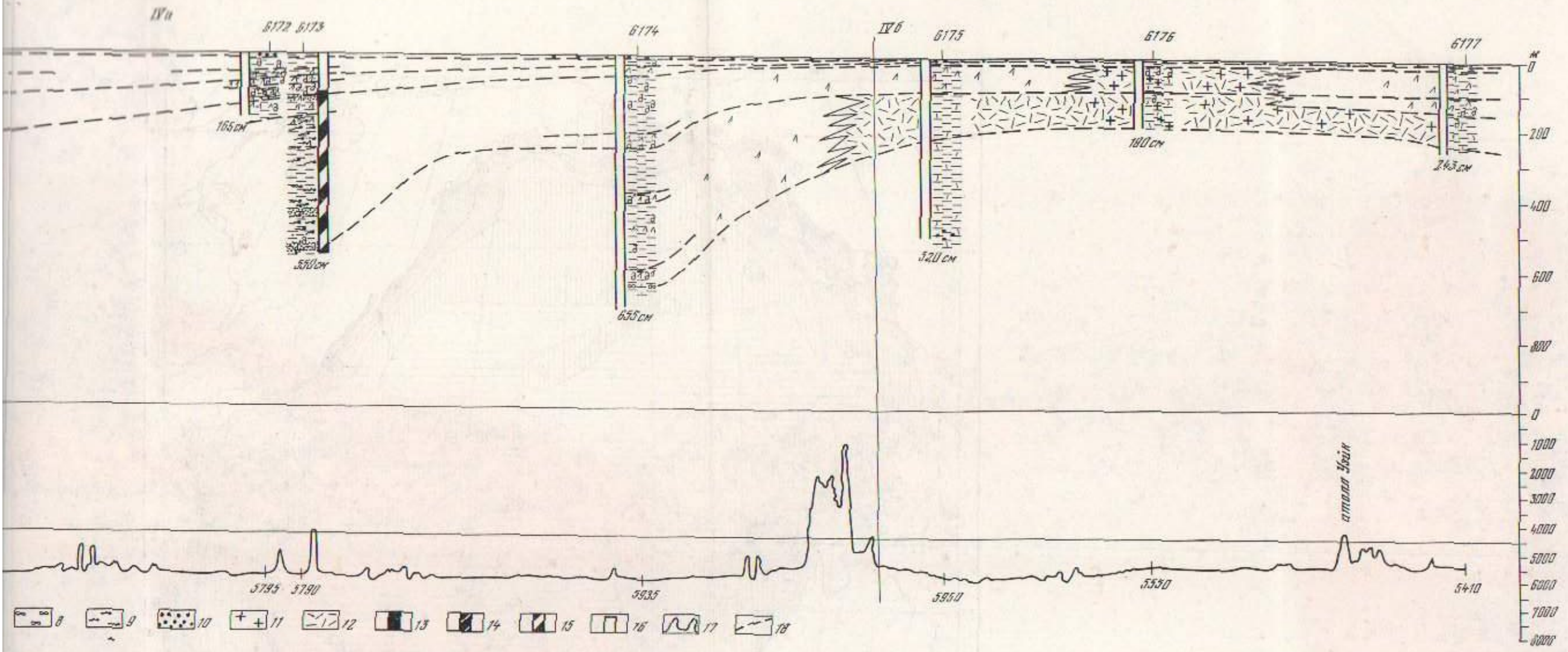
За зоной гемипелагических глин следует зона переходных глубоководных глин (III). Внешне осадки этой зоны обладают светло-шоколадной окраской, в поверхностном слое однородной толщи глин появляются Fe-Mn стяжения, присутствующие, однако, не повсеместно. Они представляют собой окатанные обломки пемзы, пронизанные с поверхности окислами Fe и Mn; конкрецтеобразование здесь, следовательно, находится на начальной стадии. Глины содержат довольно значительную примесь обломочных зерен, но в целом очень тонкозернисты. Среди них встречаются на нескольких горизонтах прослой кислых пеплов. Они состоят из осколков бесцветного прозрачного стекла мелкопесчаной и алевритовой размерности, почти не засорены терригенным материалом. Ширина зоны переходных илов около 800—850 км.

Эвпелагические глины, по Н. С. Скорняковой и И. О. Мурдмаа (1968), образуют крайнюю юго-восточную часть профиля, шириной около 2200 км



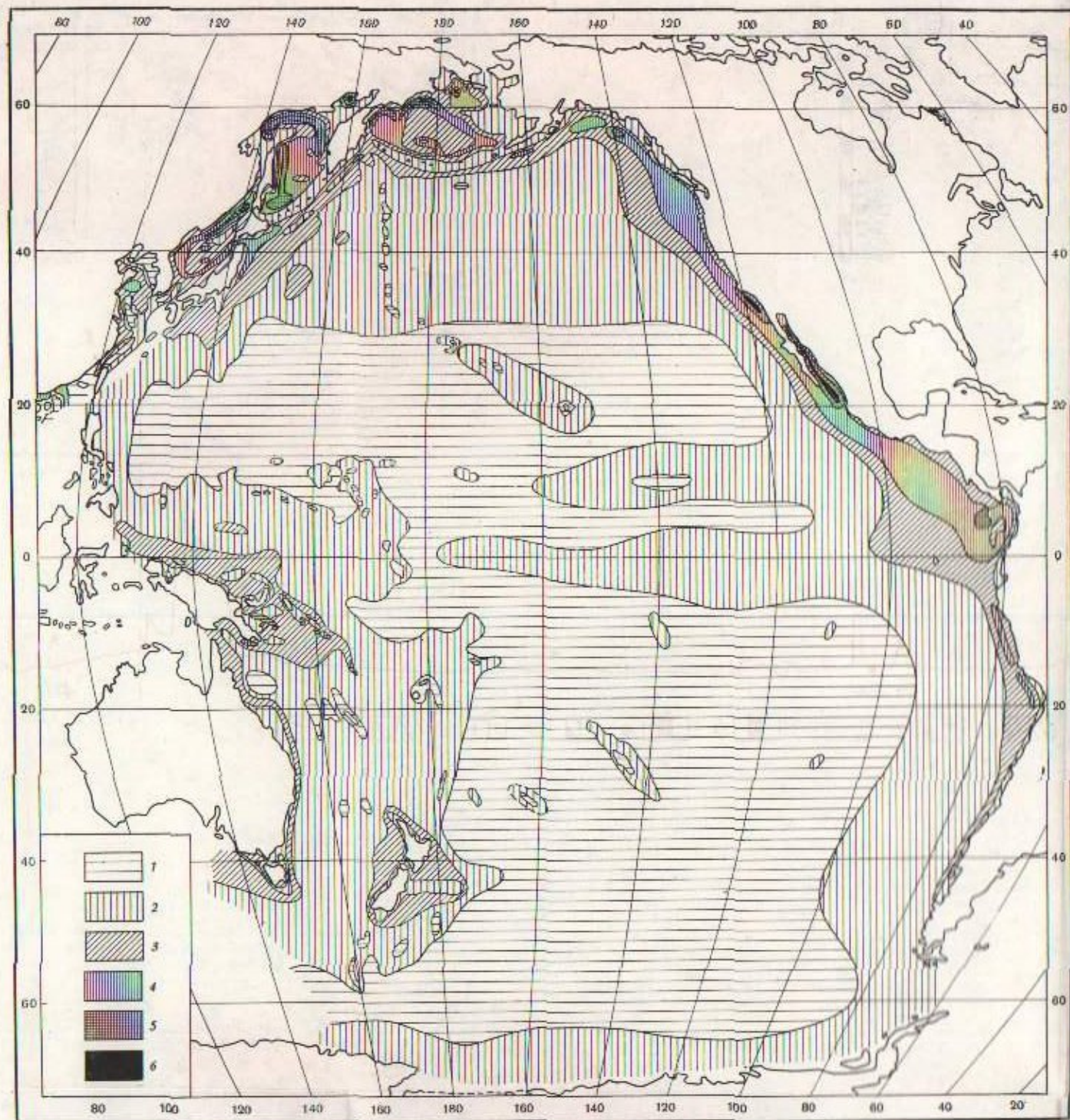
Фиг. 33. Литологический профиль через Северо-Западную котловину Тихого океана (по П. А. Лисицкой, О. А. Дворецкой, 1972)

1 — галька; ил; 2 — песчано-алевритовый, 3 — алеврито-глинистый, 4 — глинистый, 5 — слабоизвестковый глинистый; 6 — вулканический пепел; 7 — кремнистые организмы; 8 — фораминиферы; 9 — водоросли; 10 — железо-марганцевые конкреции; 11 — железо-марганцевые микроконкреции; 12 — цеолиты; осадки: 13 — восстановленные, 14 — частично восстановленные, 15 — частично окисленные, 16 — окисленные; 17 — перерыв в осадкоотложении; 18 — приблизительные границы оловозрастных осадков. Римские цифры — фациальные зоны. На врезе — местоположение Японского профиля (см. 59—77): 1 — колошковые пробы; 2 — дночерпательные пробы



ю котловину Тихого океана

тый, 4 - глинистый, 5 - слабо-
 мнистые организмы; 8 - фора-
 ции; 11 - железо-марганцевые
 , 14 - частично восстановлен-
 ным в осадконакоплении; 18 -
 ое цифры - фацальные зоны.
 1 - колонковые пробы; 2 - дно-



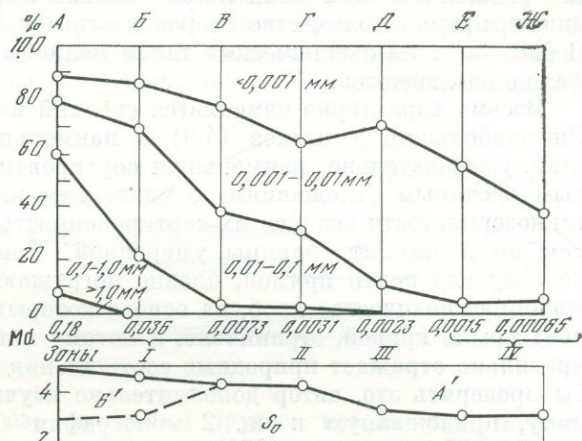
Фиг. 43. Распределение C_{org} в поверхностном слое осадков Тихого океана (в %) (по Е. А. Романкевичу, 1970)

1 — $< 0,25$; 2 — $0,25 - 0,5$; 3 — $0,5 - 1$; 4 — $1 - 1,5$; 5 — $1,5 - 2$; 6 — > 2

(зона IV, ст. 6172—6177). Во всех разрезах они представлены однородной глинистой толщей темного шоколадно-коричневого цвета. От глин переходного типа отличаются более темной окраской и однородным строением. Пелитовая фракция в них составляет 91—98,7%, примесь алевритовой фракции — 1,3—8,5%. Глинистые минералы те же, что и в глинах предыдущих зон: гидрослюда, хлорит и смешанослойная фаза гидрослюда — монтмориллонит. Алевритовая фракция содержит только пепловые

Фиг. 34. Диаграмма механического состава и сортированности (S_0) терригенных отложений северо-западной части Тихого океана

А — пески;
 Б — алевриты;
 В — алевропелиты;
 Г — пелиты континентальные;
 Д — переходные красные глины;
 Е — эвпелагические красные глины;
 Ж — тончайшие их различия



частицы кислого вулканического стекла; встречаются также обломки пемзы. Иногда пеплы образуют прослой; биогенного материала очень мало.

В пелагической половине IV зоны (ст. 6174—6177) глины обогащены цеолитами, частью рассеянными, частью образующими прослой; поэтому зона IV делится на две подзоны: IVa — без цеолитов и IVб — с цеолитами прослоями.

Чтобы проследить подробнее процесс фракционирования твердых фаз, поступающих с берега, были подсчитаны средние составы песков, алевритов, алевропелитов и пелитов I и II зон, пелитов переходной зоны и эвпелагических красных глин. При этом использованы данные не только по профилю, но и по прилегающим к нему участкам Северо-Западной котловины Тихого океана, так что усредненный профиль представляет собой более широкую область, чем конкретный описанный. Полученные цифры даны в табл. 27 и показаны для наглядности на диаграмме (фиг. 34).

Таблица 27

Гранулометрическая характеристика тихоокеанских отложений

Осадки	Содержание фракций, %					Мд, мм	S_0
	более 1,0	1,0—0,1	0,1—0,01	0,01—0,001	менее 0,001		
Пески (17 обр.)	6,9	53,9	18,4	9,9	10,9	0,18	4,9
Алевриты (5 обр.)	Нет	21,3	49,0	15,4	14,2	0,036	4,7
Алевропелиты (60 обр.)	»	3,0	34	39	24	0,0073	4,4
Переходная фация красных глубоководных глин (7 обр.)	»	Сл.	20,6	50,8	31	0,0023	3,4
Эвпелагические красные глины (34 обр.)	»	»	3,2	51,7	45	0,0015	
Наиболее тонкие различия эвпелагических глин	»	»	4,9	32,8	62,3	0,00065	3,2

Из рассмотрения их видно, как по мере удаления от берега в пелагическую и более глубоководную область из осадка, как это наблюдается в водоемах вообще, последовательно убывает одна за другой более грубозернистые фракции и накапливаются все более тонкозернистые.

Специфику Тихого океана в этом тривиальном явлении составляет диапазон фракционирования, который характеризуется средними диаметрами 0,18 у песков и 0,0005—0,00065 мм у эвпелагических глин. Последние сложены практически лишь тонкопелитовой и субколлоидной фракциями, причем количество второй достигает 45—62% общего веса пробы. В бассейнах не океанических такой полноты фракционирования твердых фаз не наблюдается.

Весьма характерно изменяется средний коэффициент сортировки (S_0). Он наибольший у песков (4,9) и наименьший (3,2) у эвпелагических глин. Следовательно, наименьшая сортированность свойственна прибрежным песчаным отложениям; с удалением же от берега и возрастанием тонкозернистости осадков их сортированность увеличивается, хотя в среднем не переходит границы умеренной. Кривая сортированности имеет поэтому вид почти прямой, плавно погружающейся слева направо. К сожалению, количество проб, на основе которых построено левое (прибрежное) крыло кривой, ограничено, и потому нет уверенности в том, что оно правильно отражает природные соотношения за пределами профиля. Чтобы проверить это, автор дополнительно изучил гранулометрическую таблицу, приложенную к кн. 2 монографии «Осадконакопление в Тихом океане» (Тихий океан, 1970), и выписал все анализы песков и алевритов разных частей периферии океана. Оказалось, что число проб песков 16, их средний $Md = 0,4$ мм, а $S_0 = 3,0$; алевритов — 11 проб, их средний $Md = 0,043$, а $S_0 = 3,05$. Нанеся эти величины S_0 на фиг. 34, получаем, что левое (прибрежное) крыло кривой S_0 располагается гораздо ниже полученного по анализам осадков Северо-Западной котловины Тихого океана, и общий вид кривой становится существенно иным. От прибрежных песков, в общем умеренно сортированных, она поднимается к плохо сортированным алевропелитам и пелитам, а затем вновь понижается в области лучше (но все же только умеренно) сортированных красных эвпелагических глин.

В прибрежной зоне океана, очевидно, не существует постоянной степени сортировки осадков, она меняется от одного участка к другому и может принимать любые значения в интервале между A_1 и B_1 на фиг. 34.

Так обстоит дело с фракционированием по усредненным данным. На конкретном, частном профиле изменения гранулометрии в направлении от берега в пелагаль могут происходить совсем не так гладко, как в усредненной схеме. Реальная картина часто бывает достаточно сложной.

Так, на Японском профиле в самом поверхностном слое его (0—5 см) наблюдается следующая смена гранулометрических типов осадка. Ст. 59, глубина 264 м, пески с $Md = 0,16$ и $S_0 = 12,5$; ст. 58, глубина 553 м, алевриты с $Md = 0,064$ и $S_0 = 8,6$; ст. 60, глубина 1300 м, крупные алевриты с $Md = 0,07$ и $S_0 = 5,4$; ст. 61, глубина 2120 м, вновь пески с $Md = 0,21$ и $S_0 = 5,2$. Все эти станции относятся к шельфу и началу континентального склона с вулканотерригенными отложениями (I зона). В следующей II зоне осадки становятся чрезвычайно тонкозернистыми. Так, на ст. 62, 63, 65 их $Md = 0,0008$ мм, а $S_0 = 6,4—5,6$. Но мористее на ст. 67 Md увеличивается до 0,0018 мм ($S_0 = 8,4$),³ и даже до 0,04 мм ($S_0 = 2,59$). Еще мористее, в области переходной, а затем эвпелагической глины (ст. 71—76) Md становится вновь очень малым (0,00085; 0,00056), а $S_0 = 4,6—2,4$. Стало быть, зернистость осадка в поверхностном слое конкретного профиля при движении от берега то убывает, то резко увеличивается; особенно резки колебания в прибрежной полосе. Причина заключается в общеизвестном воздействии неровностей рельефа, когда

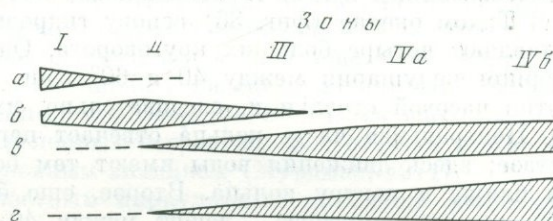
всякая западина содействует утонению осадка, а всякое поднятие — его погрублению.

Сложным оказывается и строение синхроничного слоя большей мощности, отвечающего на нашем профиле горизонту от поверхности до первой изохроны; строение это может быть названо «текстурой слоеного пирога», в котором по вертикали осадки одного гранулометрического типа сменяются осадками других типов, чаще всего соседними по площади, но иногда и достаточно удаленными пространственно одни от других.

Представление о такой структуре дает схема (фиг. 35), на которой для того же Японского профиля показано распространение разных гранулометрических типов осадка в разных зонах. К сожалению, увязать

Фиг. 35. Распределение гранулометрических типов осадков по зонам Японского профиля

a — пески; *б* — алевроиты;
в — грубые пелиты ($Md > 0,001$ мм);
г — тонкие пелиты ($Md < 0,01$ мм)



достоверно слои одного разреза со слоями другого невозможно, почему автор ограничился только указанием на наличие различных типов осадка в разных зонах отложений.

Наибольшей сложностью отличается сложение осадочного разреза терригенных отложений в первой и второй зонах. Она обусловлена здесь отчасти изменчивостью во времени питания бассейна осадочным материалом, но главным образом — периодическим переотложением осадка турбидными (мутьевыми) потоками, почему и сама слоистость периферических толщ океана имеет весьма часто турбидный характер.

Таким образом, процессы фракционирования в Тихом океане, особенно в его прибрежных полосах, отличаются большой изменчивостью во времени и в пространстве, что и фиксируется сложным строением осадочных горизонтов.

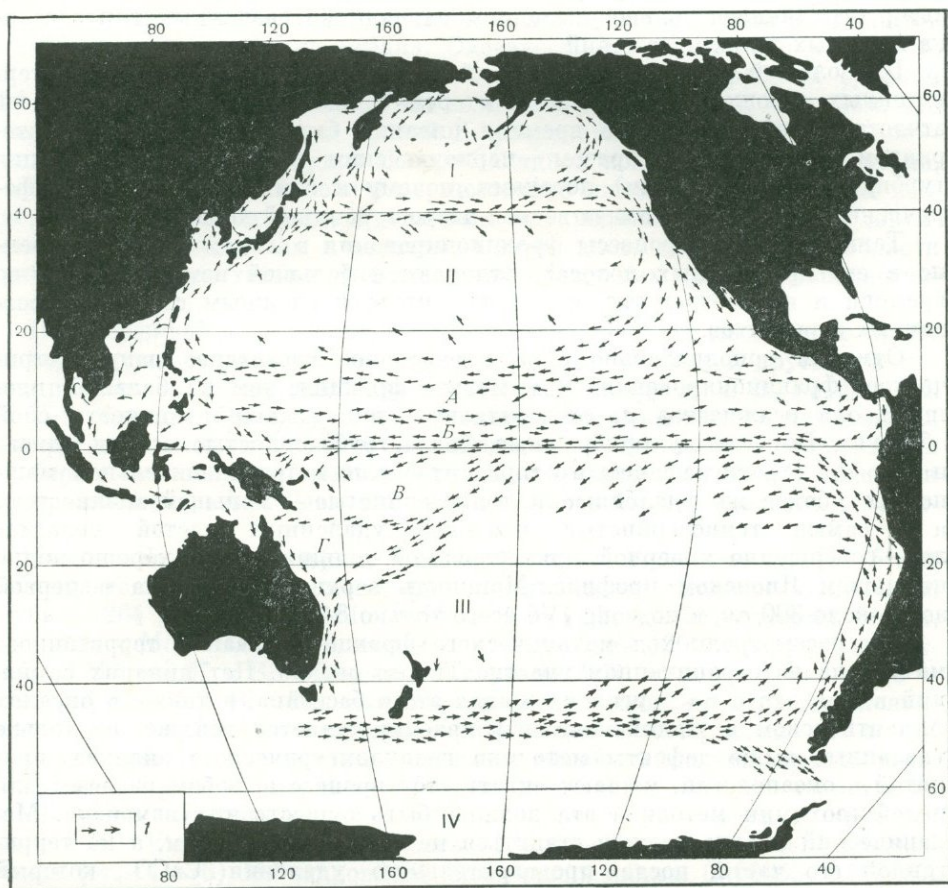
Отметим дополнительно одно характерное следствие гранулометрического фракционирования. Чем мельче фракция, тем на большей площади она осаждается и, следовательно, тем меньшей мощности слой образует. Вот почему прибрежные, более грубозернистые осадки одного и того же стратиграфического горизонта отличаются значительной мощностью, более же удаленные и тонкозернистые — меньшей мощностью, а самые тонкозернистые наиболее удаленных частей пелагиали — совершенно мизерной, едва уловимой толщиной. Это хорошо видно на нашем Японском профиле. Мощность верхнего горизонта в первой зоне около 300 см, в подзоне IVб всего только 8—10 см.

Мы рассмотрели ход механического фракционирования терригенного материала на ограниченном участке Тихого океана. Нет никаких сомнений в том, что и на других площадях этого бассейна, а также в океанах Атлантическом и Индийском, суть явления остается той же, но только указанные выше дефекты методики гранулометрического анализа, принятой в океанологии, мешают видеть этот процесс в любом разрезе. Для целей геохимии методика эта должна быть существенно изменена. Механический анализ должен ставиться не на осадке в целом, а на терригенной его части, после предварительного удаления $CaCO_3$, который действует наиболее искажающим образом при работе с натуральным осадком.

2. Гидродинамическая зональность океанов и ее отражение в распределении абсолютных масс обломочного материала

Огромность акватории океанов приводит к тому, что два из них — Атлантический и Тихий — протягиваются по широте от крайнего севера до крайнего юга, пересекая практически все климатические зоны; Индийский — только от 20° с. ш. до 67° ю. ш. Такая протяженность порождает характерный гидродинамический режим поверхностных вод, создаваемый циркуляцией атмосферных масс и находящийся под ее решающим воздействием. Режим этот заключается в наличии ряда широтных взаимосвязанных поясов горизонтальных кольцевых течений.

В Тихом океане (фиг. 36) основу гидродинамики поверхностных вод составляют четыре больших круговорота. Один из них располагается в северном полушарии между 40 и 60° с. ш. Движения воды идут здесь против часовой стрелки и, следовательно, имеют циклонический характер. Центральная часть кольца отвечает первой (I), или северной, халистазе; здесь движения воды имеют тем более ослабленный характер, чем ближе к центру кольца. Второе, еще более крупное кольцо течений — северотропическое — лежит между 40 и $10-12^{\circ}$ с. ш.; движение воды здесь по часовой стрелке, т. е. антициклоническое, центральной



Фиг. 36. Гидродинамический режим поверхностного слоя Тихого океана

1 — направление течений. Римскими цифрами и буквами отмечены халистазы, упоминаемые в тексте

его части отвечает вторая (II) халистаза. Третье огромное кольцо — южнотропическое — локализовано в южном полушарии между 40—40° ю. ш. Движение воды здесь против часовой стрелки, но поскольку кольцо располагается южнее экватора, движение как бы меняет свой знак и является здесь антициклоническим. Центральную часть кольца занимает третья (III) халистаза. К югу от 40° ю. ш. располагаются четвертое кольцо и четвертая халистаза (IV).

В экваториальной области движение поверхностных вод имеет особо сложное строение. Северное пассатное течение и Экваториальное противотечение, переходя одно в другое у побережья Северной Америки и у островов Азии, образуют круговое движение (А), весьма вытянутое, с узкой зоной малоподвижных вод, отвечающей примерно трем градусам ширины (7—10° с. ш.). Южная часть Экваториального противотечения и Южное пассатное течение формируют второй еще более узкий круговорот воды (Б), в котором затишная зона едва улавливается. Несколько малых и слабее выраженных круговоротов находится вдоль западной части океана, среди многочисленных островных дуг, отвечая здесь более или менее крупным межостровным впадинам (Мурдмаа, 1971).

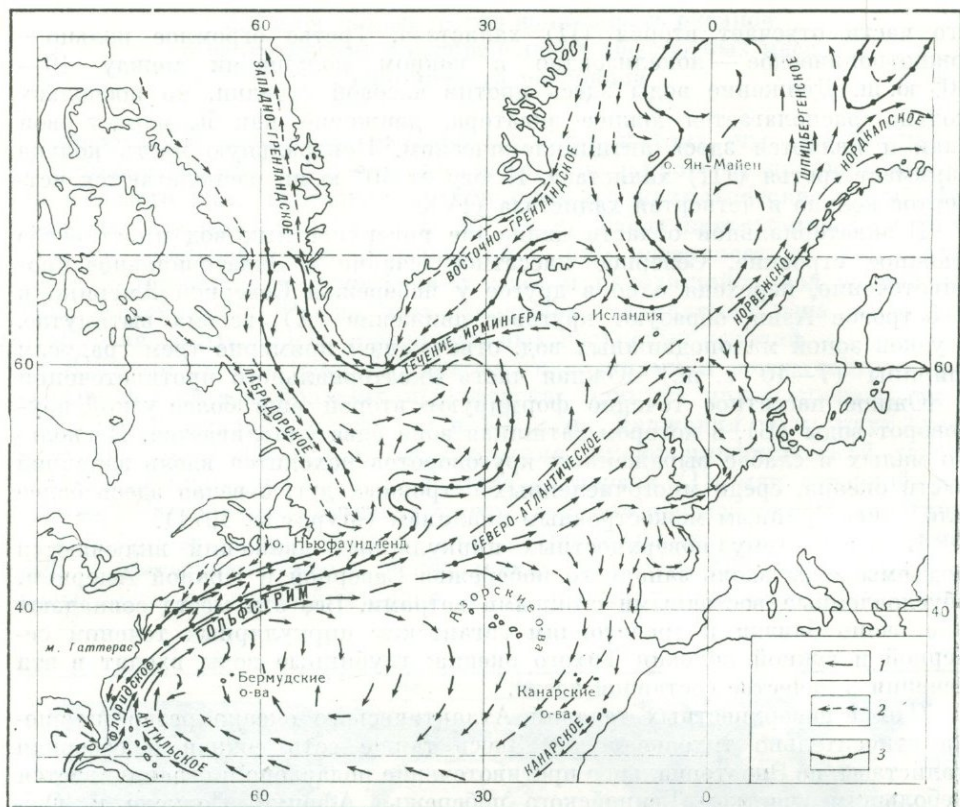
В эту систему поверхностных циркулярных движений включаются подъемы воды вдоль западного побережья Северной и Южной Америки, обусловленные восточными сгонными ветрами. Все эти места совпадают или очень близки к траекториям гигантских циркулярных течений северной и южной половин Тихого океана; глубинные воды входят в эти течения в качестве составной части.

Схема поверхностных течений Атлантического океана резко изменена относительно тихоокеанской. Здесь также есть южная и северная халистазы, но Экваториальное противотечение подавлено и ограничивается небольшим участком Гвинейского побережья Африки. Подходя к Южной Америке, северная часть южного круговорота раздваивается: одна ветвь (Бразильское течение) идет к югу, а вторая (Южное пассатное течение) — в северо-западном направлении к Антилам. Здесь оно соединяется с потоком, идущим из Мексиканского залива, и образует мощную струю Гольфстрима, пересекающую океан в северо-восточном направлении до Нордкапа. На этом пути от основной ветви Гольфстрима отходят боковые, образующие несколько завихрений — второстепенных круговоротов, хорошо видных на карте (фиг. 37). Вдоль западного берега Африки развиты интенсивные сгонные течения и подъемы глубинных вод на участках, отвечающих главным образом Сахаре и Калахари, но отчасти и прилежащим гумидным зонам.

Что касается Индийского океана, то его систему поверхностных течений можно уподобить тихоокеанской, у которой примерно по 20° с. ш. отрезана северная часть и сохранилась лишь южная.

Описанные круговороты воды, образующие четыре широтно расположенных пояса, отличаются большой устойчивостью и постоянно находятся под характерными для них широтами.

С халистазами, отвечающими центральным частям круговоротов, связаны вертикальные перемещения вод. В тех из них, которые отвечают антициклоническим движениям кольцевых течений, наблюдается нисходящее движение водных масс, или конвергенции. Выражаясь фигурально, поверхностные воды здесь как бы штопорообразно ввинчиваются в более глубокие горизонты воды, изгоняя их отсюда в другие места. Так обстоит дело с халистазами II и III в Тихом океане и их аналогами в других океанах. Обстоятельством, усиливающим здесь нисходящее движение вод, является очень слабое осолонение поверхностных вод сравнительно с водами кольцевых течений. В халистазах, отвечающих циклоническим кольцевым течениям, имеют место дивергенции, т. е. восходящие движения глубинных вод; они здесь поднимаются вверх, разливаясь в стороны. Дивергенции характерны для I северной халиста-



Фиг. 37. Схема основных поверхностных течений и гидродинамических фронтов северной части Атлантического океана

1 — атлантические воды; 2 — полярные воды; 3 — гидродинамические фронты

зы, экваториальной вытянутой халистазы А и IV южной халистазы в Тихом океане и их аналогам в других океанах. Конвергенции и дивергенции захватывают достаточно глубокие горизонты океанских вод — до 1000—2000 м. Опускающиеся водные массы в конвергенциях и поднимающиеся в дивергенциях создают систему движения водных масс в более глубоких горизонтах, которая лишь частично и в ослабленной степени воспроизводит кольцевые горизонтальные движения поверхностных слоев. Добавим, что в полярных областях океанов холодные и тяжелые воды опускаются вниз и текут по дну в направлении к экватору. Все это создает весьма большую сложность реального гидродинамического режима океанов.

На вертикальном разрезе через водную массу различаются четыре горизонта (или слоя) с разной гидродинамической характеристикой. Слой воды, включенный в поверхностные циркуляционные движения, измеряется примерно 200—250 м, т. е. отвечает глубине шельфа; скорости потоков значительны и колеблются от 15—20 до 70—100—200 см/сек. Одновременно верхняя часть этой зоны (до 90—100 м) захвачена волновыми движениями; таким образом, зона циркуляции поверхностных океанских вод наиболее гидродинамически активна, обладает большой кинетической энергией и оказывает наибольшее воздействие на процесс разноса и осаждения аллохтонных и автохтонных взвесей.

Следующая книзу зона промежуточных вод занимает слой мощностью от 600—800 до 1200—1400 м, т. е. ее нижняя граница располагается на глубинах 1000—2000 м. Наиболее опущена нижняя граница в местах антицик-

лонических круговоротов, т. е. в халистазах II и III, что и естественно; в местах же циклонических круговоротов она находится на меньшей глубине. Скорости течений в промежуточном слое в среднем 2—8 см/сек., т. е. на один-два порядка меньше скоростей в поверхностном слое.

Глубинные водные массы обладают мощностью в пределах 1500—2000 м; нижняя их граница находится на глубине в среднем 4000 м. Скорость движений 0,2—0,8 см/сек., т. е. еще на порядок ниже, чем в вышележащем слое.

Придонные водные массы обнимают слой от 3000—4000 м до дна; их скорости в среднем 0,1—0,2 см/сек., но местами значительно больше. Формируются за счет опускания вниз холодных поверхностных вод в Арктической и Антарктической областях, откуда придонные водные массы движутся по направлению к низким широтам. Особенное значение имеют антарктические воды. Они прослежены в Тихом океане до экватора, местами до 10—12° с. ш., в Индийском — до материкового склона Аравийского моря и о. Явы на востоке, в Атлантическом океане — до 40° с. ш.

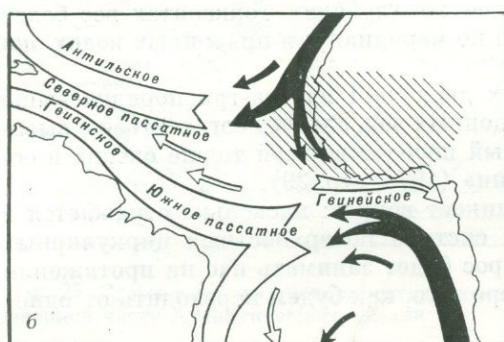
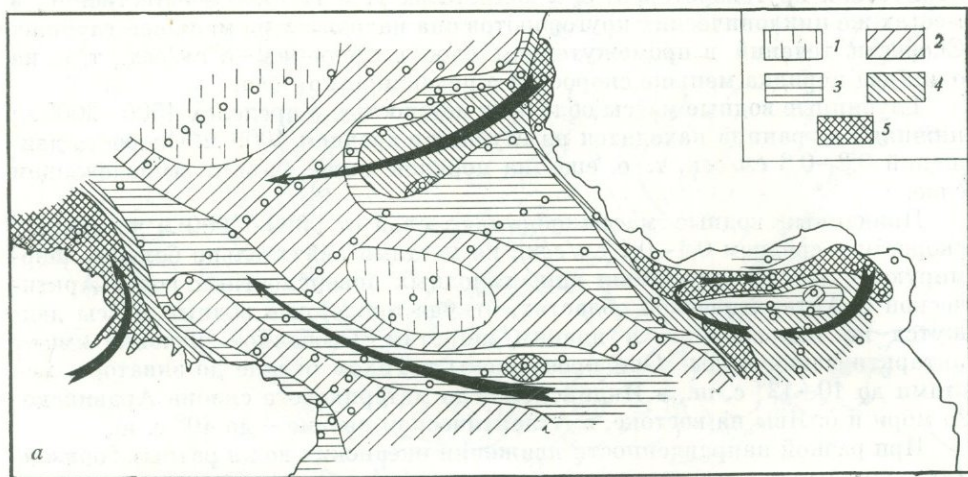
При разной направленности движений океанских вод в разных горизонтах конкретные пути переноса и падения твердых частиц ко дну в океане достаточно сложны. В поверхностном слое преобладающим направлением переноса является широтное, в более же глубоких горизонтах все более отчетливо сказывается перемещение по меридиану; в придонных водах оно становится даже главным.

Так как скорость поверхностных движений на два-три порядка выше скорости глубинных и особенно придонных вод, следует согласиться с выводом А. П. Лисицына, что «суммарный перенос во всей толще океана в основном идет в широтном направлении» (1974, стр. 29).

В связи с этим естественно возникает вопрос: насколько отражается в распределении компонентов осадка система поверхностных циркулярных движений воды? Этот коренной вопрос будет занимать нас на протяжении всей книги и рассматривается по мере того, как будем переходить от одного компонента осадка к другому.

В данный момент остановимся только на одном из них — на терригенной кластике. Так как этот компонент может поступать в разные части водоема только благодаря переносу его движениями водных масс самого бассейна, то естественно думать, что размещение его в осадках должно контролироваться больше, чем всякого другого компонента, гидродинамическим режимом поверхностного слоя воды. Проверить это, однако, не так просто. Дело в том, что обычный процентный способ выражения состава осадка в данном случае непригоден, так как проценты отражают лишь соотношения разных компонентов, а не абсолютные их массы; нам же для получения правильных результатов необходимо знать, как распределяются на дне абсолютные массы терригенной кластики, с тем, чтобы сравнить это размещение с картой поверхностных течений. Вместо абсолютных масс можно пользоваться картами скоростей накопления терригенной кластики в мг см² за 1000 лет, ибо этот метод есть не что иное, как модификация метода абсолютных масс.

К сожалению, карты размещения абсолютных масс (или скоростей накопления) терригенной кластики пока единичны и относятся к ограниченным участкам Мирового океана. Но даже и эти единичные схемы представляют для нас исключительный интерес. Одна из схем (фиг. 38, а) показывает размещение терригенной кластики в голоценовых осадках экваториальной части Атлантического океана; она рассчитана автором по данным К. Корренса (Correns, 1935) и опубликована четверть века назад (Страхов, 1954). Для сравнения с ней рядом помещена схема поверхностных течений той же области (фиг. 38, б). Их близкое соответствие бросается в глаза. В самом деле. От северо-западного побережья Африки в юго-западном направлении отходит язык высоких абсолютных масс кластики (20—30 г/см² и выше); ему отвечает язык холодного течения, идущего в том



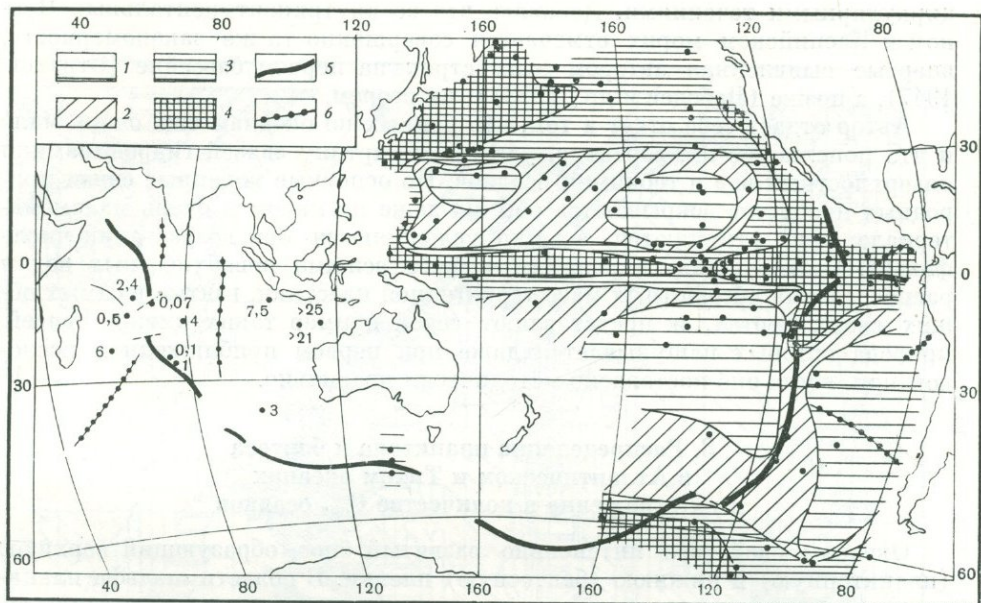
Фиг. 38. Распределение абсолютных масс ($г/см^2$) терригенной кластики (а) в осадках экваториальной части Атлантического океана за послеледниковое время (по данным экспедиции «Метеора», пересчитано Н. М. Страховым) и схема течений (б) в той же части океана (по А. П. Лисицыну)

1 — <5; 2 — 5—10; 3 — 10—20; 4 — 20—30; 5 — >30. Круги — станции наблюдений. Черные стрелки — холодные течения, светлые — теплые

же направлении. У гвинейского берега также накапливаются высокие абсолютные массы кластики, но залегают они не сплошной полосой, а образуют кольцо с минимумом масс внутри него. На фиг. 38, б высокой градиации отвечает узкий, вытянутый широтно круговорот течений (Гвинейское — Бенгальское), а минимум абсолютных масс приходится на узкую халистазу, отделяющую течения. В экваториальной зоне, пересекая океан с юго-востока на северо-запад, тянется полоса абсолютных масс кластики 10—20 $г/см^2$, окруженная гораздо меньшими ее градиациями: 5—10 $г/см^2$ и ниже. Эта полоса отвечает Гвианскому пассатному течению. К северо-западу от устья Амазонки обозначается полоса высоких абсолютных масс, возникающая за счет амазонской кластики, явно увлекаемой на северо-запад тем же Гвианским течением. Самые минимальные абсолютные массы (5 $г/см^2$) образуют два пятна: одно посередине океана, другое в северо-западном углу карты. Первое локализовано в затишной зоне между пассатными течениями, второе — отвечает южной части североатлантической халистазы.

Таким образом, под течениями, идущими от берега в открытое море, образуются повышенные и высокие абсолютные массы обломочного материала, в халистазах же (или промежутках между течениями) — минимальные. Схема циркуляции поверхностных вод находит достаточное отражение в распределении абсолютных масс поступающей с континента кластики.

На фиг. 39 воспроизведена схема распределения скоростей накопления бескарбонатного вещества осадков, т. е. по существу кластики, в Тихом океане, опубликованная в 1973 г. К. Бостромом, Т. Кремером и С. Гартнером. Она построена на весьма ограниченном количестве точек и тем не менее представляет весьма большой интерес. Изучая ее, нельзя и здесь не пора-



Фиг. 39. Скорость накопления бескарбонатной части осадков ($\text{мг}/\text{см}^2$ в 1000 лет) (по К. Boström а. о., 1973)

1 — <100 ; 2 — 100—200; 3 — 200—500; 4 — >500 ; 5 — оси активных срединных хребтов; 6 — оси неактивных срединных хребтов. Точки — станции наблюдения

зиться сходством основных ее черт со схемой гидродинамики поверхностного слоя тихоокеанской воды. Обширная зона минимальных скоростей в полосе $30-10^\circ$ с. ш. близко соответствует халистазе II, только кажется смещенной несколько к югу. Впрочем, это смещение может быть кажущимся и основанным на малом количестве точек. Совершенно очевидно, что северная граница минимальной зоны при наличии точек легко может быть проведена значительно севернее того, как она показана К. Бостромом с соавторами, и тогда соответствие зоны минимальных скоростей халистазе II станет гораздо большим. Обширная область минимальных скоростей в южном полушарии, очерченная между 0 и 60° ю. ш., разительно напоминает халистазу III, только скудность данных мешает очертить ее должным образом. В частности, едва ли оправдано доведение ее до 60° ю. ш. на площади восточнее Восточно-Тихоокеанского хребта; ее вполне можно ограничить 50° ю. ш., и тогда сходство с халистазой III сильно увеличится. Разделяющая II и III халистазы зона повышенных и высоких скоростей весьма точно воспроизводит полосу особенно сложных экваториальных течений. Периферические западный и восточный максимумы скоростей накопления отвечают прибрежным частям кольцевых течений, обрамляющих II и III халистазы. Все это позволяет утверждать, что локализация в осадках Тихого океана скоростей накопления терригенного материала (т. е. в сущности его абсолютных масс) достаточно близко отвечает схеме движения поверхностного слоя океанской воды и порождена именно гидродинамикой ее, а не аридностью области II и III халистаз, как это иногда думают.

Итак, на двух площадях Мирового океана мы убедились, что распределение абсолютных масс терригенной кластики действительно связано с циркуляцией поверхностного слоя водной толщи, причем характер связи в обоих случаях одинаков. Максимальные абсолютные массы накапливаются под транспортирующими кластику течениями, когда они идут от берега в океан или параллельно берегу; минимальные — в халистазах или между

циркулярными течениями. Добавлю, что во внутриконтинентальных Черном и Каспийском морях отмечается совершенно та же закономерность, впервые выявленная автором этих строк на первом бассейне (Страхов, 1947), а позже (Лебедев и др., 1973) — на втором.

Автор отдает себе отчет в том, что данных по океанам еще очень мало и что пополнение их, вероятно, усложнит картину связей гидродинамики поверхностных вод и геохимии осадков. Но основные коренные связи природных процессов вскрываются обычно даже на малом и очень малом материале и не отменяются, а лишь усложняются при возрастании числа фактов. Соотношения гидродинамического режима поверхностных вод и распределения абсолютных масс терригенной кластики, взятые в самых общих своих чертах, и представляют собой пример таких именно связей, природа которых нащупывается даже при первом приближенном исследовании, когда оно поставлено методически правильно.

3. Распределение планктона и бентоса в Атлантическом и Тихом океанах и их отражение в количестве $S_{орг}$ осадков

Океанам свойствен интенсивно развитый биос, образующий верхнюю (планктонную) и нижнюю (бентосную) пленки. В области шельфа планктонная и бентосная пленки сливаются в единое целое, дальше в открытое море они расходятся и между ними возникает промежуточная зона малой концентрации биоса.

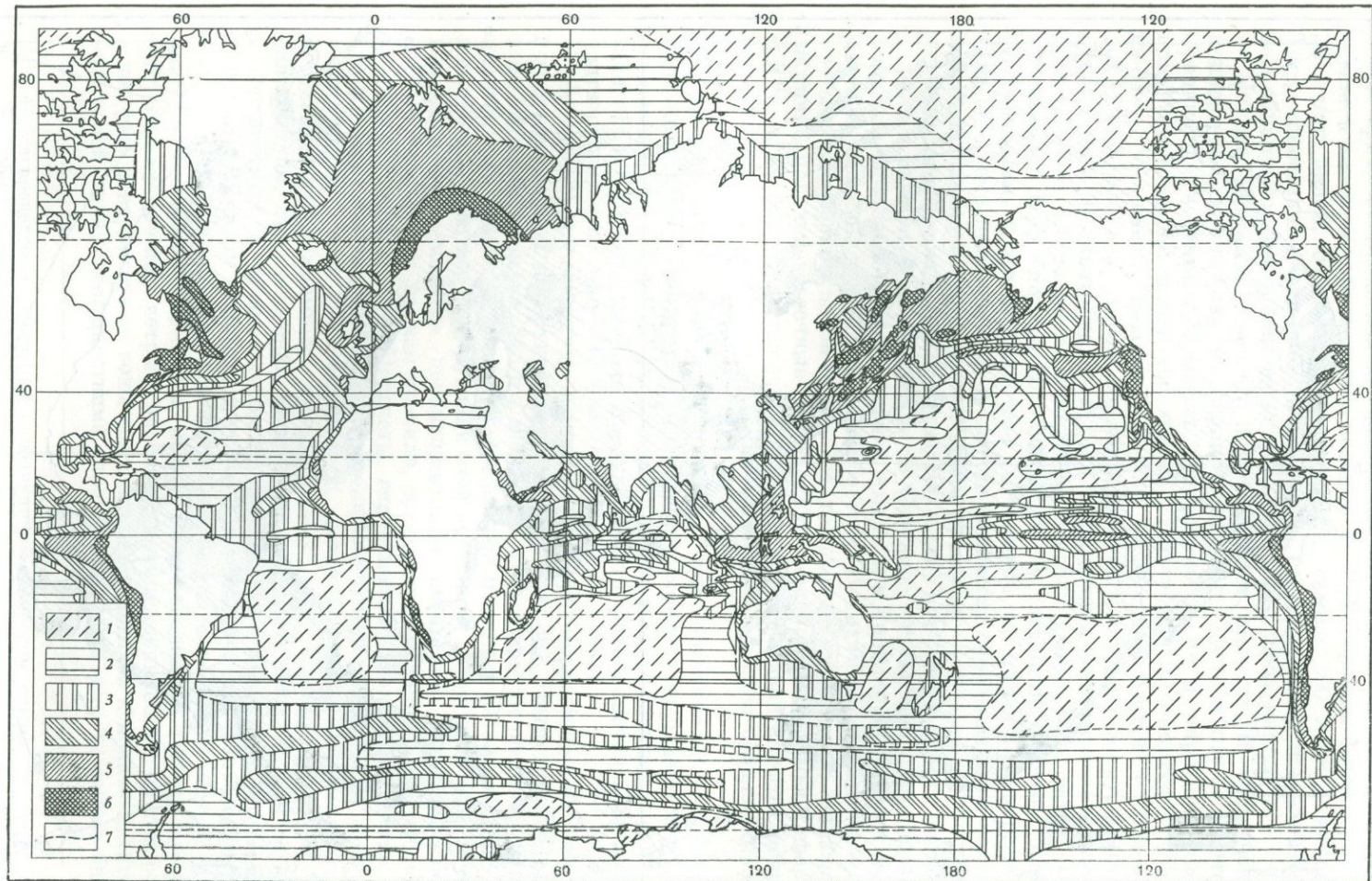
Вертикальное распределение фитопланктона и зоопланктона существенно различны. Фитопланктон обитает главным образом в верхних 100 м воды, что определяется его привязанностью к солнечному свету. Общая биомасса его в Мировом океане, по В. Г. Богорову (1971), составляет примерно $1,5 \cdot 10^9$ т. Зоопланктон также привязан преимущественно к верхним слоям воды, но в более широком диапазоне. В верхних 500 м обитает примерно 2/3 всей биомассы зоопланктона; вниз его концентрация быстро падает и на глубинах в 5–6 км биомасса составляет от 1 до 0,1% биомассы верхнего слоя. Общая же биомасса зоопланктона на всем вертикальном разрезе Мирового океана исчислена В. Г. Богоровым в $21,5 \cdot 10^9$ т.

Сопоставляя величины $1,5 \cdot 10^9$ и $21,5 \cdot 10^9$ т, нетрудно видеть, что биомасса зоопланктона на порядок выше биомассы фитопланктона. Как могла возникнуть такая удивительная ситуация? Ведь источником вещества для зоопланктона является органическая масса фитопланктона! Огромная биомасса зоопланктона при незначительной биомассе фитопланктона возможна потому, что скорость размножения последнего в десятки и даже сотни раз превышает скорость размножения первого. Иначе говоря, продуцированное фитопланктоном органическое вещество достаточно для поддержания существования зоопланктона. По расчетам В. Г. Богорова (1968, 1969, 1971), годовая продукция фитопланктона составляет в Тихом океане $550 \cdot 10^9$ т в сыром весе или $110 \cdot 10^9$ т в сухом. В этом количестве $S_{орг}$ составляет $45-46 \cdot 10^9$ т. За счет потребления его и существует зоопланктон.

Разлагающиеся трупы организмов частью нацело минерализуются, частью падают на дно и входят в состав осадков. Минерализующееся органическое вещество образует «водный гумус», стойкие растворенные органические соединения. Общая масса «водного гумуса» во всех океанах исчислена Б. А. Скопинцевым (1950) примерно в $1,3 \cdot 10^{12}$ т $S_{орг}$ или $2,6 \cdot 10^{12}$ т органического вещества.

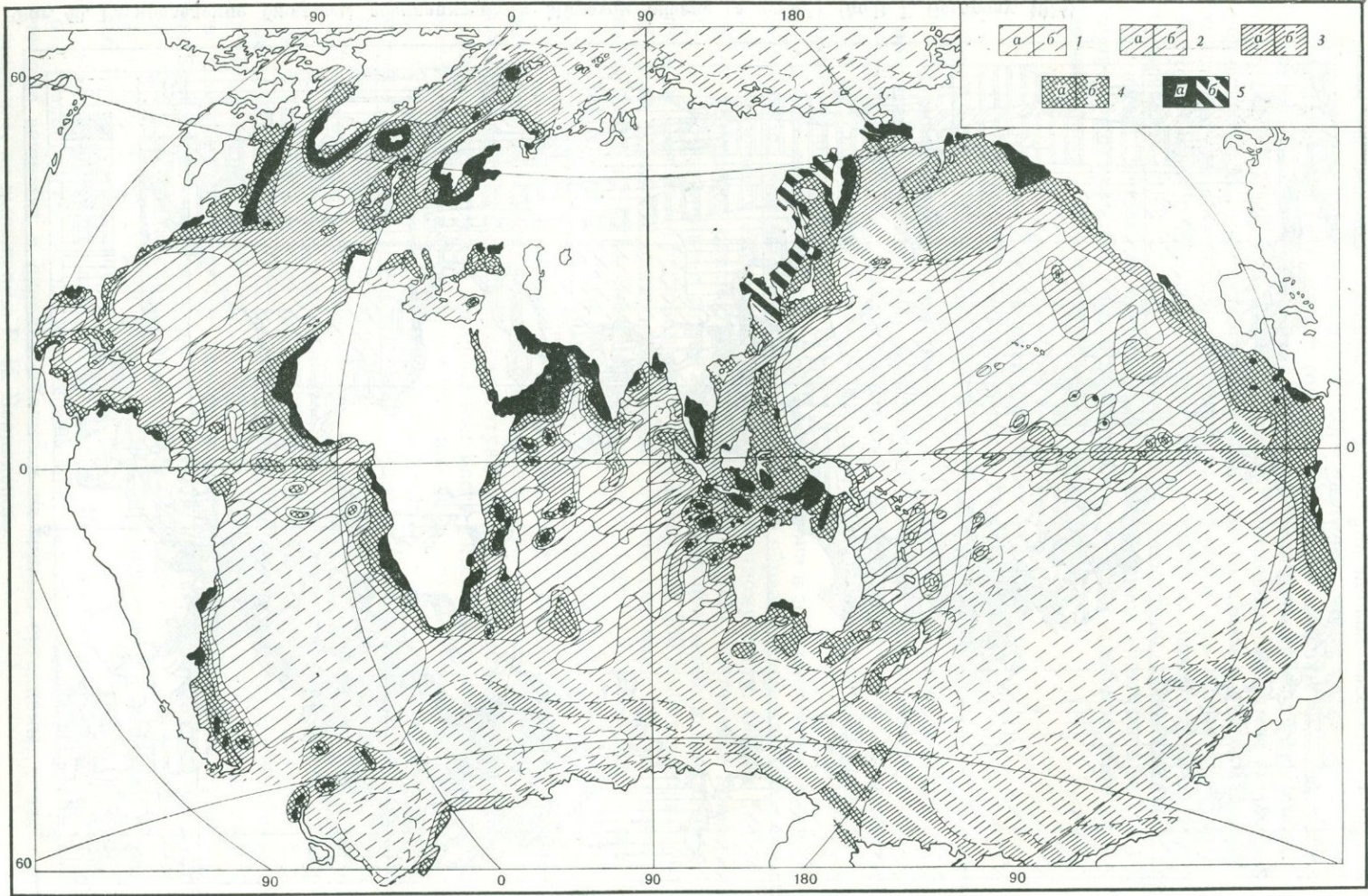
Так как биомасса планктона всего $23 \cdot 10^9$ т, то из сопоставления с массой «водного гумуса» видно, что основной формой существования органического вещества в океанах являются не живые организмы, а «косная органика», по выражению В. И. Вернадского.

Для целей геохимии океанических осадков первостепенный интерес представляет распределение биомассы и продуктивности планктона по



Фиг. 40. Распределение биомассы зоопланктона в Мировом океане (в $мг/м^3$) (по В. Г. Богорову, 1974)

1 — <25; 2 — 25—50; 3 — 50—100; 4 — 100—200; 5 — 200—500; 6 — >500; 7 — предполагаемые границы



площади океана в верхнем, наиболее обитаемом слое 0—100 м. Поскольку главную долю биомассы образует зоопланктон, то удобно начать с него.

На фиг. 40 представлено распределение зоопланктона в Мировом океане в целом. Будем называть вслед за В. Г. Богоровым биомассу менее 50 мг/м³ малой, 51—200 мг/м³ — средней, свыше 200 мг/м³ — высокой. Тогда сопоставив карту биомассы с картой гидродинамики поверхностных вод, обнаружим следующие весьма существенные совпадения.

Низкие биомассы отвечают пяти крупным халистазам, обладающим конвергентным режимом и локализованным к северу и югу от экватора. Средние по величине биомассы приурочены к двум широтным зонам: приантарктической и экваториальной. Распределение биомасс в первой из них сложнее: полосы 51—100 мг/м³ чередуются с полосами 101—200 мг/м³; эта вторая градация отвечает, судя по всему, участкам дивергенции. В экваториальной зоне локализации расположение биомасс еще сложнее, особенно в Индийском океане; кроме того, встречаются «ленты» высоких биомасс 201—500 мг/м³, в частности в Тихом океане, приуроченные к узкой халистазе А, которой свойственна дивергенция. В то же время присутствуют и низкие биомассы, совпадающие с халистазой Б, обладающей антициклоническим режимом.

Области высоких биомасс (более 200 мг/м³) приурочены почти исключительно к северному полушарию. В Северной Атлантике они занимают площади вдоль побережий Северной Америки и Гренландии, вдоль Северо-Западной Европы и к югу от Шпицбергена. В Тихом океане высокие биомассы локализованы вдоль островных дуг западной его части, захватывая частично и дальневосточные моря; вдоль западного побережья Северной и Южной Америки они пролегают прерывающейся узкой полосой начиная от 50° с. ш. до 60° ю. ш. Область Арктического бассейна обладает низкой биомассой.

Так как зоопланктон существует за счет органического вещества, продуцируемого фитопланктоном, то заранее можно утверждать, что карта продуктивности последнего должна быть близка к карте биомассы зоопланктона. Фиг. 41, показывающая продуктивность фитопланктона, полностью подтверждает сказанное (Кобленц-Мишке и др., 1967).

Сопоставим теперь карту продуктивности фитопланктона (см. фиг. 41) с гидродинамикой поверхностных вод (см. фиг. 36). Нетрудно убедиться в их большом сходстве. Это и естественно. Для развития растений нужны питательные вещества, особенно фосфатные и азотистые соединения. Эти компоненты в фотосинтезирующий слой поступают двумя путями: с речным вносом и вертикальным перемешиванием океанской воды, ибо более глубокие горизонты ее, как правило, обладают повышенными и высокими концентрациями Р и N. Подсчеты гидробиологов показали, однако, что «реки вносят в океан менее 1% необходимого запаса питательных веществ» (Богоров, 1967, стр. 846). Стало быть, остается реальным только второй источник: гидродинамика поверхностных вод. Планктон развивается сильнее там, где движения воды создают интенсивное перемешивание поверхностных и более глубоких вод, доставляющих вверх фосфаты и нитраты. К числу важнейших условий, способствующих подъему глубинных вод к поверхности, относятся циклонические круговороты с их дивергенциями, сгонные ветры, места стыка холодных и теплых течений, штормы, муссонные ветры; наоборот, антициклонические круговороты, в которых поверхностные воды «засасываются» вглубь и подача питательных солей снизу неосуществима, противопоказаны для развития биоса.

Фиг. 41. Распределение первичной продукции в Мировом океане (в см²/м²/день) (по О. И. Кобленц-Мишке, 1965)

1 — <100; 2 — 100—150; 3 — 150—250; 4 — 250—500; 5 — >500; а — данные, полученные прямым методом; б — на основании косвенных данных

С этих гидродинамических позиций легко истолковываются и карта биомасс зоопланктона, и карта распределения фитопланктона в 100-метровом верхнем слое.

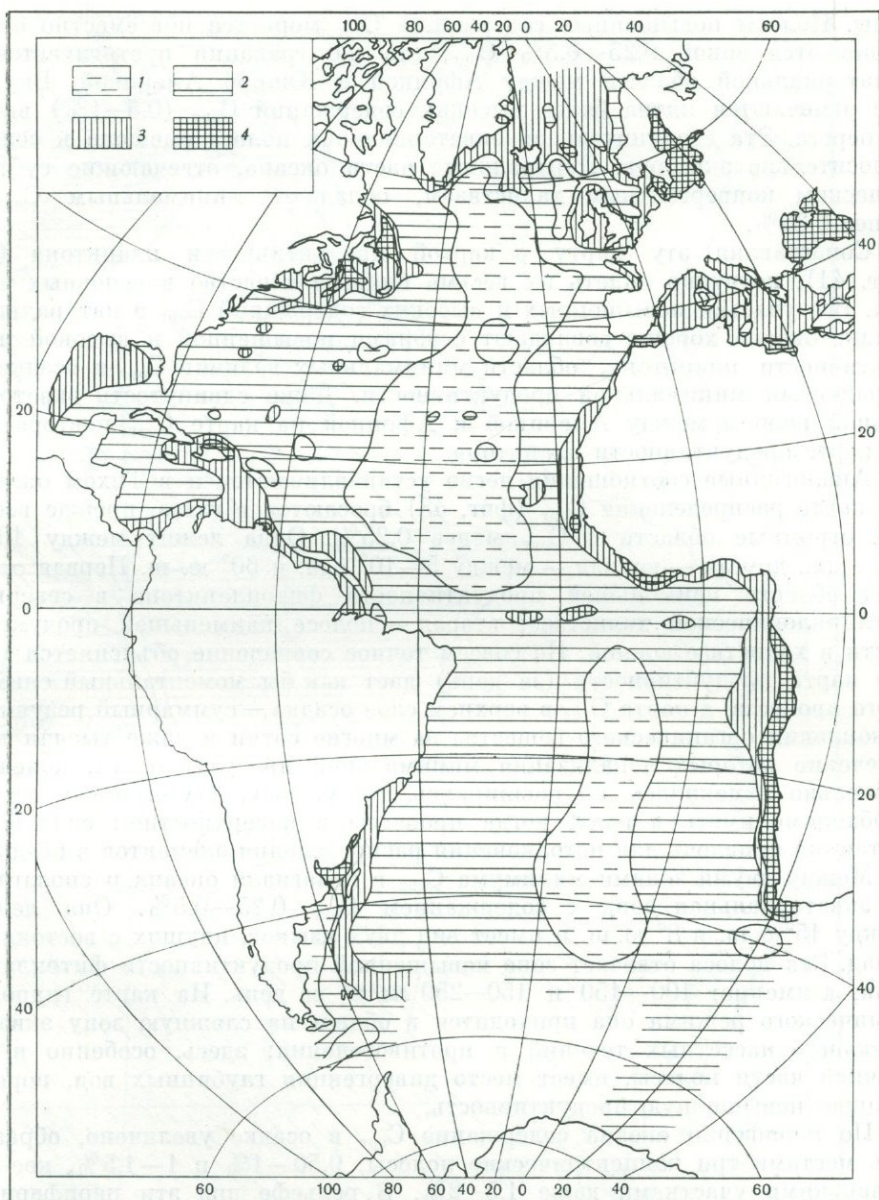
Пять крупных халистаз к северу и югу от экватора (по две в Атлантическом и Тихом, одна — в Индийском), отвечающие пяти антициклоническим круговоротам вод именно в силу своей гидродинамической природы, весьма бедны жизнью. Гидробиологи именуют их «океаническими пустынями», аналогичными Сахаре, но механизм формирования пустынь на континенте принципиально иной, чем в океане. На суше — это резкое преобладание испарения над осадками, т. е. обезвоживание почв, в океане — гидродинамический режим, антициклоническое движение вод, исключаящей подачу питательных солей снизу вверх. Экваториальная зона в Тихом океане, где развита дивергенция (в кольце А), и аналогичная дивергентная зона на севере и юге океана отражаются развитием средних и даже высоких биомасс и продуктивности фитопланктона. Вдоль западных побережий Южной Америки, Африки и отчасти Австралии развиты сгонные ветры, способствующие подъему глубинных вод. Здесь же движутся холодные течения с юга; при смешении их с теплыми тропическими водами также осуществляются подъем глубинных вод и развитие планктона. Огромный район на севере Атлантического океана между Ньюфаундлендскими банками, Шпицбергом и Гренландией на западе, Северным и Баренцевым морями на востоке «характеризуется, — по В. Г. Богорову, — смешиванием больших масс холодных вод как местных, так и поступающих с севера и северо-востока, с теплыми атлантическими водами, идущими с юга. Охлаждение теплых вод и перемешивание их с холодными северными обуславливает формирование более плотных охлажденных масс воды, опускающихся вглубь, и поступление к поверхности масс глубинных вод. Вся (эта) область обладает сильным горизонтальным и вертикальным перемешиванием с последующим эффектом — подъемом биологической продуктивности вод» (1965, стр. 235). Таким образом, современная гидробиология трактует распределение биомасс и продуктивности планктона как прямой результат гидродинамического режима поверхностных вод, созданного циркуляцией атмосферных масс над океаном.

Развитие бентоса контролируется другим фактором: морфометрией дна. На материковой отмели Мирового океана, т. е. на глубинах от 0 до 200 м, биомасса бентоса составляет в среднем 200 г/м^2 , на континентальном склоне (200—3000 м) — всего 20 г/м^2 , а на океаническом ложе (более 3000 м) — менее $0,2 \text{ г/м}^2$, т. е. на три порядка ниже, чем на шельфе. Поэтому, хотя площадь шельфа составляет всего 7,6% общей акватории Мирового океана, на шельфе обитает 82,6% общей массы бентоса; на континентальный склон приходится 16,6% ее, а на океаническое дно — всего 0,8%, хотя пространственно оно занимает наибольшую долю акватории.

По развитию бентоса океаническое дно под всеми широтами представляет собой биологическую пустыню. Но в области циклонических течений, дивергенций и т. д. эта пустыня сочетается с интенсивным развитием планктона в зоне 0—100 м. В областях же антициклонических халистаз «биологическая пустыня» на дне сочетается с аналогичной пустыней в планктонной пленке, что обусловлено гидродинамическим фактором, а не климатической зональностью, как полагают некоторые литологи.

В целом, беря вместе и планктон, и бентос, следует признать, что распределение в океане их суммарной биомассы контролируется двумя факторами: морфометрией дна и гидродинамикой поверхностных слоев воды, распределение же продуктивности планктона — целиком гидродинамическим режимом.

Посмотрим, как эти черты локализации биоса отражаются на распределении $S_{\text{орг}}$ в океанических отложениях.



Фиг. 42. Распределение $C_{орг}$ в осадках Атлантического океана (в % на натуральный сухой осадок) (по Е. М. Емельянову, 1975а)

1 — <25; 2 — 0,25—0,5; 3 — 0,5—1; 4 — >1

В Атлантическом океане, по данным Е. М. Емельянова (1975а, б), содержания $C_{орг}$ в натуральном сухом осадке колеблется от 0,1 до 16%, но чаще всего от 0,2 до 2,5—3% (фиг. 42). Наибольшие содержания $C_{орг}$ (0,5—1% и 1—1,5%) локализованы в северной части океана, к северу от Ирландии; концентрации 0,5—1% протягиваются вдоль прибрежной части Южной Америки и особенно вдоль западного побережья Африки. Здесь местами встречаются значения $C_{орг}$ от нескольких процентов до 10—16%, как, например, между 20 и 30° ю. ш.; на этом участке присутствуют самые настоящие кремнисто-сапропелевые илы и к тому же в условиях совершенно нормального кислородного режима наддонной

воды. Полосы повышенных содержаний $C_{орг}$ мористее повсеместно оконтуриваются зоной 0,25—0,5% $C_{орг}$; эта же градация протягивается в экваториальной области между Африкой и Южной Америкой. Внутри нее отмечаются пятна более высоких содержаний $C_{орг}$ (0,5—1%) вдали от берега. Эта соединительная экваториальная полоса смещена к северу относительно экватора. Центральные части океана, отвечающие субтропическим конвергентным халистазам, обладают минимальным $C_{орг}$ — менее 0,25%.

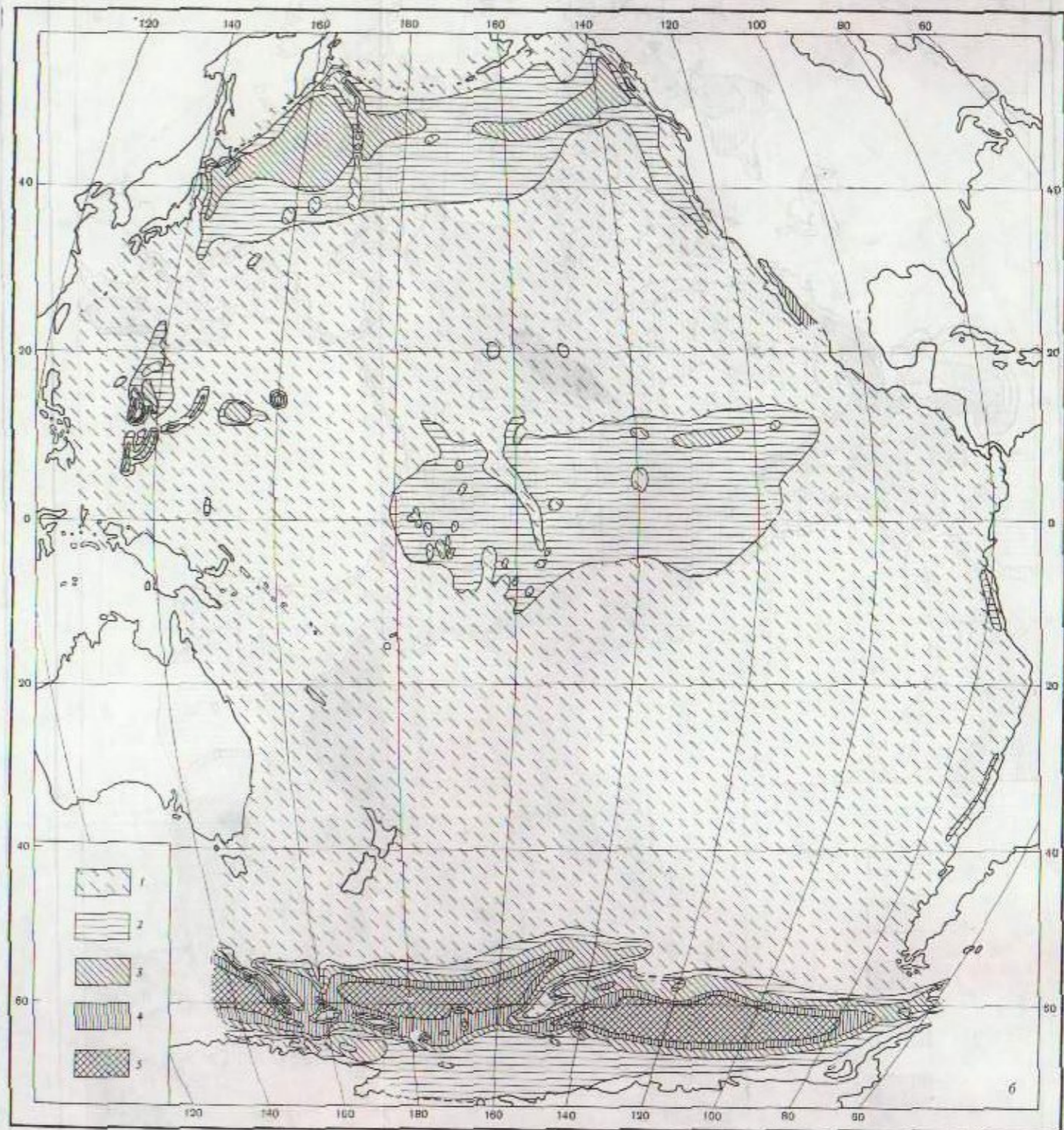
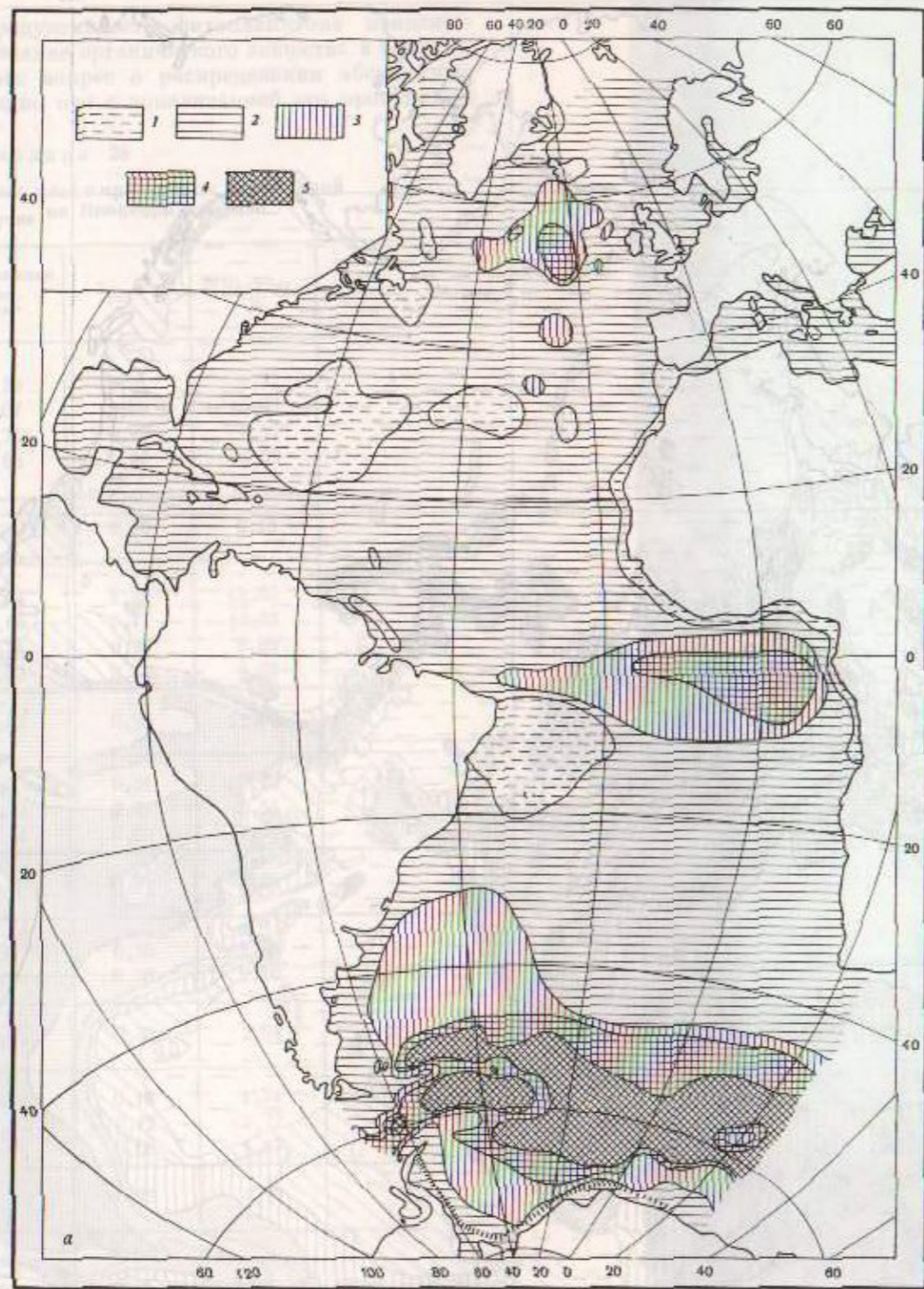
Сопоставляя эту карту с картой продуктивности планктона (см. фиг. 41), нетрудно видеть их весьма близкое сходство в основных чертах. Все участки повышенных и высоких содержаний $C_{орг}$ в натуральном осадке океана хорошо совпадают с зонами повышенной и высокой продуктивности планктона, области минимальных величин $C_{орг}$ в осадке — с районами минимальной продуктивности. Даже сдвинутость экваториальной полосы между Америкой и Африкой на карте $C_{орг}$ повторяется на карте продуктивности планктона.

Аналогичные соотношения легко устанавливаются и в Тихом океане. На карте распределения $C_{орг}$ (фиг. 43) бросаются в глаза, прежде всего, две огромные области с $C_{орг}$ менее 0,25%. Одна лежит между 10 и 30° с. ш., другая — южная — между 5—10° с.ш. и 60° ю. ш. Первая отвечает области наименьшей продуктивности фитопланктона в северной антициклонической халистазе; вторая — полосе наименьшей продуктивности в халистазе южной. Не совсем точное совпадение объясняется тем, что карта продуктивности (за день) дает как бы моментальный снимок этого процесса, а карта $C_{орг}$ в верхнем слое осадка — суммарный результат накопления органического вещества за многие сотни и даже тысячи лет, в течение которых локализация минимальной продуктивности, конечно, несколько изменялась, то расширяясь, то сужаясь. Эту оговорку всегда необходимо иметь в виду, когда процессы в поверхностном слое воды пытаются привлечь для истолкования распределения элементов в осадках.

Между двумя зонами минимума $C_{орг}$ в пелагиали океана располагается экваториальная зона с содержанием $C_{орг}$ 0,25—0,5%. Она лежит между 15° с. ш. и 8° ю. ш. и имеет вид двух языков, идущих с востока на запад. Эта полоса отвечает зоне повышенной продуктивности фитопланктона, а именно: 100—150 и 150—250 мг/м² за день. На карте гидродинамического режима она приходится в общем на сложную зону экваториальных пассатных течений и противотечения; здесь, особенно в восточной части полосы, имеет место дивергенция глубинных вод, порождающая повышенную продуктивность.

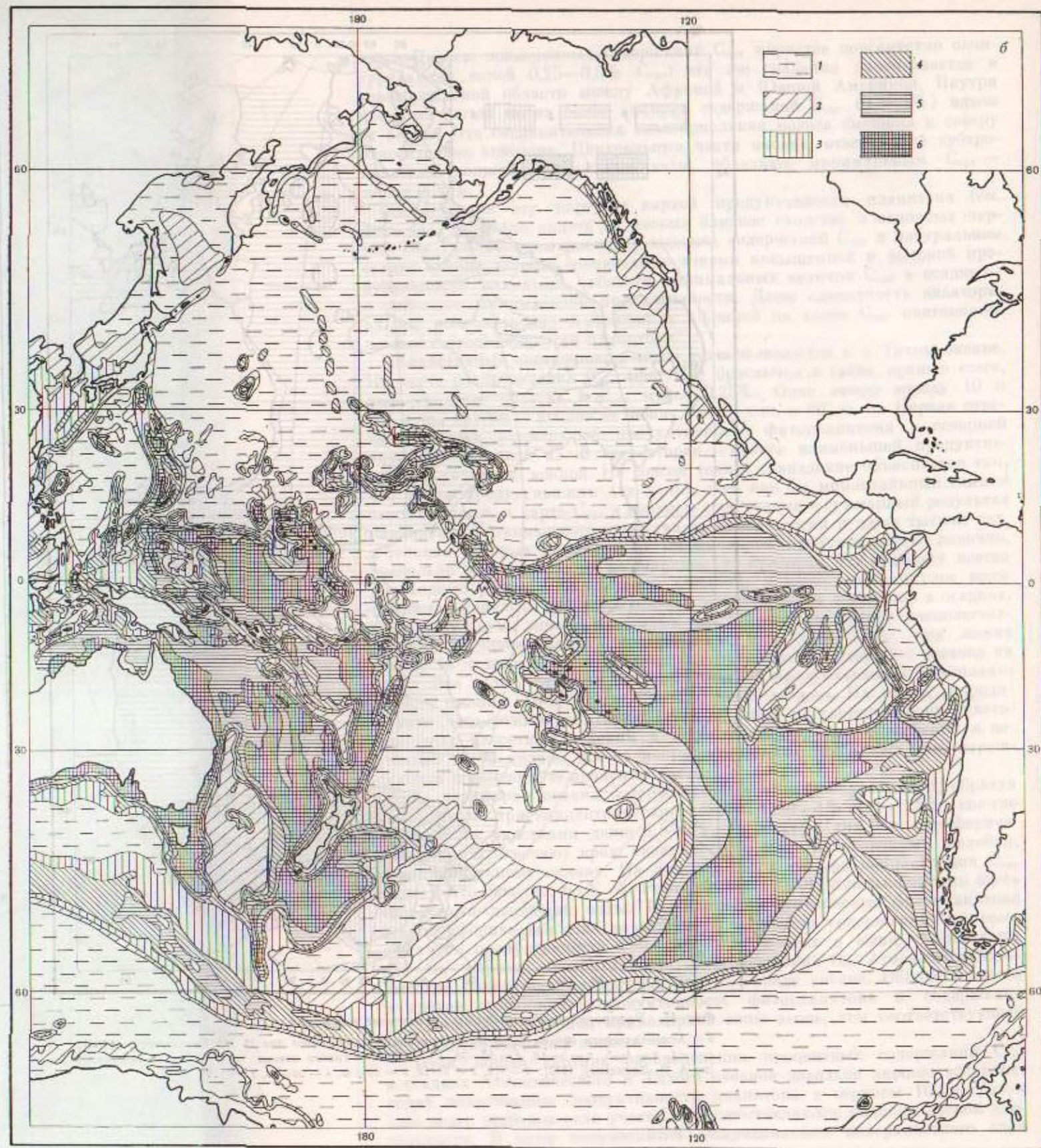
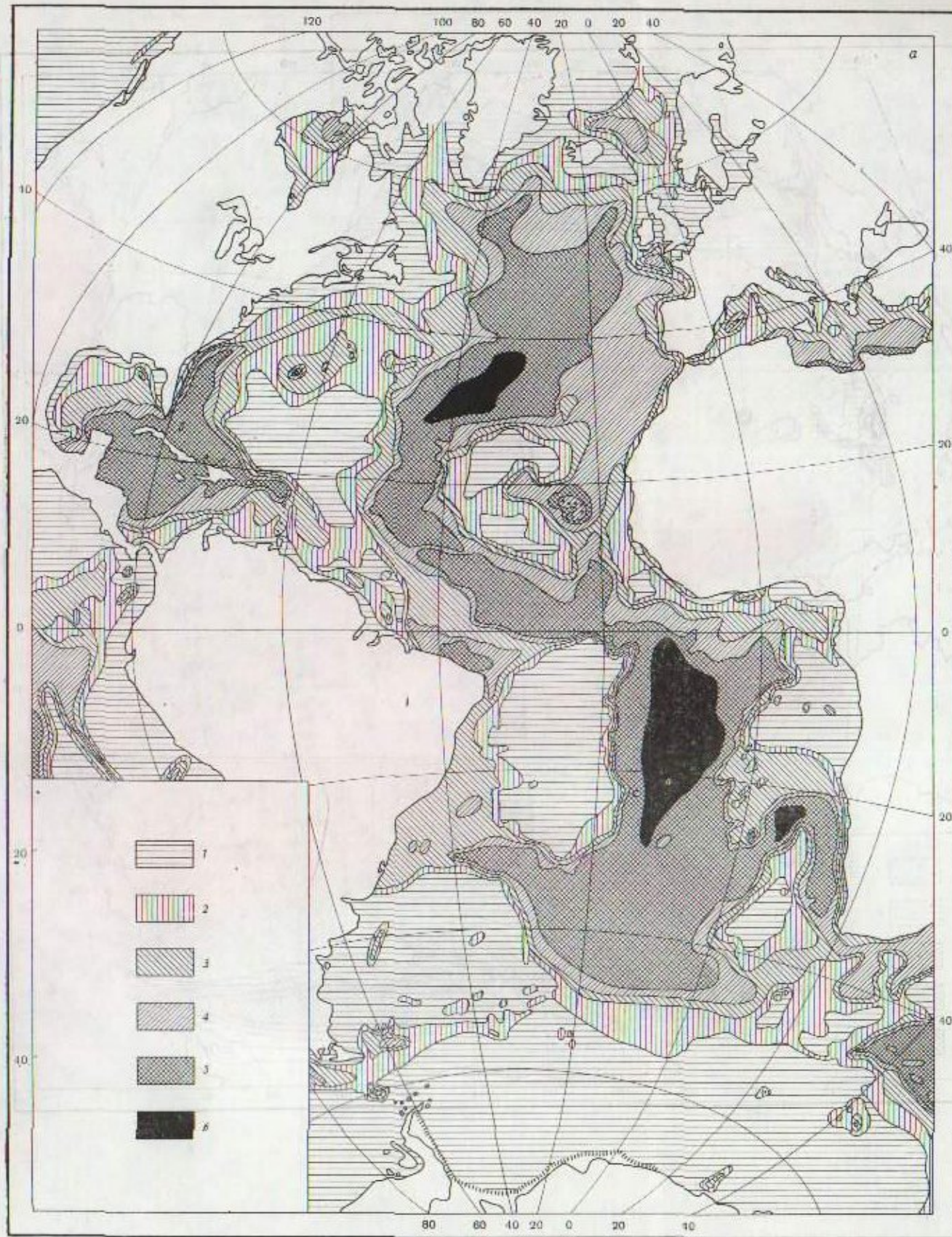
По периферии океана содержание $C_{орг}$ в осадке увеличено, образуя две, местами три концентрические полосы: 0,50—1% и 1—1,5%, кое-где маленькими участками даже 1,5—2%. В рельефе дна эти периферические полосы отвечают краю океанического дна, глубоководным желобам, континентальному склону. На нижней части шельфа концентрация $C_{орг}$ падает, что связано, по Е. А. Романкевичу (1970), с повышенными здесь скоростями движения воды. На карте продуктивности фитопланктона эта периферическая зона повышенных и высоких содержаний $C_{орг}$ соответствует продуктивности 250—500 мг/м² в день и выше. Характерно, что на картах продуктивности и содержаний $C_{орг}$ отмечаются более высокие показатели на востоке, чем на западе океана. Общей является и другая особенность: продуктивность фитопланктона и содержания $C_{орг}$ в осадках северной приполярной зоны выше, чем соответствующей ей приантарктической полосы.

Итак, общая картина распределения процентных содержаний $C_{орг}$ в осадках Атлантического и Тихого океанов довольно хорошо воспроизводит локализацию продуктивности планктона в верхнем 100-метровом слое воды, особенно если учесть, что сопоставляются явления разной длительности. В цепи взаимосвязей гидродинамика поверхностного слоя



Фиг. 45. Распределение аморфного кремнезема в осадках

а — Атлантического океана (в % на бескарбонатное вещество) (по Е. М. Емельянову, 1975а):
 1 — <1, 2 — 1—5, 3 — 5—10, 4 — 10—30, 5 — >30; б — Тихого океана (в % на сухое вещество)
 (по А. П. Лисицыну, 1970): 1 — <5, 2 — 5—10, 3 — 10—30, 4 — 30—50, 5 — >50



Фиг. 48. Распределение CaCO_3 в поверхностном слое осадков (в % на сухое вещество осадка)

а — Атлантического океана (по Е. М. Емельянову и др., 1971): 1 — <10, 2 — 10—30, 3 — 30—50, 4 — 50—70, 5 — 70—90, 6 — >90; б — Тихого океана (по А. И. Лисицкину, В. И. Петелину, 1970): 1 — <1, 2 — 1—10, 3 — 10—30, 4 — 30—50, 5 — 50—70, 6 — 70—90

воды → биомасса планктона → продуктивность фитопланктона появляется новое звено: процентное содержание органического вещества в осадках.

Большой интерес представляет вопрос о распределении абсолютных масс $C_{орг}$ и о том, насколько сходно оно с локализацией его процентных

Т а б л и ц а 28

Распределение абсолютных масс и процентных содержаний $C_{орг}$ и $SiO_2_{аутиг}$ на Японском профиле

Станция	Абсолютная масса $SiO_2_{аутиг}$, г/см ²	Абсолютная $C_{орг}$, г/см ²	$C_{орг}$, %	$SiO_2_{аутиг}$, %	Зона
59	41,91	1,39	0,34	2,32	I
58	31,25	4,07	1,59	10,63	
60	20,18	3,24	0,99	6,17	
61	21,97	2,63	0,67	5,59	
Среднее	21,33	3,0	0,89	6,18	
62	37,25	3,13	1,29	15,33	II
63	38,69	2,08	0,77	14,33	
64	23,74	2,54	0,95	8,89	
66	19,10	1,53	0,54	6,82	
Среднее	29,8	2,32	0,90	11,34	
68	13,84	1,23	0,51	5,73	III
67	12,57	0,72	0,31	5,44	
71	11,33	0,14	0,80	6,41	
Среднее	12,58	0,70	0,54	5,86	
72	2,20	0,29	0,25	1,88	IVa
74	1,18	0,20	0,36	2,10	
Среднее	1,69	0,25	0,30	2,0	
75	0,26	0,03	0,18	1,74	IVб
76	0,48	0,02	0,12	2,77	
77	0,30	0,02	0,50	1,47	
Среднее	0,35	0,023	0,27	1,77	

содержаний? К сожалению, материала для суждения об этом меньше, чем для терригенного компонента, и касается он только Японского профиля (табл. 28).

Средние абсолютные массы $C_{орг}$, вычисленные по зонам профиля, показывают характерную волнообразную кривую, которая вначале, в зоне шельфовых и гемипелагических илов, идет вверх, затем последовательно понижается в переходной зоне III и в эмпелагических глинах — зоне IV. Совершенно такую же кривую, но более сглаженную, дают и процент-

ные содержания $C_{орг}$ в тех же зонах. Следовательно, процентные содержания правильно, но в смягченной форме отражают одновременные изменения абсолютных масс органического вещества в осадке. Если это так, то мы вправе допустить, что аналогичные изменения будут, вероятно, иметь место и на других профилях и что вообще карта процентных содержаний $C_{орг}$ в главных своих чертах воспроизводит изменения на площади абсолютных масс органического вещества. В частности, высоким содержаниям $C_{орг}$ по периферии океана, вероятно, везде в большей или меньшей степени соответствуют высокие его абсолютные массы; антициклонические области с низким процентом $C_{орг}$ содержат и низкие абсолютные массы органического вещества и т. д.

Такое соответствие двух карт свойственно, как будет показано ниже, только океаническим бассейнам и никаким другим и обусловлено огромными их размерами и вытекающей отсюда локализацией планктона в верхней зоне фотосинтеза океанической водной массы.

Общая цепь взаимосвязанных явлений приобретает теперь свой полный вид:

гидродинамический режим поверхностного слоя воды → биомасса планктона → продуктивность фитопланктона → % содержания $C_{орг}$ в осадках → абсолютные массы органического вещества в осадках.

Для практических целей эта цепь имеет огромное значение, ибо прямо указывает области океана, где шли в прошлом процессы нефтеобразования и где готовится сейчас необходимая для них исходная масса органического вещества.

Годичная продукция $C_{орг}$ в Мировом океане колеблется по разным оценкам от 37 до $75 \cdot 10^9$ т (табл. 29).

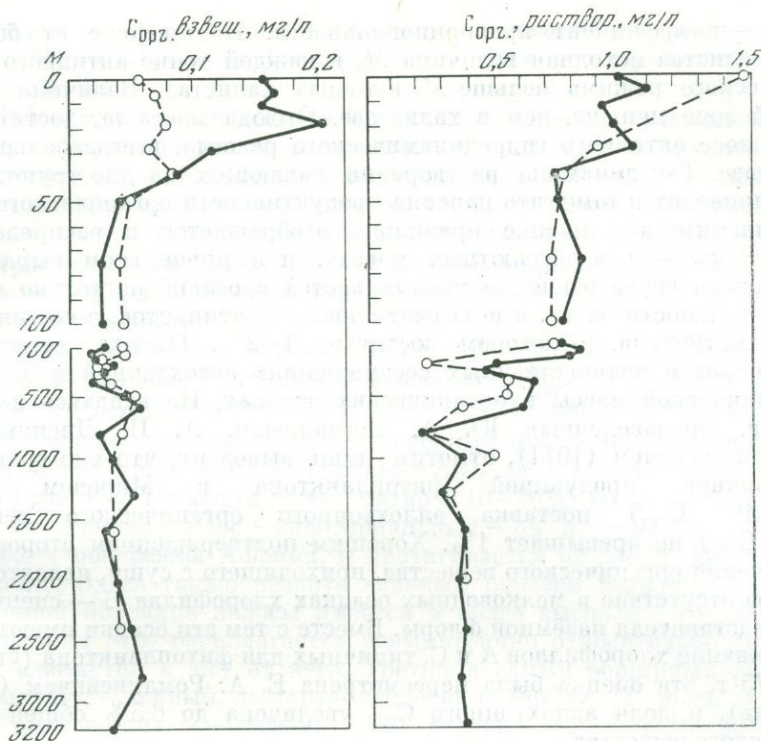
Таблица 29
Годовая продукция $C_{орг}$ в Мировом океане

Сырой вес, т	Сухой вес, т	$C_{орг}$, т	Литературный источник
550 · 10 ⁹	110 · 10 ⁹	45—46 · 10 ⁹	Богоров (1971)
445—455 · 10 ⁹	90—95 · 10 ⁹	37—38 · 10 ⁹	Stielman-Nielsen, Iensen (1957)
400 · 10 ⁹	100 · 10 ⁹	42 · 10 ⁹	Моисеев (1969)
—	—	37—75 · 10 ⁹	Винберг (1960)
—	—	38 · 10 ⁹	Скопинцев (1971)

Вспомним, что поступление терригенного материала с континента во всех видах составляет $25 \cdot 10^9$ т. Из сопоставления цифр вытекает, что органическое вещество в сухом весе, продуцированное фитопланктоном, намного превосходит терригенный сток — ситуация поразительная! Казалось бы, в таких условиях в осадках должно было накапливаться много $C_{орг}$. Между тем, как мы только что видели, процентное содержание $C_{орг}$ даже в прибрежных отложениях, где генерируется главная масса органического вещества, обычно не превосходит 2—2,5%, в пелагических же оно совсем мизерно: 0,1—0,25%. Совершенно очевидно, что подавляющая масса продуцированной органики распадается в пределах самой водной массы, не доходя до дна. Естественно выяснить, какая же часть продукции захороняется? Е. А. Романкевич сделал соответствующие расчеты для трех участков Тихого океана и получил следующие результаты (табл. 30).

Как видим, в пелагических областях захороняются сотые доли процента продукции; в прибрежных — гораздо больше¹. В целом же по океанам

¹ По новым данным, в пелагиали захороняется 2—5% продуцируемого $C_{орг}$.



Фиг. 44. Вертикальное распределение взвешенного и растворенного $C_{\text{орг}}$ в северо-западной части Индийского океана (по двум станциям)

ежегодно дна достигает $1-3 \cdot 10^9$ т $C_{\text{орг}}$, или примерно 5—15% первичной продукции (по другим данным 2—25%).

Существенна самая динамика минерализации. Как видно на фиг. 44, главной зоной разрушения отмерших клеток планктона являются верхние 50—100 м воды: на больших глубинах разрушение почти приостанавливается либо происходит чрезвычайно медленно, особенно в зоне умеренных и высоких широт северного полушария. При такой динамике процесса масса $C_{\text{орг}}$ (m), достигнув дна в любой его точке (или площади), будет определяться формулой $m = k \frac{M_0}{h}$, где M_0 продуктивность живого вещества над данной точкой (площадью) дна; h — мощность наддонной

Таблица 30

Степень минерализации органического вещества фитопланктона

Осадки, район	$C_{\text{орг}}$, %	Продуктивность $C_{\text{орг}}$, г/см ³	Остаток от первичной продуктивности, %	Степень минерализации, %
Слабокремнистые диатомовые илы к востоку от Камчатки и Курильских островов	0,59	105	0,062	99,938
Красные глины между 50 и 40° с.ш.	0,35	50	0,013	99,987
То же между 20—30° с.ш.	0,20	28	0,005	99,995
Экваториальные карбонатные и радиоляриевые илы	0,32	91	0,013	99,987

воды; k — коэффициент пропорциональности. На профиле от берега к центру халистаз исходная величина M_0 в каждой точке активного гидродинамического режима больше M_0 в точках халистаз. Величина же h в активной зоне меньше, чем в халистазе. Отсюда масса m , достигающая дна в полосе активного гидродинамического режима, всегда больше, чем в халистазе. Так динамика растворения падающих на дно трупов организмов приводит к тому, что картина продуктивности органического вещества в планктонной пленке правильно отображается в распределении $C_{орг}$ в осадках — и в абсолютных массах, и в процентном выражении.

Но органическое вещество накапливается в осадке не только за счет жизнедеятельности биоса, а и за счет сноса с континентов, в составе взвешенного материала, в котором достигает 1—2%. Отсюда, естественно, встает вопрос о количественных соотношениях автохтонной и аллохтонной органической массы в океанических осадках. Не вдаваясь в детали подсчетов, произведенных Ю. А. Богдановым, А. П. Лисицыным и Е. А. Романкевичем (1971), отметим лишь вывод их, что «по сравнению с первичной продукцией фитопланктона в Мировом океане ($35-70 \cdot 10^9 C_{орг}$) поставка аллохтонного органического вещества ($0,4 \cdot 10^9 C_{орг}$) не превышает 1%. Хорошим подтверждением второстепенного значения органического вещества, приходящего с суши, является почти полное отсутствие в мелководных осадках хлорофилла В — специфического представителя наземной флоры. Вместе с тем эти осадки имеют высокое содержание хлорофиллов А и С, типичных для фитопланктона (стр. 53).

В 1975 г. эта оценка была пересмотрена Е. А. Романкевичем (устное сообщение), и доля аллохтонного $C_{орг}$ увеличена до 6,5% общей массы органического вещества.

4. Распределение $SiO_{2аутиг}$ в осадках Атлантического и Тихого океанов

Содержание $SiO_{2аутиг}$ в океанических отложениях резко повышено сравнительно с содержаниями $C_{орг}$. Если амплитуда концентраций $C_{орг}$ укладывается в рамки 0,1—5%, то для SiO_2 эти количества образуют самую низкую градацию содержаний, реальная же амплитуда простирается от 1—2 до 50%.

В поверхностных водах океанов и морей SiO_2 содержится обычно в пределах 0,5—0,6 мг/л, редко выше; вглубь его количества растут до 2—3 мг/л, иногда больше. Для оценки состояния кремнезема в океанских водах важно знать, что растворимость SiO_2 в дистиллированной воде составляет около 100—200 мг/л, причем в интервале рН от 3 до 8 мало зависит от активной реакции среды (Krauskopf, 1956; Okamoto a. e., 1957). Весьма мало изменяется растворимость SiO_2 и в морской воде сравнительно с дистиллированной. Из этих данных совершенно очевидно, что кремнезем находится в морской воде в состоянии резкого недосыщения, «запрещающего» в обычных условиях его химическое осаждение из воды. (Богоявленский, 1966). Оно возможно только биогенным путем, что в настоящее время бесспорно доказано как изучением форм нахождения SiO_2 во взвесах, полученных из океанской воды, так и в самом осадке (Лисицын и др., 1968). «Весь аморфный кремнезем, находящийся во взвеси, — пишет А. П. Лисицын, — исключительно биогенный. Никаких иных его форм, которые позволили бы предположить осаждение или поступление из вулканических очагов или каких-либо других источников, не обнаружено» (1966а, стр. 47). «Даже близ действующих вулканических очагов вся взвесь состояла из органогенного кремнистого материала. Частицы кремнезема, имеющие коллоидные размеры, как показывает их изучение под электронным микроскопом, состоят из тончайших обломков панцирей кремневых организмов. Они обычно образуются путем дробления или

растворения более крупных обломков и быстро растворяются, так как с ростом дисперсности быстро растет и их растворимость» (Лисицын, 1970, стр. 42).

Набор кремневыделяющих организмов невелик: диатомовые и кремнежутиковые водоросли, радиолярии, губки; роль последних ничтожна, и практически кремневыделение осуществляется планктонными организмами, в частности фитопланктоном, среди которого решающая роль принадлежит диатомовым (свыше 75% экстрагируемой массы SiO_2).

При биогенном осаждении SiO_2 естественно ожидать, что карта процентных содержаний этого компонента в осадках будет в значительной мере близка к карте распределения $C_{\text{орг}}$.

В Атлантическом океане (фиг. 45, а), по последним данным Е. М. Емельянова (1976), вырисовываются три пояса повышенного содержания $\text{SiO}_{2\text{аутиг}}$, особенно отчетливо проступающие при пересчете на бескарбонатное вещество осадка. Северный локализуется между о. Исландия и примерно 45° с. ш. Содержания SiO_2 здесь главным образом 5–10%, но внутри этой градации лежит пятно с 10–30%. Второй более значительный по площади пояс — экваториальный — он начинается в Гвинейском заливе, у побережья Африки, и протягивается на запад почти до Южной Америки. Здесь также развита главным образом градация 5–10%, но в восточной половине полосы имеется и более высокая — 10–30%; область накопления SiO_2 располагается асимметрично относительно экватора, будучи сдвинутой к югу от него. Третий и самый обширный пояс кремне-накопления — южный, приантарктический, между 42° ю. ш. и Антарктидой. Содержания кремнезема здесь главным образом 10–30% и более. Между поясами находятся обширные площади океанского дна, в осадках которых кремнезема 1–5% и меньше (на отдельных участках менее 1%).

Сопоставляя эту картину распределения кремнезема с картой $C_{\text{орг}}$, нетрудно видеть, что на обеих картах наблюдаются одни и те же пояса: северный, экваториальный и южный; последний для $C_{\text{орг}}$, правда, намечается несколько условно — поворотом на восток прибрежной полосы у южной оконечности Южной Америки, но существование этого пояса здесь все же весьма вероятно. Своеобразную особенность карты кремнезема составляет отсутствие циркумконтинентальной зоны обогащения, весьма отчетливо и характерно выступающей на карте $C_{\text{орг}}$. Единственным исключением является небольшой участок шельфа Африки около 20° с. ш. Здесь высокие содержания SiO_2 совпадают с высокими содержаниями $C_{\text{орг}}$ (диатомовые, сапропелевые илы) (Емельянов, 1973а; Сенин, 1968).

В Тихом океане (см. фиг. 45, б) распределение аутигенного кремнезема близко напоминает картину в океане Атлантическом. Отчетливо различаются те же три пояса аутигенного кремнезема: южный — приантарктический, экваториальный и северный. В южном содержание $\text{SiO}_{2\text{аутиг}}$ колеблется от менее 10 до 50–70%. Экваториальный пояс не сплошной, а состоит на западе из отдельных пятен кремнистых осадков, которые в восточной части зоны сливаются в широкую область с концентрацией кремнезема 5–10%. Более высокие содержания локализованы в западной части зоны, но это отдельные пятна небольшой протяженности. Северный пояс обнимает Берингово, Охотское и Японское моря и широкую зону к югу от них, протянувшуюся от о. Хонсю до Ванкувера. Южная граница пояса совпадает с границей течений Куроиси и Северо-Тихоокеанского. В Беринговом море максимальные содержания SiO_2 достигают 37,1%, в Охотском — до 56%; в Японском — кремнезем обогащает осадки только северной части моря (23%). В зоне южнее этих краевых морей содержание SiO_2 не превышает 10–30%.

При сопоставлении карты распределения SiO_2 в Тихом океане с картой $C_{\text{орг}}$ нетрудно видеть как черты сходства, так и ясные черты разли-

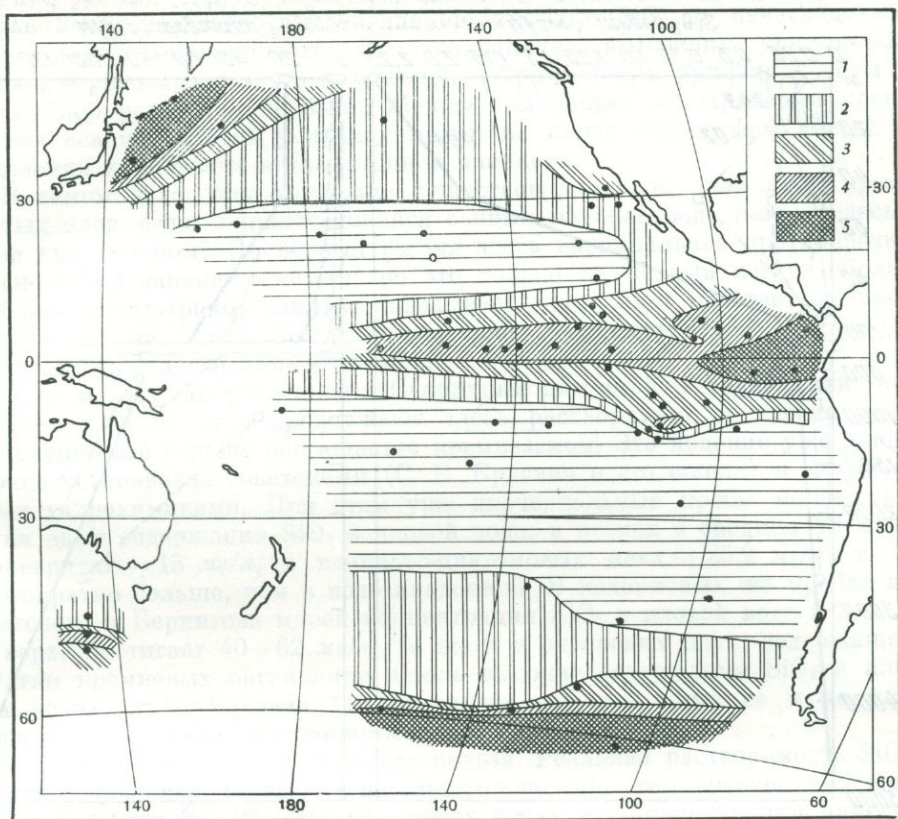
чия. Сходство состоит в том, что на обеих картах выступают три пояса накопления: северный, экваториальный и южный. Но на карте $C_{орг}$ накопления в северном поясе (включая и краевые моря) превосходят по интенсивности накопления пояса южного, очень слабо выраженные; на карте SiO_2 соотношения прямо противоположные: южный пояс резко выступает вперед, как накопитель кремнезема, сравнительно с северным. Экваториальный пояс на карте $C_{орг}$ имеет вид двух клиньев, выступающих с востока на запад и наиболее широких в восточной части, где они смыкаются с прибрежной полосой. На карте SiO_2 этот пояс выглядит как широтно вытянутая полоса, выклинивающаяся по направлению и к западной, и к восточной прибрежным зонам. На карте $C_{орг}$ отчетливо вырисовываются циркумконтинентальные западная и восточная полосы повышенных содержаний органического вещества, соединяющие северный и южный пояса; на карте SiO_2 эта циркумконтинентальная зона отсутствует.

Весьма характерно и еще одно обстоятельство. Карта распределения $C_{орг}$ в осадках очень близка к карте дневной продуктивности фитопланктона. Карта распределения SiO_2 показывает меньшее сходство с ней, причем отличия повторяют только что описанные расхождения карт $C_{орг}$ и SiO_2 .

Причины сходства понятны. Поскольку диатомей, силикофлагелляты и радиолярии входят в состав планктона, естественно, что их популяции в воде контролируются гидродинамическим режимом, как это свойственно фитопланктону и зоопланктону в целом. Отсюда появление максимума аутигенного кремнезема в осадках в зонах с циклоническим круговоротом и дивергенциями вод — северный, экваториальный и южный пояса — и минимумов в огромных халистазах с конвергентным режимом. Но что вызывает различия в распределении $C_{орг}$ и $SiO_{2аутиг}$? Ясного ответа на этот вопрос нет. Е. А. Романкевич, впервые поставивший вопрос о различиях в распределении $C_{орг}$ и $SiO_{2аутиг}$ в Тихом океане, был склонен видеть причину в меньшей продукции органического вещества в южном поясе кремненакопления сравнительно с северным, а также в меньшей скорости седиментации на юге, что «ведет к более полному распаду органического вещества на поверхности донных отложений» (Романкевич, 1970, стр. 121). Но это объяснение неприложимо к отсутствию циркумконтинентальных западной и восточной полос накопления SiO_2 в обоих океанах при наличии таких полос для $C_{орг}$. Думается, что причина различия в ином. Органическое вещество генерируется за счет как бесскелетного фито- и зоопланктона, так и за счет диатомовых и радиолярий. Количественные соотношения между этими двумя группами несомненно варьируют в разных областях океана, и эти вариации не могут не создавать различий в картах распределения $C_{орг}$ и SiO_2 . Насколько верен такой подход к проблеме, покажет будущее.

Большой интерес представляют ограниченные пока данные об абсолютных массах $SiO_{2аутиг}$ в океанических илах. На Японском профиле, как видно из табл. 32, распределение абсолютных масс кремнезема, особенно если оперировать средними значениями по зонам, отчетливо повторяет распределение абсолютных масс $C_{орг}$. Вместе их массы увеличиваются от I зоны ко II и затем вместе же убывают по мере перехода в пелагиаль, спускаясь до минимума в подзоне IVб.

Еще интереснее карта распределения скоростей накопления $SiO_{2аутиг}$ в $мг/см^2$ за 1000 лет (фиг. 46), недавно опубликованная К. Бостромом с соавторами (Boström а. о., 1973). На ней весьма ясно обрисовывается южный пояс кремненакопления на 60° ю. ш. со скоростями более $150 мг/см^2$, юго-западный конец северного пояса с такими же скоростями и экваториальный пояс со скоростями, заметно меньшими, главным образом $20—50$ и $50—150 мг/см^2$. Крайне характерно, что в экваториальном поясе скорости растут на восток и вблизи побережья достигают

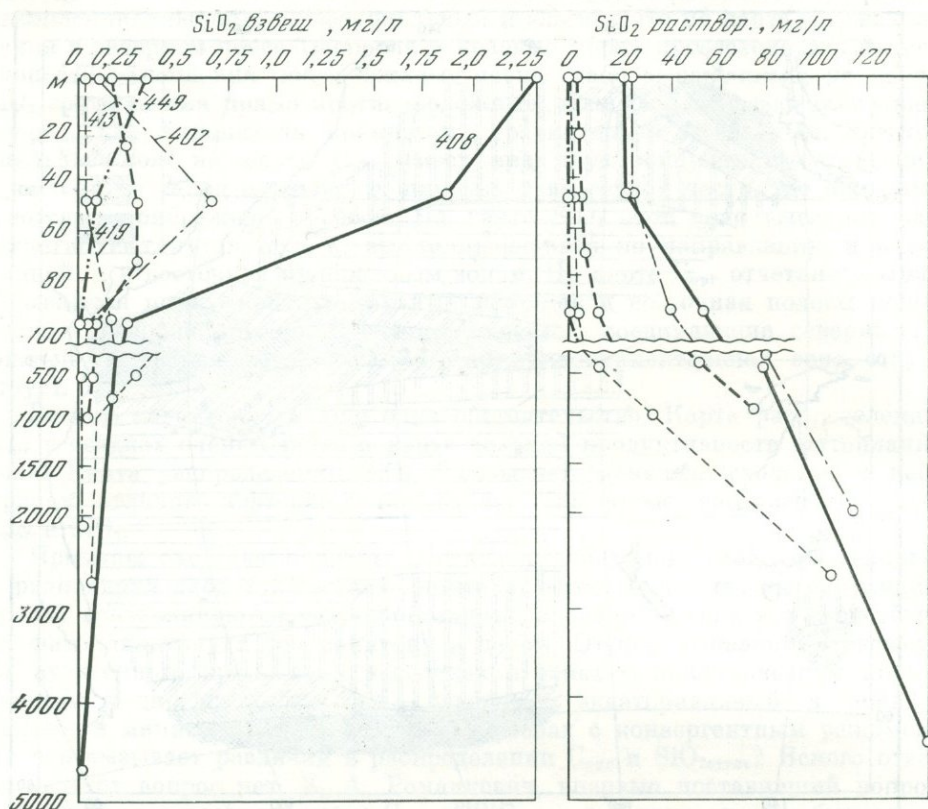


Фиг. 46. Скорость накопления SiO_2 в осадках Тихого океана (в $\text{мг}/\text{см}^2$ за 1000 лет) (по К. Boström и др., 1973)

1 — <5 ; 2 — 5—20; 3 — 20—50; 4 — 50—150; 5 — >150

максимума. Вид экваториального пояса отчетливо клинообразный, с основанием на восточном побережье и выклиниванием в западном направлении. Севернее Калифорнийского залива намечается слабо выраженное приконтинентальное ускорение садки SiO_2 . В промежутках между тремя поясами кремненакопления, четко совпадая с областями халистаз с конвергентным режимом, располагаются минимумы скоростей накопления кремнезема. В общем фрагменты карты скоростей не только воспроизводят карту процентных содержаний $\text{SiO}_{2\text{аутиг}}$, но показывают более близкие черты распределения с картой $C_{\text{орг}}$. Не исключено, что когда будут построены более полные карты скоростей накопления $C_{\text{орг}}$ и SiO_2 , они будут более сходны одна с другой, чем карты их процентных содержаний, и недоуменные вопросы, о которых писалось выше, автоматически отпадут.

Если первичная продукция $C_{\text{орг}}$ в Мировом океане составляет 35—70 млрд. t в год, то продукция $\text{SiO}_{2\text{аутиг}}$ почти в два раза выше: 80,5—161,0 млрд. t , как это вытекает из характерного для диатомового планктона отношения $\text{SiO}_2/C_{\text{орг}}$ (Лисицын, 1964, 1974). Так как, однако, аморфный кремнезем резко недосыщает морскую воду, то тотчас по отмирании диатомовых клеток начинается значительное его растворение. Динамика этого процесса отражена на фиг. 47. Особенно быстро идет растворение в верхней сотне метров водной толщи. На глубинах 2000—4000 м и более взвешенный аморфный кремнезем составляет



Фиг. 47. Вертикальное распределение взвешенного аморфного и растворенного кремнезема в Антарктике на ст. 402, 408, 413, 419, 449 (по В. Д. Чумакову, 1961)

менее $\frac{1}{10}$ его исходного количества на поверхности; основная часть панцирей диатомовых оказывается растворенной. Так как динамика растворения кремнезема весьма близка к динамике минерализации органического вещества, то седиментационный эффект ее идентичен. Распределение аутигенного кремнезема в илах (в %) повторяет схему размещения первичной продукции его в планктонной пленке.

Для условий Антарктики, где во взвеси господствуют диатомовые водоросли, количество кремнезема, которое захороняется в осадках, в 50—250 раз меньше, чем его связывается водорослями на поверхности за год (Лисицын, 1964). В среднем дна достигает только 0,4% исходного количества диатомовой взвеси, ежегодно продуцируемой на поверхности. Для $S_{орг}$ коэффициент захоронения здесь еще меньше: 0,001—0,2%!

Для понимания геохимии кремнезема в океане важно одно обстоятельство, до сих пор выпадающее из поля зрения исследователей. Океанская вода, резко недосыщена кремнеземом; даже в придонных водах самых больших глубин содержания SiO_2 достигают всего 8—10 мг/л, что весьма далеко от его насыщения. Между тем на глубинах 500—2000—3000 м по южной и северной окраинам океанов развиты диатомовые илы, а на глубинах 4000—5000 м в центральной их части — радиоляриевые. Таким образом, кремнистые осадки, возникая из поверхностной воды, не насыщенной SiO_2 , устойчиво сохраняются в условиях резкой недосыщенности придонных вод. Иначе говоря, вся геохимия осадочного процесса у SiO_2 в океанах от начального ее момента до завершающего реализуется на фоне резкого недосыщения им воды. Это удивительное

явление до сих пор не было должным образом осознано. Ясным было только начальное звено: выделение организмами SiO_2 из ненасыщенного раствора. Но заключительное — сохранение выпавших кремнистых осадков в условиях резкого недосыщения кремнеземом придонной воды — до сих пор разобрано не было. Между тем вопрос о сохранении кремнистых осадков в этих условиях никак не менее важен, чем вопрос о выделении кремнезема в планктонной пленке.

В самом деле: как возможно существование слоя биогенных кремнистых илов, если соприкасающаяся с ними морская вода резко недосыщена кремнеземом? На первый взгляд здесь кардинальное противоречие с основными законами химии; но это только на первый взгляд. Более глубокое рассмотрение вопроса показывает, что в илах работает физико-химический механизм, который позволяет осуществляться в природе указанной парадоксальной ситуации.

Суть механизма следующая. Скорлупки диатомей и радиолярий, накапливающиеся на дне, продолжают здесь растворяться, а иловая вода постепенно все больше обогащается кремнеземом. Это явление уже давно прочно установлено советскими (С. В. Бруевич и его школа) и зарубежными гидрохимиками. При этом уже дночерпальные пробы мощностью 10 см дают содержания SiO_2 в иловой воде: в песках в среднем 12 мг/л, в алевролитах — 15 мг/л, в глинисто-диатомовых илах — 25,2 мг/л, т. е. многократно больше, чем в воде наддонной. В колонковых же пробах из Охотского и Берингова морей концентрация SiO_2 в иловой воде в 2—3 м от верха достигает 40—62 мг/л. То же и в океанских илах, содержащих остатки кремневых организмов. Столь высокие содержания SiO_2 в иловых водах С. В. Бруевич (1953) считал насыщающими ее и по ним даже выводил предел растворимости SiO_2 в воде вообще.

С такой трактовкой согласиться нельзя. Реальная растворимость SiO_2 , хорошо изученная теперь экспериментально, при температуре морского дна, составляет 90—95 мг/л. В иловых водах эта концентрация никогда не достигается по двум причинам: во-первых, из-за диффузионного оттока растворенного SiO_2 вверх, в наддонную воду, во-вторых, из-за связывания кремнезема в железистые силикаты — глауконит и шамозит. Для нас сейчас особенно важен первый процесс — диффузия в придонную воду, ибо если он будет неопределенно долгов и достаточно силен, то в конце концов сможет вынести из слоя весь накопившийся в нем биогенный кремнезем. В действительности диффузия не обладает ни достаточной силой, ни достаточной длительностью. В самом деле, даже из верхнего слоя осадка, захватываемого дночерпателем и равного 10 см, диффузия не в состоянии удалить полностью кремнезем от растворения раковин, и он здесь постепенно накапливается; стало быть, скорость диффузии заметно ниже скорости растворения SiO_2 . По некоторым оценкам линейная скорость диффузии SiO_2 измеряется 10^{-11} см/сек, или 0,003 см в год. Длительность же диффузионного выноса вверх в наддонную воду также ограничена, ибо при покрытии данного (исходного) слоя кремнистых осадков новой скоростью диффузии падает, а когда слой уйдет за границу активного осадка (~1,5 м), отток из него кремнезема и вовсе прекратится (Страхов, 1972).

Так, меньшая скорость диффузии сравнительно со скоростью растворения SiO_2 в осадке и постепенное затухание ее с течением времени обуславливают сохранение и накопление кремнистых осадков даже в условиях, когда вода бассейна резко недосыщена кремнеземом — классический пример кажущегося нарушения физико-химических законов в седиментогенезе!

5. Распределение CaCO_3 и MgCO_3 в осадках Атлантического и Тихого океанов

Амплитуда содержаний $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$ в океанских отложениях выше, чем SiO_2 : от долей процента до почти 100%. Вместе с тем и площади, занимаемые карбонатными осадками, гораздо больше, чем площади кремнистых отложений: в Мировом океане они равны $127,9 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ против $38 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ у кремнистых илов (Sverdrup а. о., 1942). Объясняется это тем, что количество карбонатов, поступающих с водосборов, по крайней мере вчетверо превосходит количество кремнезема: $1359 \cdot 10^6 \text{ т}$ против $342 \cdot 10^6 \text{ т}$ у SiO_2 по расчетам С. В. Бруевича (1953) или $1480 \cdot 10^6 \text{ т}$ против $462 \cdot 10^6 \text{ т}$ по более поздним расчетам Д. Ливингстона (Livingstone, 1963).

Карбонатный режим океанов характеризуется относительно невысоким щелочным резервом — $2,1$ — $2,5 \text{ мг} \cdot \text{экв/л}$ и рН, колеблющимся на поверхности около $8,1$, на глубинах — около $7,8$.

Неоднократно делались попытки рассчитать состояния, в которых находятся в воде при указанных параметрах раствора CaCO_3 и MgCO_3 . Для карбоната магния этот вопрос решается однозначно тем фактом, что произведение активных концентраций $\text{Mg}^{2+} \cdot \text{CO}_3^{2-}$ в морской воде, равное $0,12 \cdot 10^{-4}$, значительно меньше произведения растворимости $\text{MgCO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, равного $3,1 \cdot 10^{-4}$ (Wattenberg, Thimmermann, 1937). Следовательно, углемагниева соль находится в воде в состоянии резкого недосыщения, и это исключает химическую садку ее. Углекислый магний осаждается только биогенно, образуя твердые растворы в кальците, известные под названием высоко- и низкомагнезиального кальцита (Chave, 1954а, б). Сложнее обстоит дело с CaCO_3 . В поверхностных нескольких сотнях метров океанская вода находится в состоянии более или менее заметного пересыщения карбонатом кальция, минимального в умеренных и высоких широтах, максимального (до 250 — 350%) под тропиками; вся остальная масса воды недосыщена CaCO_3 : степень насыщения глубоких вод в Атлантическом океане составляет 92 — 95% , в Тихом — около 60 — 70% .

В противоположность довольно ограниченным возможностям химического осаждения карбонатов предпосылки для биогенной экстракции CaCO_3 в океанах весьма значительны, ибо океанские воды богаты организмами, использующими карбонаты Ca и Mg для построения своих скелетов. Существенно, что эти организмы способны к экстрагированию карбонатов не только из насыщенных или пересыщенных, но и недосыщенных растворов. Иначе говоря, биогенная экстракция карбонатов может происходить — и действительно происходит — не только в условиях, разрешающих химическую садку их, но и за пределами химического осаждения. Биос является мощным конкурентом химических процессов, вытесняя их и как бы отпимая у них CaCO_3 даже в районах, где эта соль пересыщает воду и, следовательно, могла бы осаждаться.

Действительно, микроскопическое изучение карбонатных осадков океанов показывает, что они представлены только раковинным материалом, то целым, то раздробленным. Даже в тех случаях, когда карбонаты пелитоморфны, электронно-микроскопические снимки обнаруживают биогенную природу зерен: это — либо субмикроскопические кокколиты, либо обломки их, а также обломки фораминифер. Химически осажденные карбонаты встречаются крайне редко, притом в специфических условиях крайнего мелководья на участках с аридным климатом (Багамская отмель и др.).

Главная масса известывыделяющих форм, донных и особенно планктонных, обитает в тропиках и субтропиках, т. е. в морях с повышенной температурой воды и пересыщенных CaCO_3 . Но заметная доля их живет и в северных широтах, где поверхностная вода только насыщена или даже слегка недосыщена углекальциевой солью.

Что касается глубины обитания известывыделяющего зоопланктона, то она ограничивается в океанах практически верхними 100 м , глубже он

встречается крайне редко. Главная масса известкового бентоса приурочена к шельфу и началу континентального склона, но некоторые формы (криноидеи, морские ежи, ряд двустворок и т. д.) опускаются до самых больших абиссальных пучин. Биомасса бентоса, как было показано выше, при этом быстро убывает от шельфа к континентальному склону и от последнего к океаническому ложу в среднем в отношениях: $200 \rightarrow 20 \rightarrow 0,2$ г/м², т. е. па три порядка.

Весьма своеобразно распределение процентных содержаний CaCO₃ в донных отложениях Атлантического и Тихого океанов. По предыдущему можно ожидать, что на карте CaCO₃, как и на картах SiO₂ и C_{орг}, мы увидим более или менее явственное отражение гидродинамики поверхностных вод и, следовательно, три пояса повышенных содержаний карбонатов: северный, экваториальный и южный, отвечающие зонам дивергенции. На деле ничего даже отдаленно напоминающего указанные пояса в распределении карбонатов не отмечается (фиг. 48 а, б). Связь с гидродинамическим режимом на карте процентных содержаний CaCO₃+MgCO₃ нацело отсутствует, как бы стерта действием каких-то более могущественных факторов. Каких именно? Чтобы ответить на этот вопрос, рассмотрим несколько подробнее каждую из карт.

В Атлантическом океане (см. фиг. 48, а) интенсивное накопление CaCO₃ (>50%) происходит в обширной меридиональной полосе от 70° с. ш. до 55° ю. ш.; по отношению к экватору оно асимметрично и сдвинуто к северу (Емельянов и др., 1971). Это объясняется действием мощных теплых течений Гольфстрима и Северо-Атлантического, способствующих интенсивному биогенному карбонатообразованию на широтах, близких к северному полюсу. Между 70° с. ш. и 55° ю. ш. на карте отчетливо проступают, с одной стороны, полосы максимальных градаций CaCO₃: 50–70, 70–90 и более 90%, которые локализованы в срединной зоне океана, с другой — пятна минимальных градаций менее 10% CaCO₃, как бы сопровождающие полосы максимумов с запада и востока. По карте рельефа дна Атлантического океана нетрудно установить, что срединная зона максимального карбонатакопления отвечает Срединно-Атлантическому хребту с его глубинами 2000–3500 м, а пятна минимальных градаций — глубоководным впадинам: Ангольской, Бразильской, Калской, о-вов Зеленого Мыса, Северо-Американской, обладающих глубинами более 4500 м. Интенсивное накопление CaCO₃ в Мексиканском заливе и Карибском море происходит на глубинах до 3000 м. Таким образом, основные черты распределения CaCO₃ в Атлантическом океане между 70° с. ш. и 55° ю. ш. весьма отчетливо контролируются глубиной дна. Глубина, ниже которой CaCO₃ быстро исчезает из состава осадка, неодинакова в разных котловинах: в Бразильской она наименьшая и располагается на уровне 4800–5000 м (иногда даже 4500 м), в Северо-Американской же максимальная: до 5800–6000 м.

В Тихом океане CaCO₃ распределен иначе (см. фиг. 48, б). Максимальные накопления CaCO₃ здесь локализованы в более коротком меридиональном поясе между 10° с. ш. и 60° ю. ш., т. е. тоже асимметрично относительно экватора, но со сдвигом к южному полюсу. Причина — геоморфологическая: северная половина Тихого океана глубже южной и практически вся находится ниже критической глубины карбонатакопления.

Внутри меридионального пояса карбонатакопления различаются три полосы: западная — между азиатским берегом и меридианом 160° в. д., средняя между — меридианами 160° в. д. и 160° з. д. и восточная — между меридианом 160° з. д. и американским берегом. В западной полосе сложно переплетаются пятна и полосы с очень высоким содержанием CaCO₃ — свыше 70% или 50–70% и пятна с очень низкой карбонатностью. Первые отвечают приподнятым участкам дна с глубинами менее 4000 м, часто 3000–2000 м и меньше; вторые — котловинам с глубинами более 4500 м.

В средней полосе господствуют содержания CaCO_3 меньше 1%, на фоне которых множество пятен, где карбонатность резко увеличивается до нескольких десятков процентов. Бескарбонатные илы — красная глина — выстилают самую глубокую часть океанического дна, где глубины всегда больше 4500—4600 м и часто переваливают за 5000 м. Островообразные пятна с карбонатностью осадков в первые десятки процентов и выше отвечают поднятиям океанического ложа с высотами меньше 4500 м. На восточной трети океана область высоких и очень высоких содержаний CaCO_3 (50—70% и более) имеет вид треугольника с концом, загнутым на юго-запад. Высококарбонатные осадки локализованы на участках дна с глубинами менее 4500 м; полоса же, уходящая на юго-запад, в Индийский океан, отвечает срединному Южно-Тихоокеанскому хребту, смыкающемуся со срединным Индийским. Трапециевидная площадь на востоке, на 20° ю. ш., с карбонатностью менее 1% приходится на Перуанскую впадину с глубинами свыше 4500 м.

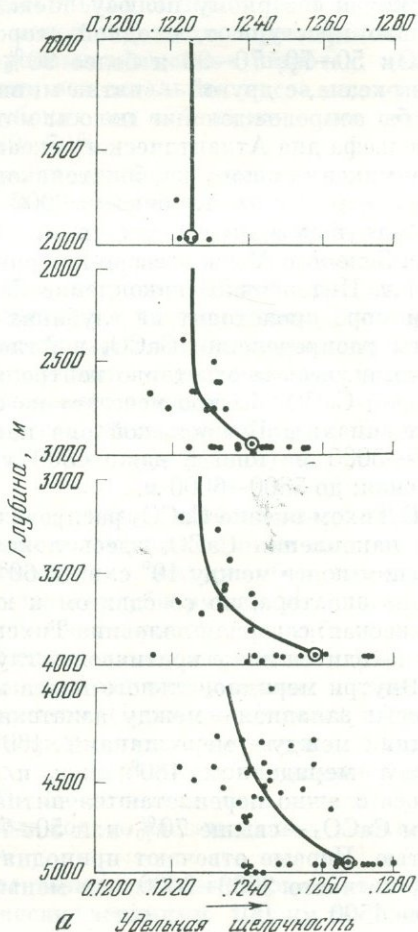
Таким образом, крайне сложная картина распределения CaCO_3 в зоне от 10° с. ш. до 60° ю. ш. имеет в основе своей влияние глубины дна. Там, где она ниже 4500 м или достигает 5000 м и больше, карбонатность осадков быстро падает до 1% и меньше; где глубины меньше 4500 м, она быстро возрастает до многих десятков процентов.

Итак, действие глубины как фактора, контролирующего степень карбонатности осадков, в Атлантическом и Тихом океанах вне сомнения. Она является первой причиной, сводящей на нет влияние гидродинамического режима на распределение процентных содержаний CaCO_3 в донных отложениях.

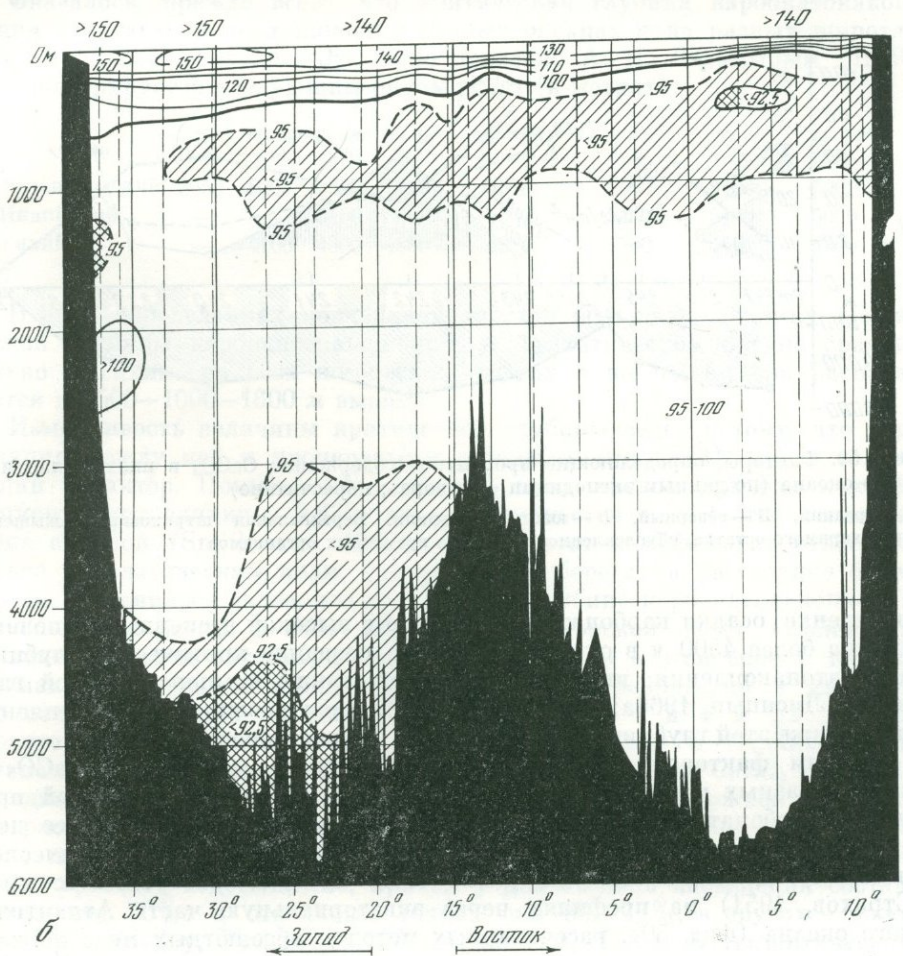
Фиг. 49. Карбонатные равновесия и накопление CaCO_3 в Атлантическом океане

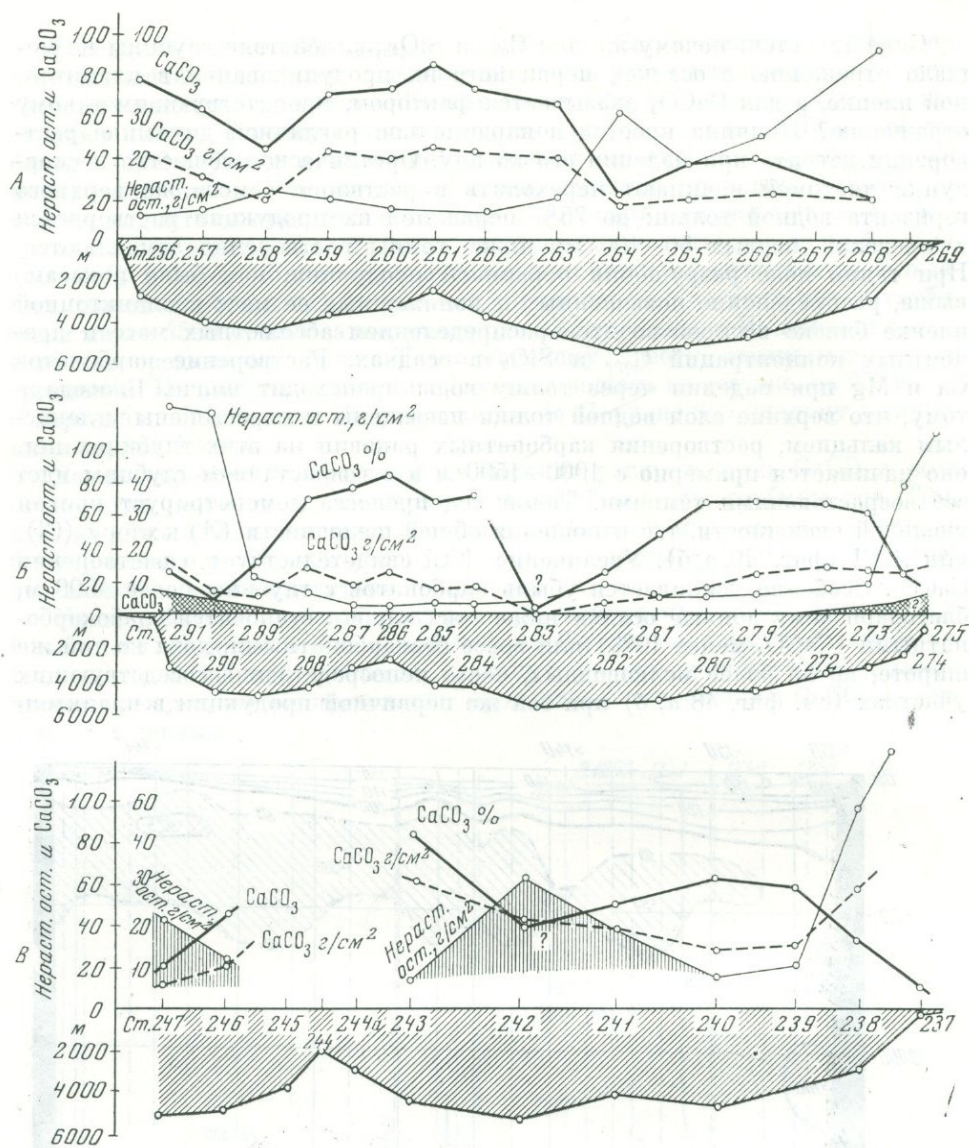
а — среднее вертикальное распределение удельной щелочности (A/Cl) в последней тысяче метров над морским дном, для глубин 2000, 3000, 4000 и 5000 м (по Н. Wattenberg, 1936, 1942);

б — степень насыщения (в %) океанической воды CaCO_3 на поперечном профиле на 15° ю. ш. Слева — Бразильская впадина со слабокарбонатными илами (красная глибоводная глина), справа — Ангольская котловина с глобигериновым илом (по Н. Wattenberg, 1936, 1942)



Спрашивается: почему же для $C_{орг}$ и $SiO_{2аутиг}$ действие глубины не мешало отражению в осадках первичного их продуцирования в планктонной пленке, а для $CaCO_3$ оказывается фактором, препятствующим такому отражению? Причина кроется в кардинально различной динамике растворения детрита при падении его ко дну. Органическое вещество и скорлупки диатомей начинают переходить в раствор с самого же верхнего горизонта водной толщи: до 75% первичной их продукции растворяется в пределах первых 50–100 м; ниже темпы растворения замедляются. При таком ходе разрушения первичной продукции, как было показано выше, распределение повышенных и пониженных ее масс в планктонной пленке близко воспроизводится распределением абсолютных масс и процентных концентраций $C_{орг}$ и SiO_2 в осадках. Растворение карбонатов Ca и Mg при падении через толщу воды происходит иначе. Благодаря тому, что верхние слои водной толщи насыщены и пересыщены углекислым кальцием, растворения карбонатных раковин на этих глубинах нет, оно начинается примерно с 1000–1500 м и с возрастанием глубины идет все возрастающими темпами. Такой ход процесса демонстрирует кривая удельной щелочности, т. е. отношения общей щелочности (A) к хлору (Cl), или A/Cl (фиг. 49, а, б). Увеличение A/Cl свидетельствует о растворении $CaCO_3$. Особенно усиливается убыль карбонатов с глубины более 4500 м, благодаря чему донные осадки ниже этих глубин становятся слабокарбонатными ($CaCO_3$ менее 10%) или вовсе бескарбонатными, хотя на той же широте, но на более мелководных, часто непосредственно соседствующих участках (см. фиг. 48 а, б) при той же первичной продукции в планктон-





Фиг. 50. Факторы, определяющие процентное содержание CaCO₃ в илах Атлантического океана (по данным экспедиции «Метеора»; пересчитано)

А — средний, Б — северный, В — южный профили. Вертикальная штриховка — повышение нерастворимого остатка, обусловленное примесью кремневых организмов

ной пленке, осадки карбонатны и нередко в высокой степени. Вот почему глубина более 4500 м в океанах получила название критической глубины карбонатнакопления; иногда ее называют также компенсационной глубиной (Лисицын, 1966а; Pytkowicz, 1970), имея в виду, что поступление CaCO₃ ниже этой глубины компенсируется его растворением.

Другим фактором, влияющим на процентное содержание CaCO₃ в осадках разных частей пелагиали даже при одинаковой первичной продукции карбонатов в планктонной пленке, является разбавляющее действие обломочного материала, поступающего с берега (или вулканической кластики). Влияние это уже давно было показано автором этих строк (Страхов, 1951) на профилях через экваториальную часть Атлантического океана (фиг. 50), рассчитанных методом абсолютных масс по дан-

ным К. Корренса (Correns, 1935). На профиле Б прекрасно видно, что абсолютные массы CaCO_3 мало изменяются от одной станции к другой, но процент CaCO_3 в осадке резко колеблется. Его изменения вызваны колебаниями абсолютных масс обломочного материала при переходе от прибрежных станций к пелагическим. То же видно и на профиле А. Но ведь обломочный материал является разбавителем также и для органического вещества, и для SiO_2 в Атлантическом океане. Почему же мы не видим его действия на картах процентных содержаний этих компонентов? Строго говоря, оно, конечно, существует и у них, но очень низкие содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ и $\text{SiO}_{2\text{аутиг}}$ в пелагических отложениях океанов не позволяют достоверно выявлять его наличие в силу недостаточной точности применяемых химических методик.

Итак, отсутствие отражения гидродинамического режима и первичной продукции CaCO_3 в планктонной пленке на картах процентных содержаний CaCO_3 в океанических илах объясняется искажающим действием глубины дна и разбавлением карбонатов обломочным материалом.

6. О факторах, контролирующих критическую глубину карбонатакопления в океанах

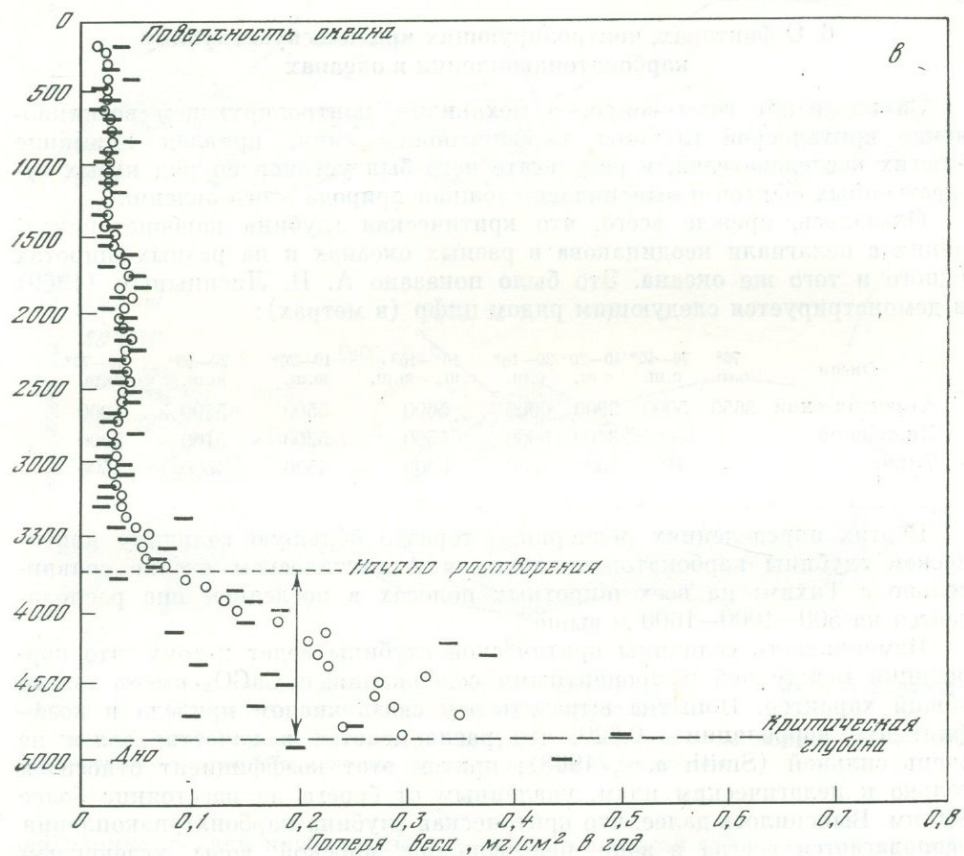
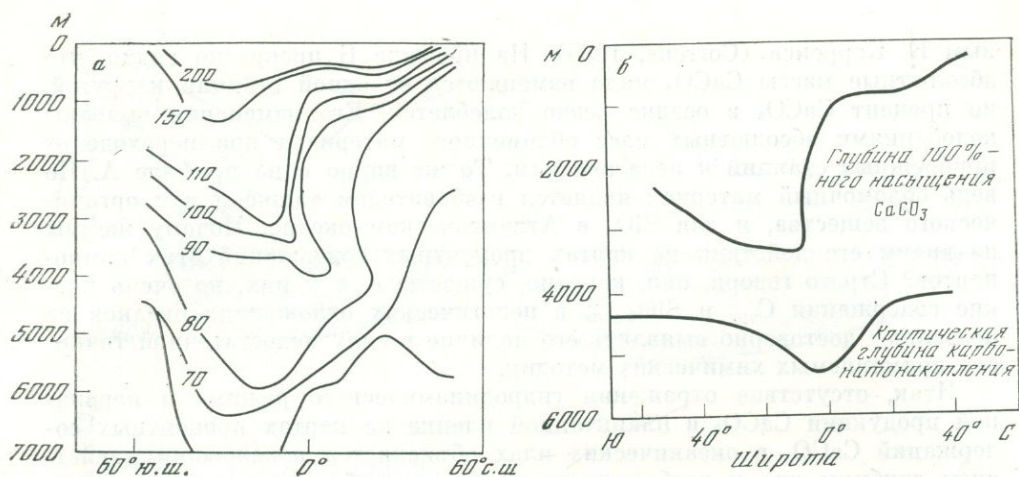
За последние годы вопрос о механизме, контролирующем возникновение критической глубины карбонатакопления, привлек внимание многих исследователей, в результате чего был установлен ряд новых существенных фактов и выяснилась сложная природа этого явления.

Оказалось, прежде всего, что критическая глубина карбонатакопления в пелагиали неодинакова в разных океанах и на разных широтах одного и того же океана. Это было показано А. П. Лисицыным (1969) и демонстрируется следующим рядом цифр (в метрах):

Океан	70° с.ш.	70—40° с.ш.	40—20° с.ш.	20—10° с.ш.	10°—10° с.ш. ю.ш.	10—20° ю.ш.	20—40° ю.ш.	40—70° ю.ш.
Атлантический	3650	5000	5900	6000	5600	5500	5400	5000
Индийский	—	—	3400	5000	5500	5200	5100	5000
Тихий	—	4100	4300	4850	5300	4500	4500	4500

В этих определениях подчеркнем гораздо большую величину критической глубины карбонатакопления в Атлантическом океане сравнительно с Тихим: на всех широтных полосах в последнем она располагается на 500—1000—1600 м выше.

Изменчивость величины критической глубины ведет к тому, что корреляция между ней и процентными содержаниями CaCO_3 имеет только общий характер. Попытка выразить эту связь числом привела к коэффициенту корреляции — 0,620, что расценивается в качестве связи очень сильной (Smith a. o., 1968); притом этот коэффициент относится только к пелагическим илам, удаленным от берега на расстояние более 800 км. Выяснилось далее, что критическая глубина карбонатакопления располагается всегда в зоне недосыщения морской воды углекислым кальцием, причем батиметрическое ее положение в этой зоне в разных океанах определяется характером карбонатных равновесий в их воде. Это отчетливо видно из сопоставления фиг. 51, а и б и фиг. 49, б, характеризующих карбонатные равновесия в Тихом и Атлантическом океанах. В Тихом океане кривая 100%-ного насыщения CaCO_3 имеет на меридиональном профиле по 170° з. д. сложный вид. В южной половине она располагается на глубинах 2000—3000 м, но к северу от экватора резко поднимается и проходит на глубинах от 1000 до 400 м. Ниже резко нарастает недосыщение, причем у дна степень насыщения составляет менее 70%; в отдельных точках она 69—72%, в других — даже 66—48% (Hawley, Pytkowitz, 1969; Pytkowicz, 1970). В Атлантическом



Фиг. 51. Карбонатные равновесия и накопление CaCO_3 в Тихом океане
 а — степень насыщения CaCO_3 (в %) океанической воды на меридиональном разрезе по 170° з. д. (по J. Hawley, V. Rytkowicz, 1969); б — соотношения границы насыщения CaCO_3 и критической глубины карбонатакопления (по V. Rytkowicz, 1970); в — скорость растворения кальцитовых шариков в зависимости от глубины (по M. Peterson, 1966). См. также объяснение в тексте

океане пересыщение ограничивается (Wattenberg, 1936; Wattenberg, Timmermann, 1936, 1937) верхними 200–500 м, ниже которых насыщенность воды CaCO_3 находится в пределах 95–100%; такое насыщение характеризует глубины до 6000 м, причем в отдельных впадинах, например Бразильской, в придонной части насыщение 95–92% и менее; эти

величины характерны для южной части Атлантического океана вообще. В целом же степень насыщенности воды углекислым кальцием в Тихом океане существенно меньше, чем в Атлантическом. Поэтому критическая глубина карбонатакопления в Тихом океане расположена батиметрически выше на 500—1600 м сравнительно с океаном Атлантическим. Иначе говоря, там, где общее недосыщение CaCO_3 глубинных вод больше, критическая глубина карбонатакопления выше некоторого среднего уровня; там, где степень недосыщения меньше, она опущена на большие глубины.

Поскольку критическая глубина во всех океанах располагается всегда в зоне недосыщения воды CaCO_3 , батиметрическое положение ее обуславливается, очевидно, не переходом раствора углекислого кальция от насыщения к недосыщению, как можно было бы думать, а действием каких-то других факторов. Каких именно?

Ответ на это дает опыт М. Н. Петерсена с растворением CaCO_3 в океанской воде (Petersson, 1966). Опыт был поставлен следующим образом. Из оптического кальцита был выточен 71 шарик, вес которых колебался от 2,5 до 15 г. Шарик были помещены в полиэтиленовую клетку таким образом, чтобы не затруднять в ней циркуляцию воды. Все клетки были распределены с интервалом в 70 м на упругой проволоке в вертикальный ряд от поверхности океана до глубины 5000 м и поставлены на мертвый якорь в точке $18^\circ 49'$ с. ш. и $168^\circ 31'$ з. д., в 1100 км от Гонулулу. Участок дна был плоский, без крупных подводных гор, покрыт осадками; гайот Горизонт находился в 30 км к югу от места эксперимента. Опыт длился немного больше четырех месяцев¹. После поднятия шарики были ополоснуты, еще в клетках, дистиллированной водой, бывшей в течение четырех месяцев в соприкосновении с тем же кальцитом, из которого были сделаны шарики, потом еще раз ополоснуты дистиллированной водой и высушены до воздушной сухости. В заключение шарики были извлечены из клеток и взвешены с точностью до 50 мкг. Потери от растворения были рассчитаны в мг/см^2 за год. Результаты показаны на фиг. 51, в; кружки отвечают округленным средним потерям для пяти соседних шариков, полоски — потерям индивидуальных образцов.

В нескольких сотнях верхних метров, отвечающих воде, пересыщенной CaCO_3 , шарики не обнаружили потерь. Ниже, вплоть до 3700 м потери были ничтожны по весу и постоянны по величине; они объясняются растворением в воде, ненасыщенной углекислым кальцием. Справедливость такого заключения доказывается тем, что фораминиферы, собранные на вершине гайота Горизонт (на глубине 1600 м), в 30 км к северу от экспериментальной станции, показывали ясные следы растворения. Ниже 3700 м обозначается резкий скачок потерь веса, что указывает на резкое усиление (или ускорение) процессов растворения — с 0,02 до 0,36 мг/см^2 за год, т. е. почти в 20 раз. Это ускорение (или усиление) растворения и приводит в итоге к полному исчезновению CaCO_3 в осадках наиболее глубоких участков океанского дна. Но что вызывает усиление растворения? На этот счет высказывались различные гипотезы. Не входя в их разбор, отметим лишь, что автор придерживается суждения, высказанного им еще в 1951 г. в монографии, посвященной известково-доломитовым фациям: под влиянием усиленного гидростатического давления обе константы диссоциации CO_2 , особенно вторая, увеличиваются и прежние по существу массы углекислоты становятся более активными растворителями. Это и приводит к потере больших масс CaCO_3 в осадке вплоть до его уничтожения.

При такой трактовке критическая глубина карбонатакопления, казалось бы, должна быть одинаковой во всех океанах и в разных местах внутри океана. На деле, как мы знаем, она заметно варьирует как меж-

¹ А не трех, как указано в статье А. П. Лисицына (1969).

ду океанами, так и внутри каждого из них. Объяснение дает сопоставление следующих цифр.

Годичный жидкий сток в Тихий океан составляет 1962 км^3 , в Индийский — 2523 км^3 , в Атлантический и Северный Ледовитый океаны — $10\,142 \text{ км}^3$ (Лисицын, 1974). Если допустить, что в каждом океане оседает главная масса принесенного с суши CaCO_3 , то получим, что общая седиментация его в Атлантическом будет существенно выше, чем в Тихом. Это совпадает с расчетами К. Турекьяна, согласно которым «в Атлантическом океане выпадает за 1000 лет $70 \cdot 10^{16} \text{ г CaCO}_3$, в Тихом же — $30 \cdot 10^{16}$ » (Turekian, 1965, стр. 107). При существенно большем годичном поступлении углекислого кальция естественно, что в Атлантическом океане степень насыщенности им глубоких горизонтов наддонной воды оказывается большей, чем в Тихом, и одновременно критическая глубина карбонатонакопления смещается на более низкий батиметрический уровень. Просто в Атлантике растворение не успевает «переработывать» большие массы биогенного CaCO_3 , падающие сверху. Локальные изменения критических глубин внутри одного и того же океана имеют в основе ту же причину, о чем автору пришлось уже писать в 1951 г. на примере Атлантики.

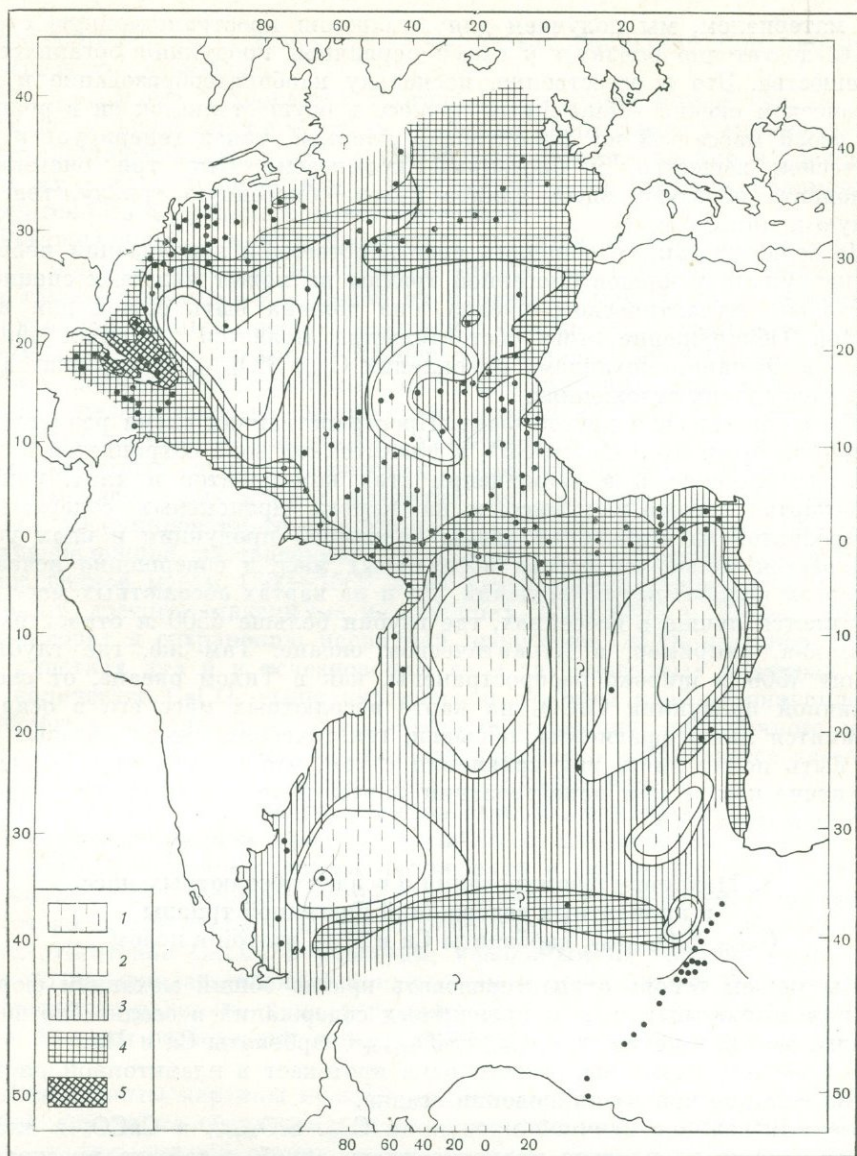
В итоге то, что называется критической глубиной карбонатонакопления в пелагиали океанов, оказывается явлением генетически сложным. В создании его участвуют физико-химические свойства CaCO_3 как химического соединения (изменения констант диссоциации при больших давлениях), особенности питания океанов углекальциевой солью и вариации продуктивности биоса внутри океана.

Подобно кремнистым осадкам карбонатные пелагические отложения, как следует из диаграмм (см. фиг. 51, б, в), находятся все в пределах водной массы, недосыщенной CaCO_3 , причем иногда значительно. И все же карбонаты в осадках сохраняются, даже если глубины больше критической. Механизм их сохранения здесь совершенно тот же, что был рассмотрен выше для SiO_2 .

7. Распределение абсолютных масс CaCO_3 в голоценово-верхнечетвертичных отложениях Атлантического океана и его значение для геохимии этого компонента

В связи со сложностью расчета механизма карбонатонакопления в процентном выражении исключительный интерес приобретает карта абсолютных масс CaCO_3 в голоценовых и верхнечетвертичных отложениях Атлантического океана, недавно опубликованная А. П. Лисицыным (1969). Нужно сказать, что количество точек, на которых основана эта карта ограничено, особенно в Южной Атлантике, почему и интерпретация ее, данная А. П. Лисицыным, не является однозначной. Карта может быть построена несколько иначе. Эта другая модификация показана на фиг. 52.

На ней отчетливо различаются три градации абсолютных масс: малая (содержания менее 0,1 и 0,1—1 г/см^2), средняя (1—10 г/см^2) и повышенная (10—30 и более 30 г/см^2). Первая градация локализована в глубоководных впадинах на глубинах больше критической для карбонатонакопления. Поэтому она не отражает здесь реальной продукции CaCO_3 над впадинами, а показывает лишь сохранившуюся от растворения часть ее. Средняя и повышенная градации абсолютных масс локализованы на участках дна выше критической глубины, и потому их следует рассматривать как отражающие реальную продуктивность биогенного карбонатообразования в наддонной воде. При такой трактовке градаций в Атлантическом океане отчетливо выделяются три пояса интенсивного биогенного карбонатообразования: североатлантический, экваториальный и южноатлантический. Первый отвечает примерно севе-



Фиг. 52. Распределение абсолютных масс CaCO_3 в голоценово-верхнечетвертичных отложениях Атлантического океана (в г/см^2) (по А. П. Лисицину, 1969, с изменениями)

1 — $<0,1$; 2 — $0,1-1,0$; 3 — $1-10$; 4 — $10-30$; 5 — >30 . Точки — станции наблюдения

роатлантической области интенсивного продуцирования планктоном органического вещества на карте О. И. Кобленц-Мишке (1965), второй — экваториальному поясу, третий — южному поясу. В прибрежной зоне вдоль западного и восточного берегов океана локализуется, правда не сплошь, циркумконтинентальная зона повышенных абсолютных масс CaCO_3 , отвечающая аналогичной зоне повышенной первичной продукции органического вещества планктоном¹.

Таким образом, устранив методом абсолютных масс искажения, возникающие под действием глубины дна и разбавления CaCO_3 обломоч-

¹ На карте О. И. Кобленц-Мишке отсутствуют данные по бентосу. При учете их по-лоса прибрежного карбонатного накопления усилится.

ным материалом, мы получаем для Атлантики пространственную схему CaCO_3 , достаточно близкую к схеме первичной продукции органического вещества. Это и естественно, поскольку карбонатообразование в Атлантическом океане — биогенный процесс и осуществляется он в решающей своей массе той же планктонной пленкой, которая генерирует и органическое вещество, и биогенный кремнезем. Эти три биогенных компонента образуют здесь единое целое — биогенную триаду, генерируемую планктоном.

Но если это так, то общность пространственной локализации первичной продукции у членов биогенной триады не может являться специфической только Атлантического океана, она должна быть общей для всех океанов. Обнаружение этого обстоятельства является крупным шагом вперед в познании механизма накопления $\text{C}_{\text{орг}}$, $\text{SiO}_{2\text{аутиг}}$ и карбонатов Ca и Mg в океанских отложениях.

Не менее важен и другой факт. Пространственная схема размещения первичной продукции $\text{C}_{\text{орг}}$ и SiO_2 в планктонной зоне сохраняется в значительной степени и в размещении этих компонентов в илах, притом и на картах абсолютных масс, и на картах процентных содержаний. У карбонатов же отражение схемы первичной продукции в илах устанавливается только на картах абсолютных масс и совершенно исчезает на картах процентных содержаний. Да и на картах абсолютных масс она сохраняется лучше в бассейнах, где глубин больше 4500 м относительно мало, как, например, в Атлантическом океане. Там же, где глубины больше 4500 м широко распространены, как в Тихом океане, от схемы первичной продукции CaCO_3 на карте абсолютных масс его в осадках сохраняются лишь фрагменты, обрывки, генетический смысл которых может быть понят лишь при сравнении с тем, что наблюдается в океане Атлантическом и при использовании карты гидродинамики поверхностного слоя воды.

8. Механизм формирования в осадке абсолютных масс и процентных содержаний биогенной триады ($\text{C}_{\text{орг}}$, $\text{SiO}_{2\text{аутиг}}$, карбонаты Ca и Mg), взятой в целом

Мы можем теперь охарактеризовать кратко общий механизм формирования абсолютных масс и процентных содержаний в осадке биогенной триады, взятой в целом, т. е. $\text{C}_{\text{орг}} + \text{SiO}_{2\text{аутиг}} + \text{карбонаты Ca и Mg}$.

В этом механизме две стадии: одна протекает в планктонной пленке, другая — на дне при возникновении осадка.

Формирование первичной продукции $\text{C}_{\text{орг}}$, $\text{SiO}_{2\text{аутиг}}$ и CaCO_3 в планктонной пленке происходит практически по одной и той же пространственной схеме. Наибольшие массы их возникают в области циркулярных течений, что создает северный, экваториальный и южный (приантарктический) пояса высоких содержаний в воде $\text{C}_{\text{орг}}$, $\text{SiO}_{2\text{аутиг}}$ и карбонатов CaCO_3 , а также объединяющие их промежуточные прибрежные циркумконтинентальные полосы. Внутренние части циркулярных течений (или их халистазы) с циклоническим режимом, обуславливающим подъем глубинных вод, также богаты первичной продукцией $\text{C}_{\text{орг}}$, SiO_2 и карбонатов $\text{Ca} + \text{Mg}$. При малых размерах эти области воды входят в состав южного, северного и экваториального поясов. Обширные субтропические халистазы благодаря антициклоническому характеру своего режима, исключаяющему подъем глубинных вод к поверхности, обладают минимальной первичной продукцией всех членов биогенной группы. Вполне вероятно, что внутри поясов усиленного продуцирования в планктонной пленке максимумы и минимумы $\text{C}_{\text{орг}}$, SiO_2 и CaCO_3 размещаются несколько (или даже значительно) различно, что придает индивидуальные черты распределению первичных абсолютных масс этих компонентов в общей пространственной схеме их генерации. Причины неодинакового разме-

щения кроются, надо думать, в особенностях биологического характера разных групп планктона.

Распределение компонентов биогенной триады на второй стадии, т. е. в осадках, контролируется двумя главными факторами: динамикой процессов растворения $C_{орг}$, SiO_2 и $CaCO_3$ при падении на дно и соотношением их масс с количеством одновременно поступающего обломочного (терригенного и вулканогенного) материала.

Растворение $C_{орг}$ и SiO_2 происходит главным образом в верхних 50—100 м морской воды, ниже которых темпы его постепенно снижаются. При такой динамике размещение их первичной массы, продуцированной планктонной пленкой, воспроизводится в осадке без существенных искажений их абсолютных масс и процентных содержаний. Обычно при ничтожных количествах первичных масс, достигающих дна в пелагиали океанов, разбавление их обломочным материалом оказывается практически неуловимым современными химическими методами (за исключением единичных случаев, связанных с вторичными оплываниями, например, этмодискусовых илов с поднятой дна во впадины). Растворение $CaCO_3$, продуцированного планктонной пленкой, происходит по схеме, противоположной растворению $C_{орг}$ и SiO_2 : оно отсутствует в верхней толще водной массы (500—1500 м) и прогрессивно усиливается в более глубоких, достигая максимума на глубинах более 4500 м. Такая динамика приводит к сохранению первичной продукции $CaCO_3$ на менее глубоких участках дна и к исчезновению ее в глубоководных впадинах. Так как количество $CaCO_3$ выше критической глубины карбонатакопления значительно и соизмеримо с количеством оседающего обломочного материала, то роль последнего, как разбавителя, легко улавливается здесь существующей методикой химического исследования илов.

В результате совместного действия глубины и разбавления кластикой размещение первичной продукции $CaCO_3$ в планктонной пленке отражается (и то с поправками на растворение в глубоководных впадинах) только на карте абсолютных масс карбонатов и совершенно не фиксируется на карте их процентных содержаний. В последней обычно отмечается тяготение $CaCO_3$ к участкам, удаленным от берегов, куда обломочного материала заносится меньше, чем в прибрежные, а также к тем прибрежным районам, куда терригенного материала вообще поступает мало. Все эти особенности легко улавливаются по карте Атлантического океана.

Для полноты картины подчеркнем, что геохимический процесс в биогенной триаде на обеих стадиях, т. е. от начала до конца, протекает в воде, не насыщенной органическими соединениями, SiO_2 и карбонатами Ca и Mg , т. е. в условиях, при которых чисто химические процессы образования твердых фаз из раствора и тем более накопление и сохранение их в осадке невозможны. Это глубокое противоречие снимается кинетикой геохимического процесса, характерной для биогенной триады.

Отправной пункт процесса — формирование органического вещества и выделение им из воды SiO_2 , $CaCO_3$, $MgCO_3$ с некоторыми присущими им микроэлементами — осуществляется фотосинтетически, т. е. совокупностью биохимических реакций, которые «работают» как в растворе, насыщенном этими соединениями, так и ненасыщенном ими. Результаты деятельности фитопланктона наследуются зоопланктоном («пищевой ряд»). Все последующее — после отмирания клеток — есть процесс деструктивный, разрушающий то, что сделано фотосинтезом. Деструкция несомненно дошла бы до своего логического конца, если бы не ряд тормозящих процессов, сдерживающих разрушение. При падении через наддонную воду скорость растворения меньше скорости падения, и это позволяет части первичной продукции, пусть небольшой, достичь дна. На дне растворение биопродуктов продолжается и они накапливаются в иловых водах; отсюда часть их мигрирует обратно — в наддонную

воду. Но скорость диффузии с самого начала намного меньше скорости распада, а в дальнейшем, с покрытием исходного слоя новым осадком, все уменьшается и, наконец, после погружения осадка ниже границы активного слоя (1,5 м) прекращается. При таких условиях продолжающееся растворение биогенных осадков в илах приводит рано или поздно к насыщению иловых вод органическим веществом, SiO_2 , CaCO_3 . С этого момента то, что уцелело от деструктивных процессов и растворения, уже прочно фиксируется в осадках. Возникают породы, содержащие биогенную триаду с сопровождающими ее микроэлементами.

Как велика потеря массы триады при деструкции и растворении ее в диагенезе, пока не установлено с достаточной надежностью. Для нас важно сейчас другое: показать, как в условиях бассейна с водой, не насыщенной карбонатами Ca и Mg, SiO_2 и органическим веществом, все же реализуется формирование осадков и пород, содержащих указанные компоненты, притом часто в больших количествах. То, что с чисто химической точки зрения представляется непонятным парадоксом и даже невозможностью, все-таки существует в огромном Мировом океане благодаря описанной кинетике геохимического процесса, взятого в целом. Незнание или непонимание этой кинетики является ахиллесовой пятой всех чисто физико-химических трактовок накопления SiO_2 и карбонатов в морских водоемах современности, всего послерифейского времени по крайней мере.

9. Две стороны в работе гидродинамического режима поверхностных слоев океанской воды

Выше было показано, что размещение абсолютных масс терригенной кластики полностью контролируется гидродинамическим режимом поверхностного слоя океанической воды. Сейчас мы могли убедиться, что и в локализации биогенной триады гидродинамика играет первостепенную, решающую роль. Выходит, что физический агент, контролирующий размещение двух генетически столь различных компонентов осадка, один и тот же. Как понять этот неожиданный факт? И насколько действительно велика близость географической локализации терригенной кластики и биогенных компонентов на дне?

Циркулярные течения, разносящие терригенную кластику в океанах, являются одновременно зонами, где в максимальной степени осуществляется вертикальное перемешивание воды, столь необходимое для процветания планктона. Подъем глубинных вод у восточных берегов континентов благодаря сгонным ветрам органически включается в систему циркулярных течений, является его составной частью. Точно так же и зоны дивергенций благодаря своей относительной узости входят в систему широтной циркуляции поверхностных вод. Таким образом, в этой циркуляции одновременно «работают» два типа движений воды: горизонтальные, играющие первостепенную роль в разnose поступающей в океан терригенной кластики, и вертикальные, поставляющие в верхние горизонты питательные соли из глубоких слоев, что поддерживает жизнь планктона и поставку на дно компонентов биогенной триады. Существование и теснейшее переплетение движений воды в двух разных плоскостях и обуславливает то, что схема циркулярных течений поверхностных вод океанов одновременно является решающим фактором и в размещении терригенной кластики, и в локализации в осадке компонентов биогенной триады — понятно только в том случае, когда оперируем абсолютными массами или скоростями седиментации.

Но если в принципиальном плане проблема локализации терригенной кластики и биогенной триады ясна даже при современных скудных данных, то степень близости их географического размещения еще предстоит по-настоящему выяснить. Мы находимся в самом начале применения

метода абсолютных масс (или скоростей седиментации компонентов) и потому можем говорить пока только о принципиальной сущности открывающейся картины. Выяснение деталей ее — дело будущего.

10. О воздействии биоса на формы нахождения Fe, Mn и микроэлементов в океанской воде

Кроме непосредственного осаждения и накопления в осадках $C_{орг}$, $SiO_{2аутиг}$, $CaCO_3$ и $MgCO_3$, биос производит еще и другую, невидимую непосредственно, но чрезвычайно важную для понимания геохимии осадочного процесса работу: он переводит большую или меньшую часть взвесей элементов, поступающих с водосборов, в более подвижную растворенную форму.

Как это осуществляется, удобно рассмотреть на примере Fe, геохимия которого в океанах изучена лучше, чем других элементов (Харвей, 1948).

Содержание Fe в морской воде ничтожно и за пределами зоны непосредственного воздействия речного стока измеряется 1–20 $мкг/л$, чаще всего 3–6 $мкг/л$ (Харвей, 1938). Из этого количества главная масса находится в виде железоорганических соединений, очень незначительная — в виде гидроокиси $Fe(OH)_3$. Учитывая, что произведение растворимости гидроокиси крайне мало (10^{-38}), окисное железо никак не может находиться в морской воде в виде ионного раствора, но должно образовывать коллоидные суспензии, как полагают, с очень малыми размерами мицелл. Постепенное укрупнение этих мицелл при их столкновениях ведет к медленному осаждению их на дне (Харвей, 1948). Растворенные в море органические железосодержащие соединения, напротив, не насыщают морскую воду и могли бы дальше концентрироваться в ней, но этому препятствует (по X. Харвею) их постепенный гидролиз с образованием $Fe(OH)_3$, которая далее коагулирует и садится. Так в конечном счете уходит на дно в виде гелей гидроокиси и то железо, которое внесено в бассейн в виде железоорганических соединений.

Уже в зоне смешения речных и морских вод биос поглощает внесенное в океан Fe. Растворенная его часть входит в состав протоплазмы (хлорофилл) и после отмирания растительной клетки вновь возвращается в воду в виде железоорганических соединений, постепенно гидролизующихся и осаждающих на дно гидроокись железа. Железо речных взвесей, прилипающее к растительным клеткам, потребляется ими путем растворения прилипших частиц кислыми выделениями клеток. Тем самым железо речных взвесей в бассейне переводится сначала в железо протоплазмы живой клетки, потом — в растворимые железоорганические соединения, способные к длительному переносу, но в конце концов все-таки гидролизующиеся и доставляющие на дно $Fe(OH)_3$. Переработка менее геохимически подвижной формы железа речных взвесей в гораздо более подвижные железоорганические соединения и является главной геохимической функцией биоса.

Но одним железом в данном случае дело не ограничивается. Как указывалось выше, тонкопелитовая и субколлоидная фракции речных взвесей обогащены сорбированными на их поверхности Cu, Ni, Co, Pb, Zn и другими элементами. При использовании фитопланктоном железосодержащих взвесей клеткой поглощаются и все сорбированные ими микроэлементы, которые возвращаются в морскую воду после отмирания клетки в виде элементоорганических довольно стойких соединений, способных к далекой миграции. В конечном счете гидролиз этих соединений всегда дает окисные формы микроэлементов, осаждающихся на дно. Таким образом, можно сказать, что благодаря биосу в океанах происходит в больших размерах геохимическая трансформация некоторой части взвесей многих элементов в более транспортабельную и под-

вижную форму растворов. Освободившиеся после гидролиза Co, Ni, Cu, V соосаждаются с Fe или Mn либо — в некоторых случаях — сорбируются ими. Мысль о паличии трансформации части взвесей в растворенную форму возникла у автора этих строк при изучении описанного выше Японского профиля и была высказана в общей форме в статье 1973 г., но выразить количественно эту трансформацию тогда не удалось (Страхов, Волков, Лисицина, 1973). В настоящее время для части элементов уже появилась возможность такой оценки. Я имею в виду статью А. П. Лисицына и В. В. Гордеева «О химическом составе взвеси и воды морей и океанов» (1974).

Вычисление отношений взвешенной части элементов к растворенной в речном потоке и в океанской воде дает следующий ряд цифр:

	Pb	Fe	Mn	Cu	Zn
В речной воде при мутности 50 мг/л	5	4	3,75	0,5	0,75
В океанской воде	1	1,4	0,06	0,2	0,09

Как видим, у всех элементов доля взвешенной формы сократилась и часто весьма значительно, а доля растворенной резко возросла. При этом у каждого элемента изменения произошли в разной степени. Если бы решающую роль в трансформации играло резкое уменьшение мутности океанской воды сравнительно с речной, то, как вытекает из диаграммы (см. фиг. 1), изменения у всех элементов были бы примерно одного порядка и соотношения их в ряду подвижностей сохранились. На деле же изменения у каждого элемента свои, особые, индивидуальные, резко разные, а места элементов в ряду подвижности стали другими. Это могло произойти только под воздействием какого-то фактора в океанской воде, который трансформировал отношение взвесей к растворам и притом селективно — у каждого элемента по-своему. Им мог быть только биос. Эта трансформирующая формы нахождения элементов и резко увеличивающая их миграционные возможности роль биоса помогает многое объяснить в их распределении в осадках океанов.

Глава V

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ Fe, Mn И МИКРОЭЛЕМЕНТОВ НА ПОПЕРЕЧНЫХ ПРОФИЛЯХ ЧЕРЕЗ ОКЕАНЫ¹

1. Стратиграфическая база анализа. Методика работы

Объектом, на котором в первую очередь будет поставлен анализ интересующей нас проблемы, является уже описанный выше (см. гл. IV) Японский профиль в северо-западной части Тихого океана.

Стратиграфия отложений на профиле была изучена Н. А. Лисицыной и О. А. Дворецкой (1972), которые использовали данные океанологов (Лисицын, 1971) и показали, что на профиле выделяются две пачки. Верхняя в прибрежье сложена толщей в 300 см, в пелагиали — около 10 см. Ниже располагается вторая пачка с такими же мощностями, но представленная менее полно в прибрежной части (зоны I и II) (см. фиг. 33, а, б). Еще ниже присутствуют по крайней мере еще две пачки, но улавливаются они только в пелагической части профиля.

Из сказанного видно, что наиболее подходящим объектом для наших целей является верхняя пачка; все нижеследующее и будет построено на анализе именно ее.

Оговоримся, что, выбирая в качестве объекта верхнюю пачку, мы создаем, что обоснование ее в качестве стратиграфической единицы обладает некоторой условностью, ибо получено комбинацией палеонтологических данных в прибрежной зоне с радиометрическими данными по скоростям отложений в пелагической области (Романкевич и др., 1966; Лисицын, 1971).

Такая комбинация обуславливает, конечно, некоторые ошибки. Однако разница в мощностях осадков в прибрежной и пелагической областях столь велика, что, если бы в дальнейшем, с уточнением данных, она несколько сгладилась путем, например, увеличения мощностей пелагических отложений в 2—3—4—5 раз, общая картина распределения сохранилась бы и выводы, полученные из нее методом абсолютных масс, принципиально в существе своем также остались бы, хотя конкретные цифры стали бы иными.

Для получения абсолютных масс осадка в разрезе необходимо знание не только мощностей разреза, но и объемных весов слагающих его отложений. Искомая абсолютная m для каждого разреза находится из формулы:

$$m = VP,$$

где: V — средний объемный вес осадка; P — мощность колонки. Если основание разреза равно 1 см², то масса выражается в г/см².

При мощностях разреза в 300 см в I, II и III зонах профиля количество определений объемного веса четыре — восемь (в зависимости от однородности колонки); дальше в море число определений постепенно убывает до трех и даже двух на разрез. Всего выполнено 83 определения.

¹ Эта глава представляет собой переработку статьи, опубликованной автором совместно с И. И. Волковым и Н. А. Лисицыной в 1973 г.

Располагая величинами m для всех 16 разрезов профиля, можно построить кривую изменений абсолютных масс в направлении от берега в пелагиаль (фиг. 53). Величины масс изменяются от 408 г/см² на ст. 59 до 24,7—14,8 г/см² в пелагической зоне. Только на первых четырех станциях величины m колеблются довольно значительно, на последующих — колебания уменьшаются и величины плавно падают до указанного минимума.

В дальнейшем удобнее пользоваться не конкретными значениями m по каждому разрезу, а массами, усредненными по зонам. Эти усреднения показаны в табл. 31 и отражены на фиг. 53. Нетрудно видеть, что усредненная кривая близко повторяет кривую по конкретным разрезам, особенно мористее II зоны. Эту кривую будем называть в дальнейшем кривой P . На этой кривой показаны содержания $\text{SiO}_{2\text{аутиг}}$ в осадке, и, таким

Таблица 31

Изменения средних абсолютных масс осадка на Японском профиле

Компоненты	Зона					Сумма
	I	II	III	IVa	IVб	
Абсолютные массы осадков, г/см ²	354	256	216	86,7	18,8	—
Их отношения к абсолютной массе первой зоны	1	0,75	0,61	0,25	0,053	—
Абсолютные массы, приведенные к ширине зоны	1841	2716	2322	1344	306	8529
То же, % от общей приведенной массы по профилю	21,6	31,8	27,2	15,8	3,6	100

образом, исключая этот крупный по массе компонент, можно получить ход изменения собственно кластической части осадка¹.

Знание средних абсолютных масс осадка в разных фациальных зонах позволяет решить две взаимосвязанные задачи: 1) вычислить абсолютную массу вещества во всем верхнем горизонте на всем протяжении профиля; 2) выяснить, какая часть (%) этой массы отложилась в пределах каждой зоны, иными словами, вскрыть реальный ход распределения общей массы вещества вдоль профиля.

Первая задача решается просто. Умножив среднюю абсолютную массу (m) каждой зоны на ее ширину (n), получим количество вещества во всем верхнем горизонте в пределах каждой зоны. Сложив величины $m_1n_1 + m_2n_2 + m_3n_3 + m_4n_4 + m_5n_5$, т. е. массы вещества в пределах каждой зоны, получим величину A , изображающую всю массу вещества во всем верхнем горизонте в пределах профиля².

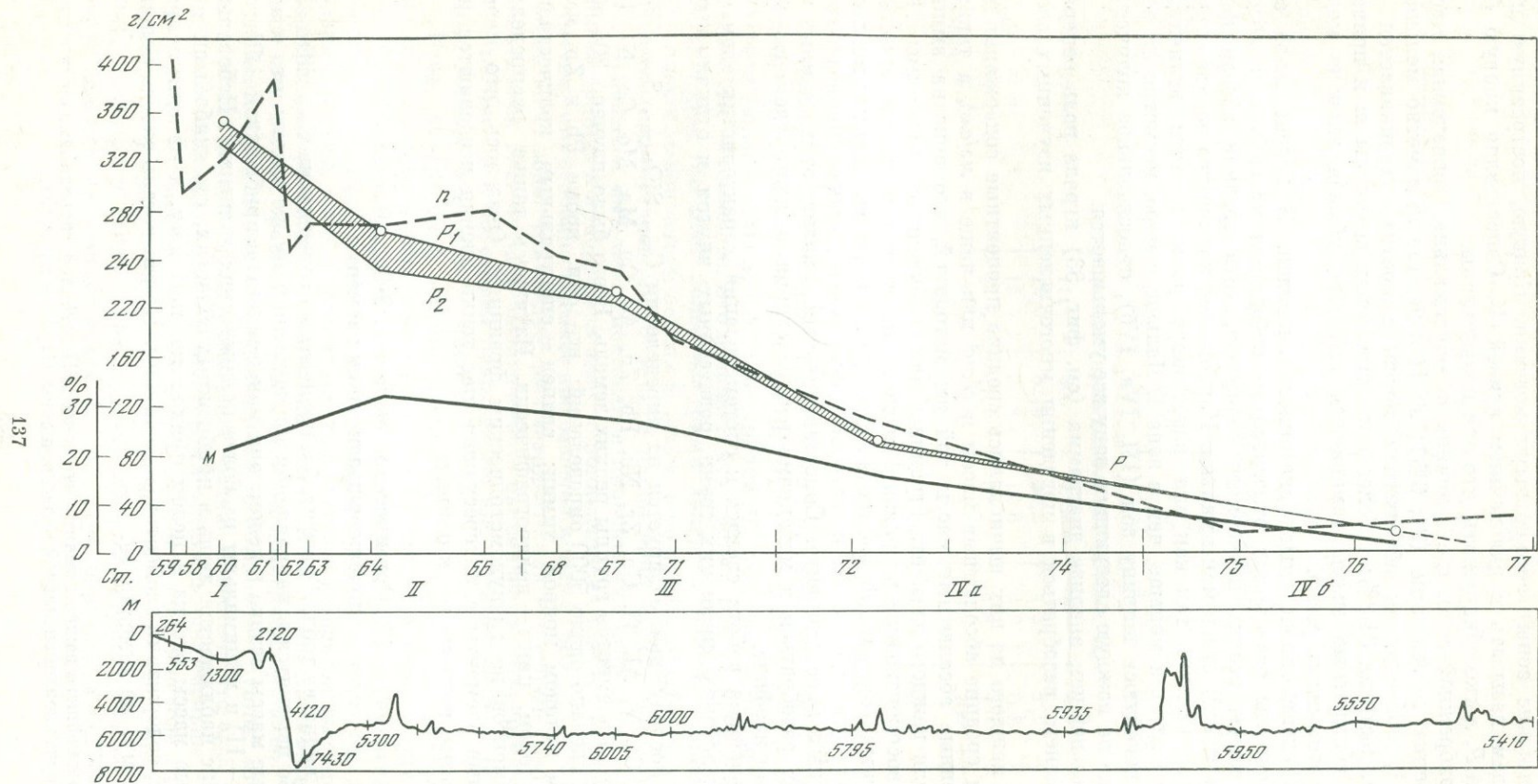
Отнеся теперь к A каждое из слагаемых m_1n_1 , m_2n_2 и т. д. и умножив частное от деления на 100, получим долю вещества (%) от общей его массы, отложенную в пределах каждой зоны:

$$a_1 = \frac{m_1n_1 \cdot 100}{A} \text{ в I зоне;}$$

$$a_2 = \frac{m_2n_2 \cdot 100}{A} \text{ во II зоне и т. д.}$$

¹ На последующих рисунках в верхней части диаграмм всегда воспроизводится кривая P .

² Вместо реальных величин n , выраженных в километрах или милях, брались величины в сантиметрах, измеренные на рабочем профиле (см. фиг. 53). Для зоны I — это 5,2 см; зоны II — 10,25 см; III — 10,75 см; IVa — 15,5 см; IVб — 16,25 см; отбросив миллиметры, получим относительные величины ширины зон, что для наших целей вполне достаточно.



Фиг. 53. Распределение абсолютных масс осадка по Японскому профилю

n — абсолютные массы осадка по конкретным станциям; P_1 — усредненные абсолютные массы осадка (по зонам I—IVб); P_2 — то же, без SiO_2 аутиг (содержание SiO_2 показано штриховкой); M — приведенные абсолютные массы

Величины a_1, a_2, a_3, a_4, a_5 будем называть в дальнейшем приведенными (к ширине зоны) абсолютными массами. Кривую, построенную на них, будем называть в дальнейшем кривой M . Сопоставляя кривую M с кривой P , легко обнаружить, что они неидентичны.

В прибрежной зоне, где величина m максимальна, приведенная масса умеренна по величине (21, 6%); во II зоне, где m заметно меньше, чем в I, приведенная абсолютная масса, напротив, увеличивается в 1,5 раза, достигая 31,8%; в более мористых зонах величины m и приведенные абсолютные массы изменяются согласно, убывая вначале медленно, потом очень резко.

Седиментационный смысл сказанного очевиден. В I зоне из-за ее малой ширины осаждается относительно небольшая часть общей абсолютной массы осадка изучаемого горизонта, хотя средняя абсолютная масса m ($г/см^2$) здесь максимальна. Наибольшее количество осадка сгружается во II зоне, так как она вдвое шире зоны I, хотя величины m ($г/см^2$) здесь и меньше, чем в зоне I. Дальше в море, несмотря на все увеличивающуюся ширину зон (III, IVa, IVб), относительное количество осадка на каждую следующую зону все уменьшается.

В дальнейшем анализе диаграмма (см. фиг. 53) играла роль репера, позволившего разобраться в поведении многочисленных изученных элементов.

Для каждого из них вычислялись средние процентные содержания по зонам и средние абсолютные массы в $г/см^2$ или чаще в $мг/см^2$, а также приведенные абсолютные массы той же методикой, что описана выше. Затем для каждого элемента строились две сопряженные диаграммы. На первой воспроизводилась кривая P и здесь же строилась кривая средних процентных содержаний элемента по зонам. На второй диаграмме воспроизводилась кривая M , к которой добавлялась кривая приведенных абсолютных масс элемента. Сопоставительный анализ этих данных и позволил разобраться в механизме распределения каждого элемента на Японском профиле.

Дальнейшая работа свелась к систематизации характеристик элементов и выделению среди них групп, родственных внутри и отличных от других.

Все последующее базируется на определении $C_{орг}$, $SiO_{2аутиг}$, $S_{восст}$, Se , Fe , Ge , Cr , V , Al , Ti , Ga , Zr , Nb , Pb , Zn , As , Cu , Mn , Mo , Co , Ni , P , а также 16 элементов группы редких земель. Всего было изучено 204 образца и сделано около 5000 определений; все они, кроме Pb и Zn , выполнены методом мокрой химии; свинец — спектральным количественным методом, цинк — полярографически. Изучалось также распределение элементов по гранулометрическим фракциям. Оказалось, что перечисленные элементы с интересующей нас точки зрения разделяются на три группы, которые мы и опишем.

2. Органическое вещество, $SiO_{2аутиг}$ и сопровождающие их элементы

Как видно из табл. 32 и фиг. 54, процентные содержания $C_{орг}$, $SiO_{2аутиг}$, $S_{восст}$, Se изменятся в направлении профиля по тому же закону, что и абсолютные массы осадка в целом: они максимальны в прибрежной области (зоны I—II) и минимальны на более пелагических участках¹. Небольшой диссонанс наблюдается лишь в прибрежных областях, где наибольшие абсолютные массы осадка в целом приходятся на I зону, а максимум процентных содержаний элементов — на II зону. Но эта деталь слегка усложняет схему, не отменяя ее.

¹ Для дальнейшего важно помнить, что зоны I+II отвечают гидродинамически активной циркуляционной области, а зоны III+IV — халистазе.

Таблица 32

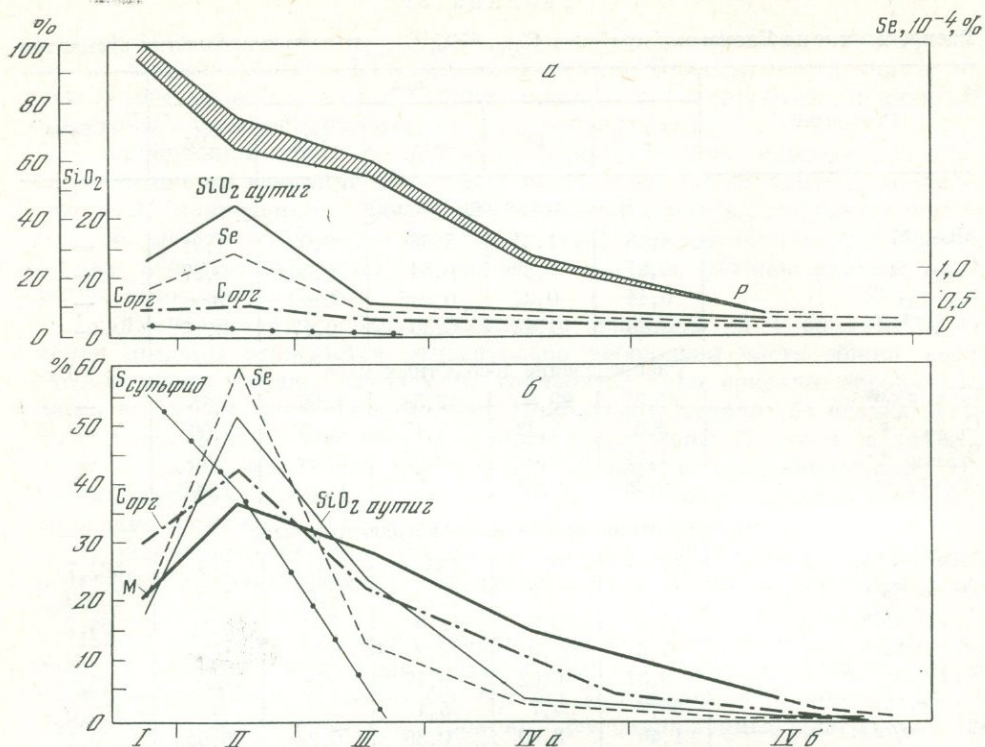
Распределение по Японскому профилю $C_{орг}$, $SiO_{2аморфн}$ и сопровождающих элементов

Компоненты	Зона					Сумма
	I	II	III	IVa	IVб	
Процентные содержания						
SiO_2 , %	6,18	11,34	5,86	2,0	1,91	—
$C_{орг}$, %	0,87	0,89	0,54	0,30	0,27	—
$S_{редуц}$, %	0,44	0,22	0,035	Нет	Нет	—
Se 10^{-4} , %	0,80	1,42	0,36	0,17	0,16	—
Распределение абсолютных масс						
SiO_2 , г/см ²	21,33	29,8	12,58	1,69	0,35	—
$C_{орг}$, »	3,0	2,32	1,17	0,25	0,06	—
$S_{редуц}$, »	1,61	0,59	0,07	Нет	Нет	—
Se, мг/см ²	0,28	0,38	0,08	0,014	0,003	—
Распределение приведенных абсолютных масс						
SiO_2 , г/см ²	111	305	135	26	5,7	582,7
То же, %	19,0	52,3	23,2	4,5	1,0	100,0
$C_{орг}$, г/см ²	15,6	23,8	12,6	3,9	0,8	56,7
То же, %	27,6	41,9	22,2	6,9	1,4	100,0
$S_{редуц}$, г/см ²	8,37	6,02	0,77	Нет	Нет	15,16
То же, %	55,2	39,7	5,1	»	»	100,0
Se, мг/см ²	1,46	3,90	0,86	0,22	0,05	6,49
То же, %	22,5	60,1	13,2	3,4	0,8	100,0

Интересные соотношения наблюдаются в нижней части диаграммы. Здесь видно, что приведенные абсолютные массы всех элементов прибрежной области (зоны I + II) лежат выше кривой M, тогда как мористее, начиная с зоны III, — ниже нее. Это означает, что в зонах I + II накопление $C_{орг}$, SiO_2 , $S_{редуц}$, Se идет более быстрыми (опережающими) темпами сравнительно с накоплением осадка в целом, в более мористых зонах — более медленными, отстающими от темпов накопления осадка в целом. Такие соотношения и вызывают повышение процентных содержаний элементов нашей группы в прибрежной зоне и понижение их в зонах пелагических. Отметим, что особенно высокое превышение кривых SiO_2 , $C_{орг}$, Se наблюдается во II зоне, что следует рассматривать как некоторый сдвиг накоплений этих элементов в пелагическом направлении относительно осадка в целом. Он и обусловил повышенные процентные содержания SiO_2 , Se во II зоне сравнительно с зоной I.

Итак, характерной чертой группы $C_{орг}$, $SiO_{2аморфн}$, $S_{редуц}$, Se является совпадение последовательного хода осаждения абсолютных масс элементов с изменением их процентных содержаний в осадках. Тем самым группа SiO_2 , $C_{орг}$, $S_{редуц}$ и Se на нашем профиле демонстрирует тот довольно редкий случай, когда процентные содержания элементов непосредственно отражают реальные усиления или ослабления их накопления в осадке, и по ним можно правильно судить об этом последнем процессе.

Имеется и еще одна существенная особенность группы: отсутствие постоянных связей с гранулометрией осадка. Известно, что $C_{орг}$ концентрируется главным образом в пелитовой фракции осадка, меньше — в алевритовой и еще меньше — в песчаной. Поэтому при переходе от песков, обильных в I зоне, к алевритам и пелитам II зоны содержание $C_{орг}$ растет, однако эта связь с гранулометрией удерживается только в очень ограниченных по ширине зонах I + II. При переходе в более пелаги-



Фиг. 54. Распределение процентных содержаний (а) и приведенных абсолютных масс (б) $C_{орг}$, $SiO_{2аутиг}$, $S_{редуц}$, Se по Японскому профилю. Обозначения кривых см. на фиг. 53. Кривая P приведена к 100%

ческие области (зоны III + IV) в осадках того же гранулометрического типа и даже еще более тонкозернистых (тонкие пелиты) содержание $C_{орг}$ падает до очень низкого уровня (0,2—0,3%) и перестает зависеть от гранулометрического типа. Аналогичное наблюдается и в распределении $SiO_{2аутиг}$. В узкой прибрежной зоне $SiO_{2аутиг}$ накапливается в более тонких отложениях, главным образом в мелкоалевритовых и алевритовых илах, причем размерность скорлупок диатомей в значительной мере определяет здесь гранулометрический тип отложений. С переходом в более пелагические области, т. е. дальше от берега, столь же тонкозернистые осадки беднеют $SiO_{2аутиг}$ и переходят в обычные терригенные илы.

Причина приуроченности $C_{орг}$ и $SiO_{2аутиг}$ к прибрежной зоне и отсутствие связи с гранулометрией на нашем профиле очевидна. Зоны I+II профиля отвечают области повышенной продуктивности фитопланктона. Начиная с зоны III и дальше профиль проходит в пределах халистазы II с конвергентным режимом, и это сразу же сказывается и на продуктивности планктона, и на содержаниях $C_{орг}$ и $SiO_{2аутиг}$ в осадках; все более тонкозернистые осадки становятся все беднее обоими компонентами.

Биогенное происхождение обоих компонентов при относительно незначительной роли гидродинамически обусловленного сноса в пелагиаль препятствует установлению каких-либо определенных и постоянных соотношений между гранулометрией осадков и содержанием в них $C_{орг}$ и $SiO_{2аутиг}$.

Из сказанного видно, что накопление этих двух компонентов связано со стадией седиментогенеза. Иначе обстоит дело с $S_{редуц}$ и Se . Дж. Меррею и А. Ренару (Murrey, Renard, 1891) было известно и позже подтверждено и общепризнано, что появление $S_{сульфид}$ в илах является результатом редукции SO_4 иловой воды органическим веществом в диагенезе и что этот

процесс контролируется качеством и количеством органического вещества в осадках. Наличие связи $C_{орг}$ и $S_{редуц}$, правда без прямой пропорциональности, видно и в табл. 32. Таким образом, $S_{редуц}$ тесно привязана к $C_{орг}$, хотя связь эта поздняя и возникает лишь в диагенезе. Она обязана подтоку SO_4^{2-} из наддонной воды в ил по мере редуцирования в последней сульфатного иона. Этот процесс был детально разобран автором в 1972 г.

Полный параллелизм поведения Se и $S_{редуц}$, выступающий в табл. 32, свидетельствует, что и селен накапливается в осадках I + II зон в ходе диагенеза за счет редукции селенат-иона. Поступление Se в осадки прибрежных районов, имеющих сильно восстановленный характер, по И. И. Волкову с соавторами (1974), происходит так же, как и серы, «в результате диффузии из наддонной воды в результате создающегося градиента концентраций между наддонной и иловой водой. В восстановительной зоне в присутствии свободного H_2S селенат, поступающий из наддонной воды, восстанавливается до селенита и затем до элементарного селена и теряет подвижность, переходя в твердую фазу. Именно такой механизм позволяет объяснить более высокие содержания Se в толще осадка по сравнению с поверхностными слоями... Как и для серы, окислительно-восстановительные процессы, протекающие с участием органического вещества, приводят к обогащению донных отложений селеном» (стр. 10).

Итак, все особенности распределения $C_{орг}$, $SiO_{2аутиг}$, $S_{редуц}$, Se на Японском профиле логически вытекают из их теснейшей связи с биосом. У первых двух членов ряда эта связь проявляется непосредственно и на стадии седиментогенеза, у двух других — опосредственно (через $C_{орг}$) и на стадии диагенеза. Поэтому мы вправе называть нашу тетраду группой биогенной.

Мы не занимались изучением распределения в осадках Японского профиля йода и брома. Но по работам ряда исследователей (Виноградов, 1939; Гуляева, Иткина, 1962, 1964; Шишкина, 1972; Павлова, Шишкина, 1973) известно, что йод и бром, особенно первый, тяготеют к осадкам, обогащенным органическим веществом. Для отложений северо-западной части Тихого океана и Охотского моря, т. е. области, внутри которой пролегает прибрежная часть нашего профиля, это было установлено О. В. Шишкиной (1972). Базируясь на ее наблюдениях, следует присоединить йод и бром к нашей тетраде. И, конечно, сюда же должен быть отнесен азот в твердой фазе осадка, ибо органическое вещество является единственным поставщиком в осадки этого элемента. Не исключено, что в дальнейшем биогенная группа обогатится новыми членами.

Всегда ли, однако, т. е. на всех ли участках океана, биогенная группа элементов так отчетливо тяготеет к прибрежной зоне, как мы видели это на нашем профиле? Мы не располагаем цифровыми данными для ответа на этот вопрос и можем решать его пока исходя из общих соображений. Биомасса и продуктивность планктона, как известно, контролируется гидродинамическим режимом океана. Она велика в прибрежной полосе из-за влияния здесь сгонных течений и повышенной смешиваемости поверхностных и глубинных вод, приносящих питательные компоненты. Но она велика и в зонах дивергенций океанических вод, вдали от берегов, где также глубинные воды поднимаются вверх. Как было показано в главе IV, все три полосы дивергенций характеризуются повышенными содержаниями $C_{орг}$ в осадке. Отсюда следует, что реальная картина распределения элементов биогенной группы должна быть более сложной, чем показывает наш профиль. В областях дивергенций повышенные накопления их будут иметь место, вероятно, и в пелагической области океанов в виде ограниченных по ширине, но протяженных полос. Карта распределения $C_{орг}$ в осадках дает зримый пример локализации биогенной группы на площади Тихого океана.

3. Железо-марганцевая группа элементов

К этой группе относятся 18 элементов: Fe, Cr, Ge, V, Al, Ti, Zr, Ga, Ta, Nb, Pb, Zn, As, Cu, Mn, Mo, Co, Ni. Они образуют четыре подгруппы: собственно железную (Fe, Ge, V, Cr), гидролизатную (Al, Ti, Zr, Ga, Ta, Nb), халькофильную (Pb, Zn, As, Cu) и собственно марганцевую (Mn, Co, Ni, Mo). Распределение их в осадках Японского профиля резко отличается от распределения биогенной группы.

Таблица 33

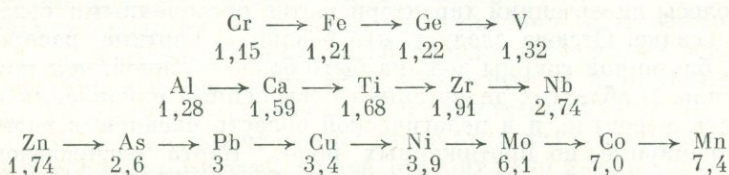
Распределение процентных содержаний железо-марганцевой группы элементов

Компоненты	Зона					IVб/I
	I	II	III	IVa	IVб	
Fe	4,41	3,34 (3,80) *	4,29	4,95	5,17	1,21
Cr	75	70 (80) *	60	65	86	1,15
Ge	1,8	1,6 (1,8) *	1,6	2,1	2,2	1,22
V	103	102 (115) *	125	133	136	1,32
Al	6,35	6,29	7,25	7,83	8,12	1,28
Ti	0,35	0,33	0,36	0,44	0,59	1,68
Ga	17	19	22	26,5	27	1,59
Zr	139	185	235	254	266	1,91
Nb	6,3	6,5	7,3	11,3	17,3	2,74
Pb	10	15,4	21	27,5	30	3
Zn	83,5	86	80	140	145	1,74
As	5,5	5,6	6,6	13,5	14,2	2,58
Cu	64	79	124	125	220	3,4
Mn	0,07	0,073	0,20	0,25	0,52	7,4
Mo	1,4	2,5	8,4	4,5	8,5	6,1
Ni	50	44	95	133	194	3,9
Co	12,6	11	22,3	44	88	7,0

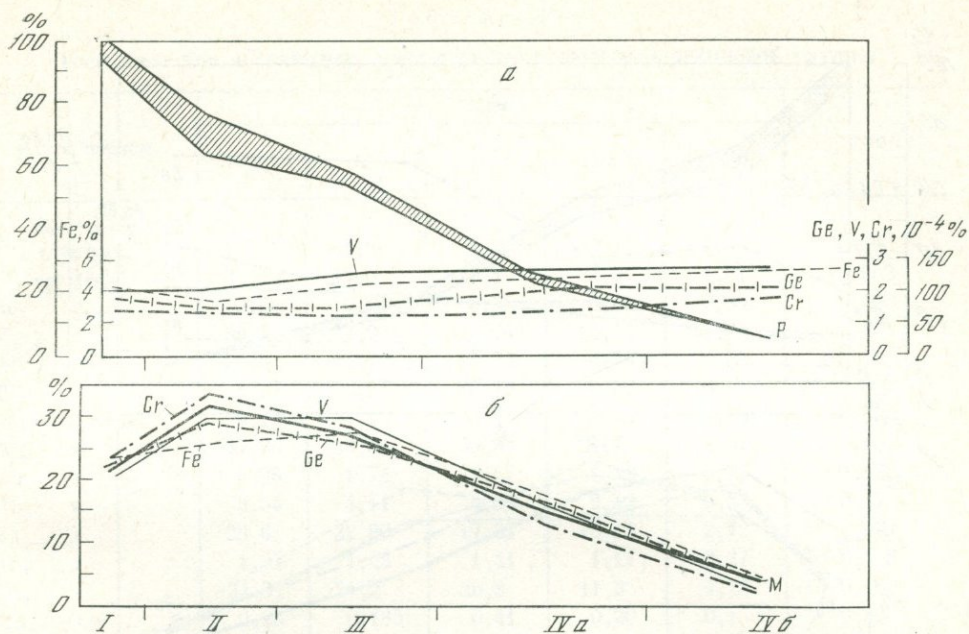
* В пересчете на бескремнистое вещество.

Примечание. Fe, Al, Ti, Mn в %, остальные — в 10⁻⁴ %.

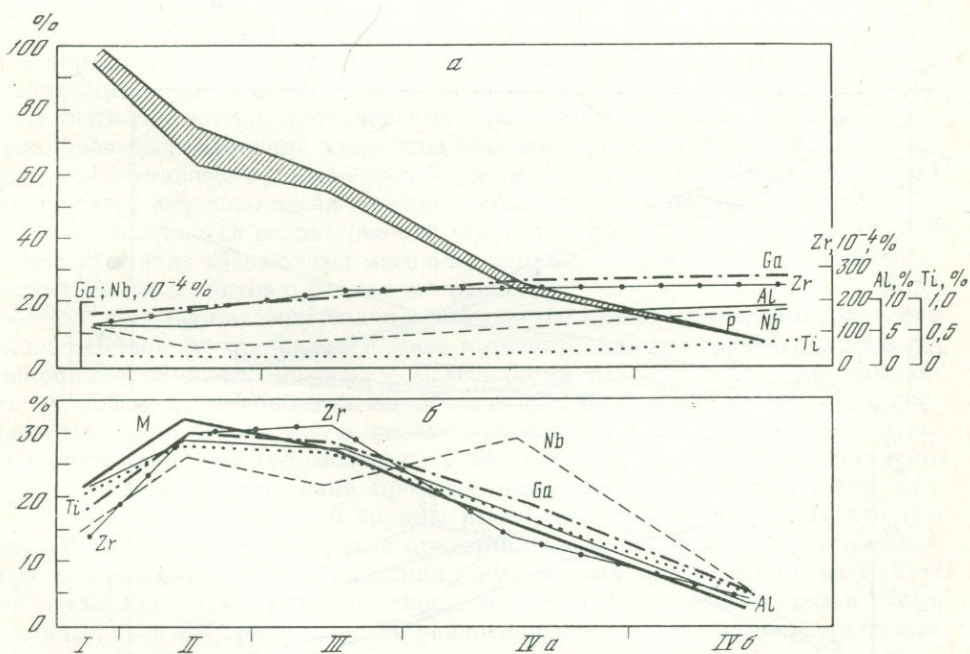
Как видно из табл. 33 и фиг. 55—58, процентные содержания растут от прибрежной зоны I к наиболее пелагической зоне IV б. У некоторых элементов (Fe, Cr, Al, Mo) этот рост несколько осложнен небольшими понижениями содержаний то во II, то в III или даже IVa зонах, но у подавляющего большинства он происходит плавно и непрерывно по мере удаления в пелагиаль. Показателем роста может служить величина отношения процентных содержаний в IVб зоне к содержаниям в зоне I: она всегда более 1, но у разных элементов резко неодинакова. У железной подгруппы 1,15—1,32; у гидролизатной — 1,28—2,74; у халькофильной — 1,74—3,4; у марганцевой — 3,9—7,4. Если принять величину отношений за мерилу геохимической подвижности элементов, то они выстраиваются в следующий ряд:



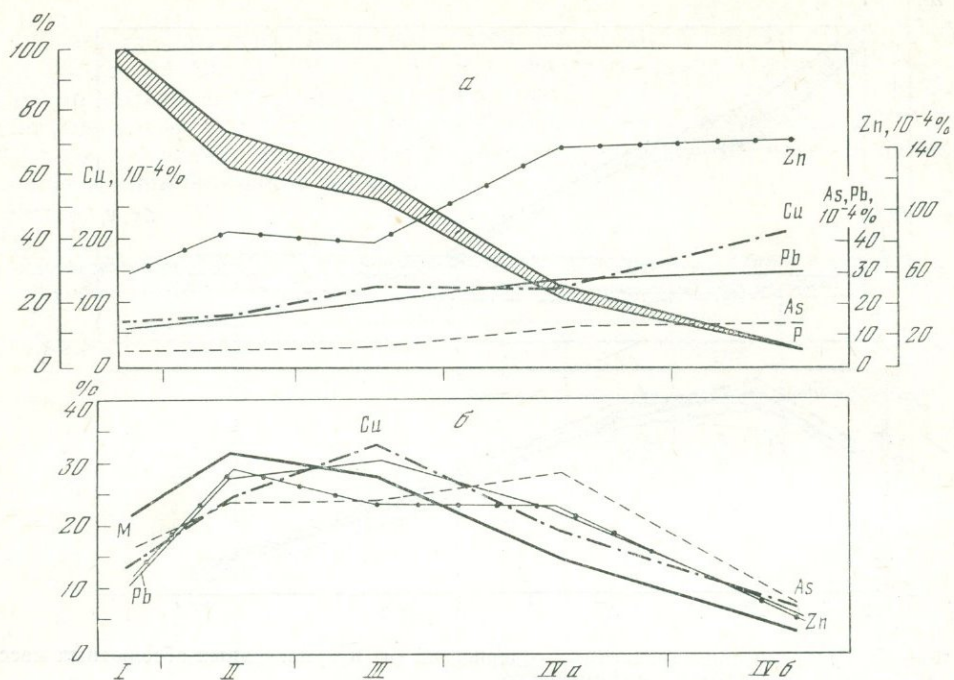
Абсолютные массы элементов ведут себя по-другому. Как видно из табл. 34, они убывают по мере перехода от прибрежной зоны I к наиболее пелагической зоне IVб.



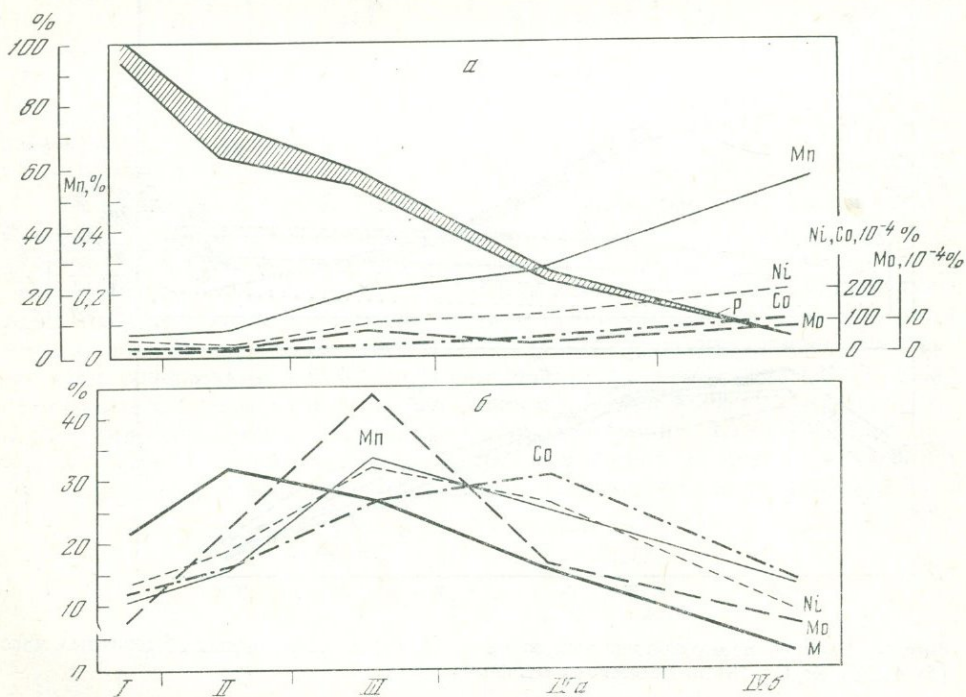
Фиг. 55. Распределение процентных содержаний (а) и приведенных абсолютных масс (б) Cr, V, Fe, Ge по Японскому профилю
 Обозначения кривых см. на фиг. 53



Фиг. 56. Распределение процентных содержаний (а) и приведенных абсолютных масс (б) Al, Ti, Zr, Ga, Nb по Японскому профилю
 Обозначения кривых см. на фиг. 53



Фиг. 57. Распределение процентных содержаний (а) и приведенных абсолютных масс (б) Cu, Zn, Pb, As по Японскому профилю
 Обозначения кривых см. на фиг. 53



Фиг. 58. Распределение процентных содержаний (а) и приведенных абсолютных масс (б) Mn, Ni, Co, Mo по Японскому профилю
 Обозначения кривых см. на фиг. 53

Таблица 34

Распределение абсолютных масс элементов железо-марганцевой группы

Компоненты	Зона					IVб/I
	I	II	III	IVа	IVб	
Fe, г/см ²	16,03	8,88	9,28	4,26	0,96	0,06
Cr, мг/см ²	26,13	18,5	13,1	5,9	1,61	0,062
Ge, »	0,64	0,41	0,35	0,16	0,04	0,063
V, »	36,7	27,0	26,94	11,44	2,6	0,071
Al, г/см ²	22,8	16,70	15,53	6,79	1,52	0,067
Ti, »	1,27	0,87	0,79	0,37	0,11	0,087
Ga, мг/см ²	6,13	4,98	4,63	2,13	0,49	0,080
Zr, »	47,26	49,06	50,3	21,72	5,07	0,107
Nb, »	2,08	1,74	1,47	1,32	0,25	0,120
Pb, »	3,54	4,11	4,54	2,40	0,6	0,17
Zn, »	29,6	22,80	17,31	12,14	2,72	0,092
As, »	1,97	1,48	1,41	1,17	0,27	0,138
Cu, »	24,3	21,2	26,8	11,3	4,12	0,166
Mn, г/см ²	0,25	0,185	0,41	0,20	0,1	0,40
Mo, мг/см ²	0,5	0,7	1,71	0,37	0,17	0,34
Ni, »	17,18	11,7	19,8	11,32	3,63	0,21
Co, »	4,49	2,99	4,83	3,82	1,65	0,37

Таким образом, в распределении элементов железо-марганцевой группы внутри общей массы верхнего горизонта сочетаются две противоположные черты: процентные содержания увеличиваются по мере перехода от прибрежной зоны в пелагиаль, абсолютные же массы их, напротив, убывают. Этим сочетанием противоречивых, по крайней мере на первый взгляд, признаков распределение элементов железо-марганцевой группы резко отличается от такового у элементов биогенной группы, в которой изменения процентных содержаний элементов и абсолютных масс согласованы.

Чем объясняется возникновение такой противоречивой картины? И как может убывание абсолютных масс в пелагиали обеспечить рост процентных содержаний элементов в том же направлении?

Рост процентных содержаний вызывается сменой гранулометрических типов осадков: от прибрежной зоны в пелагиаль более грубозернистые отложения — пески и алевриты — вытесняются в разрезе все более тонкими — пелитовыми. Убывание же абсолютных масс всех элементов от прибрежной зоны (I) в самую пелагическую (IVб) — следствие общего замедления процессов седиментации в том же направлении. Следовательно, отмеченное выше сочетание противоречивых черт в распределении элементов железо-марганцевой группы имеет под собой вполне объективную основу. Но тогда как конкретно представить себе механизм роста процентных содержаний на фоне падающих абсолютных масс каждого элемента? Он разъясняется, если найти отношение абсолютных масс осадка в целом в зонах IVб и I и сравнить его с аналогичными отношениями у отдельных элементов этих зон.

Для осадка в целом указанное отношение равно 0,053 (см. выше). Для отдельных элементов оно всегда менее 1, но резко неодинаково в разных подгруппах. У железной подгруппы это отношение минимально и составляет всего 0,06—0,07, у гидролизатов — 0,067—0,120, у халькофильной подгруппы — 0,092—0,17, у марганцевой — 0,21—0,40. Поразительно, что величина отношения у всех элементов выше величины его для осадка

в целом. Это означает, что абсолютные массы каждого элемента всегда несколько, но в разной степени, сдвинуты к пелагиали относительно абсолютных масс осадка в целом. Этот сдвиг и порождает рост процентных содержаний элементов в пелагическом направлении. Чтобы убедиться в правильности заключения, сопоставим детальнее отношение содержаний элементов в осадках зоны IVб к содержанию элементов в осадках зоны I в процентах (верхний ряд) и в абсолютных массах (второй ряд), добавив к ним еще отношения абсолютных масс для осадка в целом (третий ряд):

Cr	Fe	Ge	V						
1,15	1,21	1,22	1,32						
0,062	0,06	0,063	0,071						
0,053	0,053	0,053	0,053						
		Al	Ga	Ti	Zr	Nb			
		1,28	1,59	1,68	1,91	2,74			
		0,067	0,080	0,087	0,107	0,120			
		0,053	0,053	0,053	0,053	0,053			
				Zn	As	Pb	Cu		
				1,74	2,5	3,0	3,4		
				0,092	0,138	0,17	0,166		
				0,053	0,053	0,053	0,053		
						Ni	Mo	Co	Mn
						3,9	6,1	7,0	7,4
						0,21	0,34	0,37	0,40
						0,053	0,053	0,053	0,053

Параллельный рост чисел в двух верхних рядах очевиден. Больше того, между величинами верхнего и второго рядов во всех подгруппах элементов существует строгое соотношение, равное 19 ± 1 .

Это обстоятельство доказывает однозначно, что рост процентных содержаний элементов в пелагическом направлении действительно вызывается некоторым сдвигом в том же направлении масс каждого элемента относительно масс осадка в целом. Чем более геохимически подвижен элемент, тем больше сдвиг абсолютных масс, тем более высоки его процентные содержания в пелагиали.

Весьма интересные детали динамики распределения элементов вскрывает изучение их приведенных абсолютных масс (табл. 35).

У всех элементов динамика эта имеет один и тот же вид, который отчетливо выражен уже в железной подгруппе (см. фиг. 55—58).

Основой для сравнения служит кривая *M*, изображающая динамику осаждения общей массы материала в верхнем горизонте.

Сопоставляя с этой кривой кривую *Cr*, видим, что в зонах I+II+III последняя располагается несколько выше, а в зонах IVa и IVб — ниже кривой *M*. Это означает, что в первых от берега зонах осаждение *Cr* идет быстрее осаждения общей массы осадков, в пелагической же области — медленнее. В результате получается волнообразная кривая, наклоненная вправо; минимумы ее у берега и в зоне IVб, максимум — в зоне II.

Кривая *V* имеет аналогичный вид, только максимум ее приходится на зону III, т. е. она отчетливо сдвинута в пелагическом направлении относительно волны *Cr*.

Осаждение *Fe* идет несколько иным путем. У него два максимума. Один — в самой прибрежной зоне; он обусловлен накоплением обломков основных пород и мафических минералов (пироксен, роговая обманка, магнетит). Во второй и третьей зонах кривая *Fe* располагается резко ниже кривой *M*, что указывает на вынос отсюда более тонкозернистых железосодержащих взвесей (и растворов?). В зонах IVa+IVб кривая *Fe* распола-

Таблица 35

Распределение приведенных абсолютных масс элементов железомарганцевой группы

Компоненты	Зона					Сумма
	I	II	III	IV	IVб	
Fe, г/см ²	83,4	91,0	99,8	66,0	15,6	355,8
То же, %	23,4	25,6	28,0	18,6	4,4	100
Cr, мг/см ²	136	190	141	91,0	26,0	584
То же, %	23,3	32,5	24,1	15,6	4,5	100
Ge, мг/см ²	3,3	4,2	3,8	2,5	0,7	14,5
То же, %	22,8	29,0	26,2	17,2	4,8	100
V, мг/см ²	191	277	290	177	42,0	977
То же, %	19,5	28,3	30,0	18,0	4,2	100
Al, г/см ²	118,6	171,2	166,8	105,2	24,7	586,5
То же, %	20,2	29,2	28,4	18,0	4,2	100
Ti, г/см ²	6,6	8,9	8,5	5,7	1,8	31,5
То же, %	21	28	27	18	6	100
Ga, мг/см ²	31,9	51,0	49,8	33,0	8,0	173,7
То же, %	18,4	29,4	28,7	19,0	4,5	100
Zr, мг/см ²	245	503	541	337	82	1708
То же, %	14,3	29,4	31,6	19,9	4,8	100
Nb, мг/см ²	10,8	17,8	15,8	20,1	4,1	68,6
То же, %	15,7	26,0	23,0	29,3	6,0	100
Pb, мг/см ²	18,4	42,1	48,8	37,2	9,8	156,3
То же, %	11,8	26,9	31,2	23,8	6,3	100
Zn, мг/см ²	153,9	233,7	186,1	188,2	44,2	806,1
То же, %	19,1	29,0	23,1	23,3	5,5	100
As, мг/см ²	10,2	15,2	15,1	18,1	4,5	63,1
То же, %	16,2	24,1	23,9	28,7	7,1	100
Cu, мг/см ²	126	217	289	175	67	874
То же, %	14,4	24,8	33,1	20,0	7,7	100
Mn, мг/см ²	1,30	1,90	4,5	3,1	1,6	12,4
То же, %	10,5	15,3	36,3	25,0	12,9	100
Mo, мг/см ²	2,6	7,2	18,4	5,7	2,6	36,5
То же, %	7,1	19,8	50,4	15,6	7,1	100
Co, мг/см ²	23	31	52	59	27	192
То же, %	12	16	27	31	14	100
Ni, мг/см ²	89	120	212	175	59	655
То же, %	13,6	18,3	32,4	26,7	9,0	100

гается над кривой *M*, что свидетельствует об усиленном и избыточном осаждении здесь вынесенных количеств Fe. Отвлекаясь от зоны I, можно сказать, что кривая Fe образует третью волну, аналогичную волнам Cr и V, но сдвинутую относительно них в пелагическом направлении.

Кривая Ge весьма близка к кривой Fe. В целом же тетрада Cr, V, Ge, Fe показывает удивительно закономерную последовательность смещения максимумов в направлении от берега в пелагиаль.

Кривые приведенных масс у остальных элементов в принципе повторяют то, что описано в железной подгруппе.

Каждый элемент образует волнообразную кривую с минимумом в прибрежных I и II зонах, максимумом в III (иногда IVa) зоне и новым минимумом в зоне IVб. В прибрежных зонах, где кривая приведенных масс элементов располагается ниже кривой *M*, имеет место вынос элементов; во

всех других зонах, где кривая элементов располагается выше M , — избыточное их накопление за счет выноса из прибрежных зон. Но при общности принципиальной схемы распределения разных элементов (и их подгрупп) имеются и характерные индивидуальные черты, обусловленные их неодинаковой геохимической подвижностью. У малоподвижной железной подгруппы кривые приведенных масс очень тесно прилегают к кривой M , а в зону IVб доносится весьма малая доля от общей приведенной массы элемента: Cr — 4,5%, V — 4,2%, Ge — 4,8%, Fe — 4,4%.

В подгруппе гидролизатов кривые приведенных масс дальше отстоят от кривой M , ниже погружаются относительно нее в прибрежных зонах и больше возвышаются над ней в зонах пелагических. Соответственно в пелагическую область заносится несколько больший процент общей приведенной массы элемента: Al — 4,2%, Ti — 6, Zr — 4,8%, Ga — 4,5%, Nb — 6.

В халькофильной подгруппе кривые приведенных масс еще больше отодвигаются от кривой M ; они глубже погружаются в прибрежье и больше возвышаются в пелагиали; процент заносимого вещества в зону IVб колеблется от 5,5 (Zn) до 7,1—7,7% (As, Cu).

И наконец, в марганцевой, наиболее геохимически подвижной подгруппе эта тенденция достигает максимума. В зону IVб заносится от 7,1 до 14% общей приведенной массы элемента.

Очень интересна и характерна связь кривых процентных содержаний элементов с изменениями их приведенных масс (см. фиг. 55—58). Когда на диаграммах процентных содержаний кривые все сильнее взмывают вверх с приближением к пелагическому концу профиля, на диаграммах приведенных абсолютных масс прибрежные концы кривых все сильнее погружаются под кривую M , а пелагические — поднимаются над ней. Происходит как бы поворот кривых против часовой стрелки, причем точка поворота обычно располагается в зоне III (иногда II или IVa). Все это говорит о глубокой внутренней связи между распределением абсолютных масс элементов на профиле и изменениями их процентных содержаний в осадках. Но проявляется эта связь сложным путем, а не тем простым, какой мы видели выше в биогенной группе.

Резкое различие размещения в осадках элементов железо-марганцевой и биогенной групп означает, что и самый механизм их распределения различен.

У биогенной группы решающим фактором распределения является биос. У железо-марганцевой группы биос как непосредственный осадитель элементов и накопитель их в осадке роли практически не играет. Распределение элементов, внесенных в океан с суши в виде взвесей и растворов, производится дальше движениями воды, осуществляющими механическое фракционирование взвесей. Растворенные компоненты рано или поздно образуют твердые фазы (автохтонные взвеси), которые также разносятся и механически фракционируются как взвеси, поступившие с берега (аллохтонные). Чем большую роль играют растворы в поступающих с водосборов массах элементов, тем сильнее накапливаются они как хемогенные осадки в пелагической зоне океана. Это обстоятельство является причиной избыточного накопления в пелагиали Mn, Co, Ni, Cu, Pb, As, Zn и других элементов. Огромные размеры океана позволяют производить фракционирование взвесей (аллохтонных и автохтонных) в наиболее полной форме сравнительно с водоемами меньших размеров, и это обстоятельство — одна из главных причин обогащенности океанских пелагических осадков рядом микроэлементов. Но есть и другая причина: мобилизующая роль органического вещества в океанах.

Биос, в частности фитопланктон, как уже говорилось в главе IV, питается не только за счет растворенных количеств Fe, Mn и микроэлементов, поступающих с берега, но и за счет взвесей (Харвей, 1948). Прилипшие к стенкам клеток взвеси Fe, Mn, богатые сорбированными микроэлементами, растворяются кислыми секретами клеток и проникают внутрь

их, участвуя в метаболизме, а после смерти клеток переходят в растворимый, легкоподвижный водный гумус.

В такой форме они переносятся на дальние расстояния, в частности в центральные части океана. Однако рано или поздно элементоорганические соединения гидролизуются, и тогда освобожденные Fe и Mn постепенно коагулируют, захватывая сорбционно микроэлементы, также освобожденные из водного гумуса. Особенно это относится к Co, Ni, Cu, Pb, As, Mo, в меньшей степени — к гидролизатам.

Таким образом, благодаря жизнедеятельности фитопланктона в океанах происходит значительная переработка механических взвесей, поступивших с суши, в растворы, что, понятно, способствует избыточному накоплению биологически активных элементов (прежде всего Fe, Mn, Co, Ni, Cu, Pb, As) в пелагических илах.

Эта мысль, высказанная автором в коллективной работе 1973 г., получила полное подтверждение и даже количественное выражение в недавно опубликованной статье А. П. Лисицына и В. В. Гордеева (1974). Цифры, позволяющие судить об интенсивности мобилизующей роли биоса, уже были приведены в конце главы IV.

Существенно иной, чем у биогенной группы, механизм распределения порождает иное соотношение концентраций элементов с гранулометрическими типами осадков.

4. Распределение элементов железо-марганцевой группы в гранулометрическом спектре осадков и факторы, его контролирующие

В табл. 36 показаны средние содержания 13 элементов в разных гранулометрических типах осадков.

Как видим, начиная с алевритов у подавляющего большинства элементов наблюдается прогрессивный рост содержаний, достигающих максимума в пелитах, особенно в тонких. А так как пелиты грубые и тонкие формируются (см. гл. IV) главным образом в зонах III, IVa, IVб, особенно в последней, то, следовательно, рост процентных содержаний элементов в пелагическом направлении происходит на протяжении всего профиля параллельно с измельчением терригенных частиц осадка. Эта корреляция гранулометрии и процентных содержаний элементов является фундаментальным фактом, отличающим распределение железо-марганцевой группы от биогенной. Она является новым доказательством того, что основным механизмом накопления элементов в пелагических осадках является фракционирование аллохтонных и автохтонных взвесей.

Очень любопытные и существенные детали дало изучение распределения элементов по гранулометрическим фракциям осадка; 16 образцов

Таблица 36

Распределение элементов железо-марганцевой группы по гранулометрическим типам осадков

Тип осадка	Зона	Al	Ti	Zr	Ga	Nb	Cr	V	Pb	Mn	Co	Ni	Cu	Mo
		%		10-4%						%	10-4%			
Песок (16 обр.)	I	6,40	0,36	84	22	3,9	79	101	8	0,08	9,1	17,3	27,3	1,8
Алевриты (5 обр.)	I—III	6,86	0,33	218	18	9,8	77	80	12	0,08	16,0	29	23	3,4
Пелит грубый (19 обр.)	I—III	7,06	0,34	204	18	7,1	59	90	16	0,11	9,0	31	36	6,0
Пелит тонкий (19 обр.)	IVa—IVб	8,22	0,46	268	32	13,1	58	105	26	0,45	60	103	125	11,1

было подвергнуто механическому анализу и в каждой фракции определены элементы железо-марганцевой группы. Определения гидролизатов, Fe, Mn были сделаны химическими методами, остальные — количественным спектральным методом. Следует иметь в виду, что при проверке сходимости определений, выполненных этими методами, оказалось, что общие тенденции распределения сохраняются; но спектральные данные выявляют их в несколько сглаженной, смягченной форме.

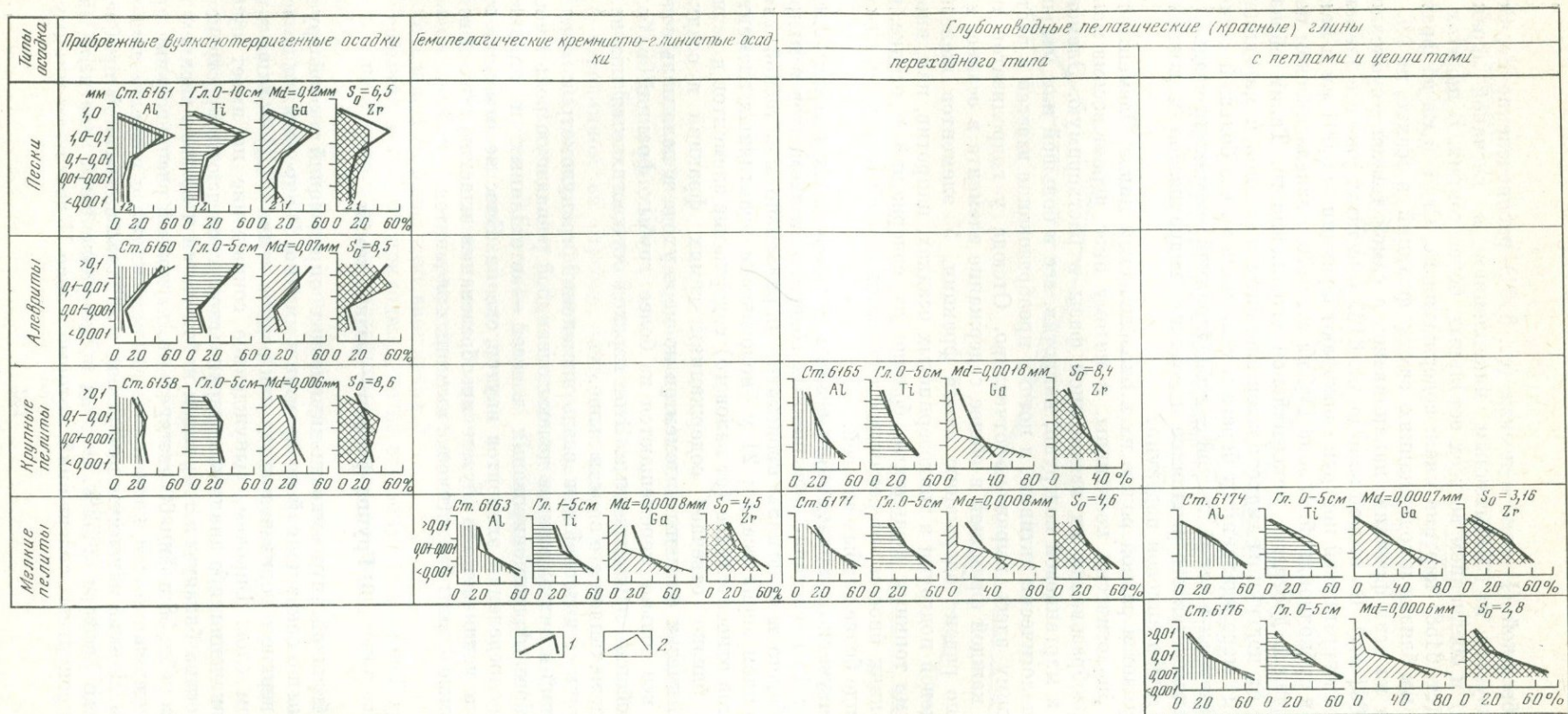
Большой интерес представляют прежде всего гидролизаты, изученные Н. А. Лисицыной с соавторами (1973). Полученные ими результаты изображены графически на фиг. 59. Оказалось, что «содержания любого элемента этой подгруппы в той или иной фракции в процентах от валового количества близки к содержанию самой фракции. Иными словами, доля каждого элемента, вносимая той или иной фракцией, близко соответствует содержанию самой фракции. Так на ст. 6163 фракции $> 0,01$ мм в сумме составляют около 20%, фракции $< 0,01$ мм — около 80%. Совершенно так же распределяются в гранулометрическом спектре Al, Ti, Zr, содержания которых в крупных фракциях около 21% от валового, в тонких — 79%. Исключение — Ga, который, как правило, несколько обогащает тонкие фракции осадка. Его содержание в тонком материале ($< 0,01$ мм) около 86%» (Лисицына и др., 1973, стр. 17). Такие соотношения видны как при анализе образцов самого поверхностного слоя колонок, так и разных более глубоких горизонтов колонок. «Эти данные, — правильно заключают авторы, — свидетельствуют о преимущественном нахождении элементов-гидролизатов в кристаллической структуре минералов. Они указывают также на отсутствие или весьма ограниченное развитие в осадках их свободных форм» (там же, стр. 17—18).

Существенно иначе обстоит дело с собственно железной и собственно марганцевой подгруппами. К сожалению, определений здесь меньше, чем в подгруппе гидролизатов, но и те, что имеются, представляют существенный интерес (табл. 37).

Таблица 37

Распределение V, Cr, Fe, Ni, Co, Cu, Pb, Ga в гранулометрическом спектре осадков

Станция	Размерность фракций, мм, и их содержание, %	в % от валового содержания в осадках							
		Cr	V	Fe	Ni	Co	Cu	Pb	Ga
6161	Md = 0,12								
	1,0—0,1 = 49,9	60	65,9	64,03	—	—	—	—	4,1
	0,1—0,01 = 49,0	22,9	18,3	16,23	—	—	—	—	13,1
	0,01—0,001 = 13,4	7,5	6,5	5,56	—	—	—	—	81,8
	$< 0,001 = 13,9$	10	9,2	9,36	—	—	—	—	—
6158	Md = 0,0064								
	1,0—0,1 = 15,6	8,4	15,7	18,8	6,7	23,5	2	7,0	—
	0,1—0,01 = 27,7	45	33,6	31,29	28,8	32,5	15,6	27	—
	0,01—0,001 = 26,5	19	20,9	20,3	21,1	15,5	30	21,6	—
	$< 0,001 = 30,2$	27	30	30,2	43,4	28,5	52,3	45	—
6163	Md = 0,0068								
	0,1—0,01 = 18	18,7	19,5	—	7,3	17	7,5	—	—
	0,01—0,001 = 26	11,1	12,8	—	13,2	20	5,0	—	—
	$< 0,001 = 54,6$	70,2	67,7	—	79,5	63	87,5	—	—
6176	Md = 0,006								
	0,01—0,1 = 6,6	7	4,4	—	7,6	5,6	3,0	4,2	—
	0,01—0,001 = 25,6	10,7	6,1	—	11,8	8,5	6,6	9,6	—
	$< 0,001 = 67,8$	82,3	89,5	—	80,6	85,9	90,4	86,2	—



Фиг. 59. Распределение элементов-гидролизатов в гранулометрическом спектре осадков поверхностного слоя по Японскому профилю

1 — содержание фракций в осадке; 2 — распределение элементов по фракциям

В прибрежной (I) зоне в песках (ст. 6161) распределение Fe, Cr, V характеризуется их избыточным накоплением в песчаной фракции ($>0,1$ мм) и обеднением во всех остальных, более тонких. В пелитах той же зоны (ст. 6158) картина иная: содержания Fe, Cr, V и Ca во фракциях $>0,001$ мм близки к содержаниям самих фракций в осадке, но Ni, Cu, Pb уходят из этих фракций, накапливаясь в самой тонкой — субколлоидной ($<0,001$ мм). Во второй зоне на ст. 6163 в пелитах уже все элементы железной и марганцевой подгрупп покидают фракции $>0,001$ мм и накапливаются в субколлоидной. В зоне IVб на ст. 6176 в эвпелагическом пелите этот процесс достигает максимальной выраженности. Таким образом, в отличие от подгруппы гидролизатов элементы железной и марганцевой подгрупп по мере удаления от берега в пелагиаль во все большей степени концентрируются в самой тонкой — субколлоидной — фракции осадка.

Чем вызывается это различное поведение гидролизатов и элементов железной и марганцевой подгрупп?

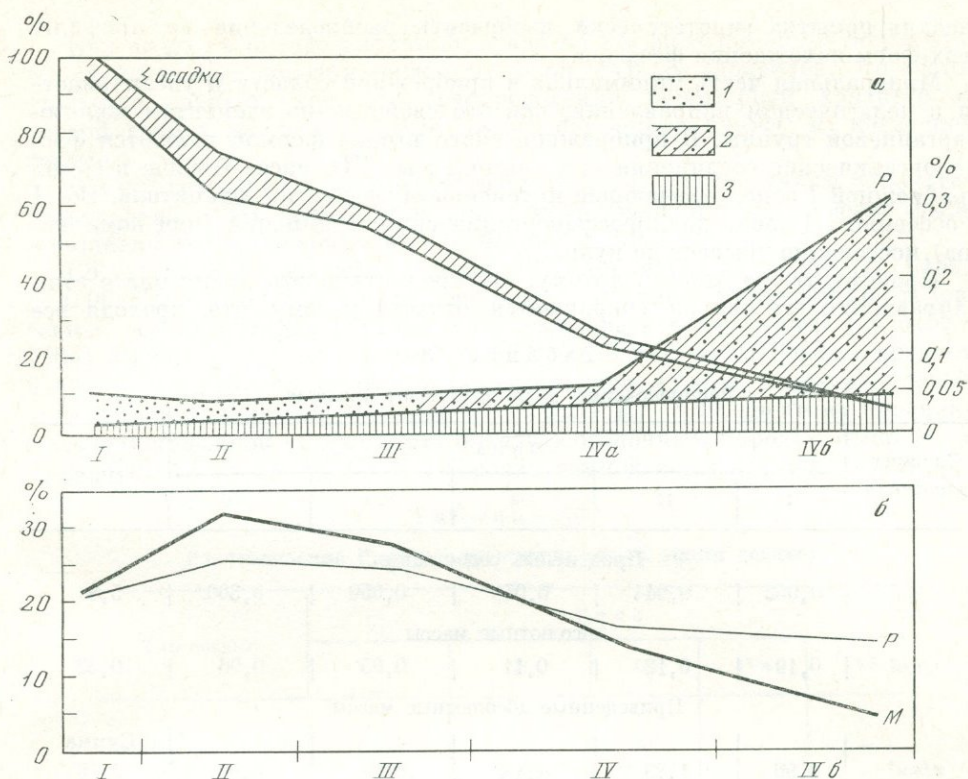
Мне думается разной ролью их в биологическом цикле. Элементы-гидролизаты биологически неактивны, и потому биос играет весьма малую роль в преобразовании их взвешенной фазы в растворимую. Элементы железной и марганцевой подгрупп, напротив, все в большей или меньшей степени биологически активны, и потому преобразование взвесей в растворимую форму здесь выражено отчетливо. Отсюда у гидролизатов пай, вносимый каждой фракцией в общее содержание элемента в осадке, приблизительно равен содержанию самой фракции. У элементов железной и марганцевой подгрупп в тонкозернистых осадках, напротив, пай, вносимый самыми тонкими фракциями, больше их содержаний в осадке, ибо в эти фракции биосом «перекачивается» часть элементов, внесенных в океан, в виде более грубых взвесей.

Итак, изучение гранулометрии осадков устанавливает три кардинальных факта: 1) нарастание повышенных содержаний элементов в направлении от берега в пелагиаль происходит параллельно и в тесной связи с измельчением зерна осадка; 2) у биологически неактивных элементов-гидролизатов относительное (от валового) содержание элементов в разных фракциях близко отвечает содержаниям самих фракций в осадках; 3) у биологически активных элементов по мере ухода в пелагиаль содержания их все больше перемещаются из более грубых фракций в более тонкие, особенно субколлоидные. Этот переход осуществляется под влиянием биоса; механизм его описан выше.

Параллелизм и теснейшая связь изменений гранулометрии осадков и содержаний в них элементов делают очевидной решающую роль именно механического фракционирования взвесей — автохтонных и аллохтонных — в распределении элементов внутри океана. Биос не отменяет этот механизм, а усиливает его путем преобразования кластических взвесей в растворимые формы биологически активных элементов.

5. Группа фосфор — редкие земли

Ввиду большой трудоемкости химических определений в этой группе они сделаны по сокращенной программе, а именно: P определялся по всей мощности верхнего горизонта, тогда как редкие земли (TR) — лишь в поверхностном слое. Впрочем, вынужденное сокращение не имеет существенного значения, ибо анализы поверхностного слоя дают в пространстве картину, весьма близкую к той, которая наблюдается и во всем верхнем горизонте. Из табл. 38 и фиг. 60 явствует, что на кривой распределения процентных содержаний у P намечаются два максимума с разделяющим их минимумом. Первый максимум небольшой и локализован в самой прибрежной зоне, где фосфора 0,052%. Отсюда по направлению к пелагиали идет убывание процентных содержаний, которые в зоне II достигают минимума



Фиг. 60. Распределение процентных содержаний (а) и приведенных абсолютных масс Р (б) по Японскому профилю

Фосфор: 1 — органических соединений, 2 — костных остатков, 3 — минеральный. Обозначения кривых см. на фиг. 53

в 0,044%. Еще мористее начинается рост концентраций до 0,059% в зоне IVa и 0,30% — в зоне IVb.

Таким образом, на фиг. 60 отчетливо вырисовывается провисание кривой в серединном ее отрезке, чего не видно ни у одного элемента I и II групп. Отношение процентных содержаний Р в зоне IVb к содержаниям в зоне I составляет 5,8, т. е. достаточно высокое; отношение абсолютных масс равно 0,32, тоже высокое. По этим показателям Р мог бы быть отнесен к марганцевой подгруппе.

Но кривая приведенных масс Р отлична. Ее особенность в том, что на большей своей части она располагается значительно ниже кривой М и только в зоне IVb резко взмывает вверх.

Необычна и доля Р, приходящаяся на эту зону: 19% общей его массы, чего нет ни у одного из рассмотренных выше элементов, даже самых подвижных.

В общем же и кривая процентных содержаний и кривая приведенных абсолютных масс существенно отличны от соответствующих показателей у первых двух групп элементов, и это оправдывает отделение фосфора от них.

Спрашивается, в чем причина таких отличий? Думается, в разнообразии форм, в которых находится Р в осадке. Некоторая часть его имеет чисто минеральный характер и представлена апатитом либо находится в связи с Fe. Другая часть биогенная и входит в состав сложных органических комплексов (дериватов нуклеопротеинов) либо слагает некоторые скелетные части организмов (зубы рыб, их чешую, кости). На фиг. 60

сделана попытка гипотетически изобразить распределение по профилю этих форм нахождения фосфора.

Минеральная часть минимальна в прибрежной области и увеличивается в пелагическом направлении, как это свойственно элементам железомарганцевой группы. В прибрежной части второй формой являются фосфорорганические соединения (или комплексы). Их масса больше в самой прибрежной I зоне, отвечающей интенсивному развитию планктона. Во II и особенно III зонах доля фосфорорганических соединений (или комплексов) постепенно убывает до нуля.

Происходит это отчасти потому, что продуктивность планктона в этом направлении все больше сокращается, отчасти потому, что, проходя все

Т а б л и ц а 38
Распределение P на Японском профиле

Единица измерения	З о н а					IVб/л
	I	II	III	IVa	IVб	
Процентные содержания						
%	0,052	0,044	0,050	0,059	0,300	5,8
Абсолютные массы						
г/см ²	0,19	0,12	0,11	0,05	0,06	0,32
Приведенные абсолютные массы						
г/см ²	0,99	1,23	1,18	0,78	0,98	Сумма 5,16
%	19,2	23,8	22,9	15,1	19,0	100

большую толщину наддонной воды, первичные фосфорорганические соединения протоплазмы трупов успевают все сильнее минерализоваться и в конце концов вовсе не поступают на дно (III зона). Увеличение P в зонах IVa и IVб обусловлено, с одной стороны, относительным ростом содержания минерального фосфора, с другой — накоплением в осадке мелких костных остатков рыб, образующих алевритовую фракцию; наличие их установлено минералогическим изучением фракций. Таким образом, своеобразный вид кривой процентных содержаний P на профиле обусловлен сложением кривой минерального фосфора, непрерывно поднимающейся от I зоны к зоне IVб; кривой фосфорорганических соединений, убывающей от зоны I к зоне II, и кривой костного фосфата, возрастающей от зоны III к зоне IVб.

Именно это разнообразие форм нахождения фосфора в осадке и явилось причиной своеобразия результирующей кривой процентных содержаний P на изучаемом профиле.

Накопление костных остатков рыб в зоне IVб вследствие исключительно медленной здесь седиментации объясняет и резкий подъем кривой приведенных масс до значений, необычных у изученных выше элементов. Не будь его, кривая эта продолжала бы, вероятно, опускаться, и сходство с кривыми второй группы элементов было бы большим. Одно отличие все же осталось бы: кривая приведенных масс P оказалась бы целиком лежащей ниже соответствующей кривой для общей массы осадка. Причина этого отличия неясна.

Что касается соотношений процентных содержаний P с гранулометрическими типами осадка, то они характеризуются такой же изменчивостью и зависимостью от положения образца на профиле, какие типичны для биогенной группы элементов (табл. 39).

Как видим, в распределении фосфора на профиле комбинируются черты, свойственные порознь первой и второй группам элементов. Это обстоятельство придает схеме его распределения переходный характер от первой группы ко второй, хотя он, несомненно, ближе к последней группе.

В одну группу с Р следует, по всем данным, отнести также семейство редких земель. Их определение и анализ размещения на профиле были выполнены И. И. Волковым и Л. С. Фоминой (1973).

Содержание редких земель (табл. 40) изменяется от 0,0058 (ст. 6159) до 0,0638% (ст. 6176), т. е. больше чем на порядок. Вулканогенно-терригенные осадки материкового склона и гемипелагические осадки (ст. 6159—6164) имеют невысокое содержание ΣTR (от 0,0058 до 0,0104%, в среднем 0,0069%) и характеризуются сходным составом суммы, в которой преобладает цериевая группа; соотношение $\Sigma Ce:\Sigma Y$ 2,7—3,10. По этому признаку осадки прибрежной части океана близки к осадочным породам суши, у которых $\Sigma Ce:\Sigma Y$ от 2,8 до 2,9, и к породам земной коры в целом (Ю. А. Ба-

Таблица 39

Распределение Р по гранулометрическим типам осадков

Тип осадка	Зона				
	I	II	III	IVa	IVб
Пески	0,05	—	—	—	—
Алевриты	0,075	0,035	0,04	—	—
Грубые пелиты	0,05	0,04	0,03	—	—
Тонкие пелиты	—	0,05	0,03	0,07	0,30

лашов, А. П. Лисицын, 1968). С переходом к пелагическим красным глинам, начиная со ст. 6172, содержание ΣTR возрастает и далее, с удалением от берегов растет практически непрерывно, достигая на ст. 6176 максимума 0,0638%. В краевой области распространения красных глубоководных глин (ст. 6172, 6173) при возрастании ΣTR их состав остается практически прежним $\Sigma Ce:\Sigma Y=2,9$. Но далее в пелагиаль при продолжающемся незначительном увеличении ΣTR состав их становится иным: $\Sigma Ce:\Sigma Y$ возрастает до 3,7—4,0, что указывает на некоторое фракционирование редких земель в сторону обогащения элементов цериевой группы. Еще дальше в пелагическом направлении ΣTR быстро растет, причем одновременно резко изменяется отношение между группами: $\Sigma Ce:\Sigma Y$ падает до 2,2—1,7.

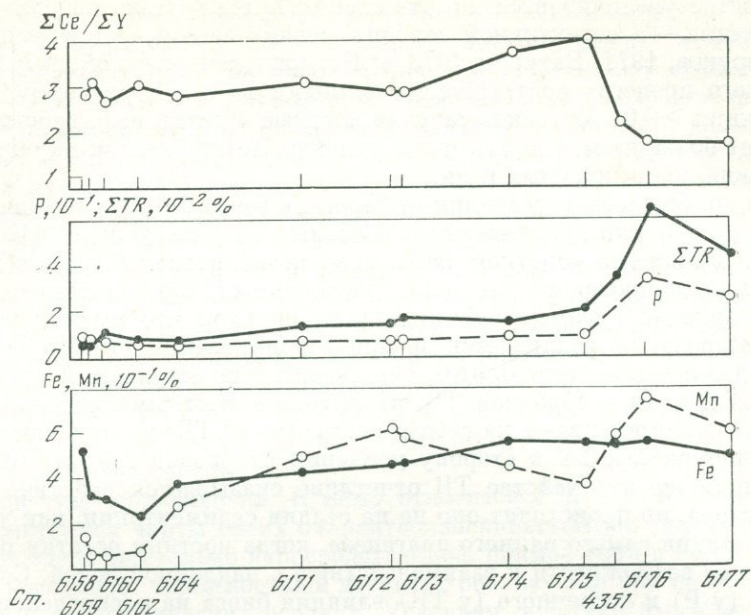
Как трактовать такие изменения в общей сумме TR и в соотношениях цериевой и иттриевой группы? На фиг. 61 сопоставлены кривые содержания ΣTR , Р, Fe, Mn и $\Sigma Ce:\Sigma Y$. Поражает необычайное сходство кривых ΣTR и фосфора. Часть этих кривых от ст. 6159 до ст. 6175 включительно свидетельствует о том, что и TR и Р ведут себя так же, как элементы железомарганцевой группы: они накапливаются в осадке по мере измельчения слагающих его зерен; соотношения $\Sigma Ce:\Sigma Y$ при этом остаются без изменения, т. е. фракционирования не происходит. На отрезке кривой ст. 6174 и 6175 повышение ΣTR обусловлено, по мнению И. И. Волкова и Л. С. Фоминой (1973, 1967), сорбцией их гидроокислами Fe, содержание которых здесь увеличено; при этом элементы цериевой группы сорбируются больше, чем иттриевой, а что указывает увеличение отношения $\Sigma Ce:\Sigma Y$ до 3,7—4,1. Марганец к этому процессу отношения не имеет, что доказывается его кривой, показывающей не прирост, а убыль этого элемента как раз на ст. 6173 и 6174. При дальнейшем движении в пелагиаль содержания Р

Таблица 40
Содержание TR в поверхностном слое Тихого океана (в расчете на окислы)
(по И. И. Волкову и Л. С. Фоминой, 1973)

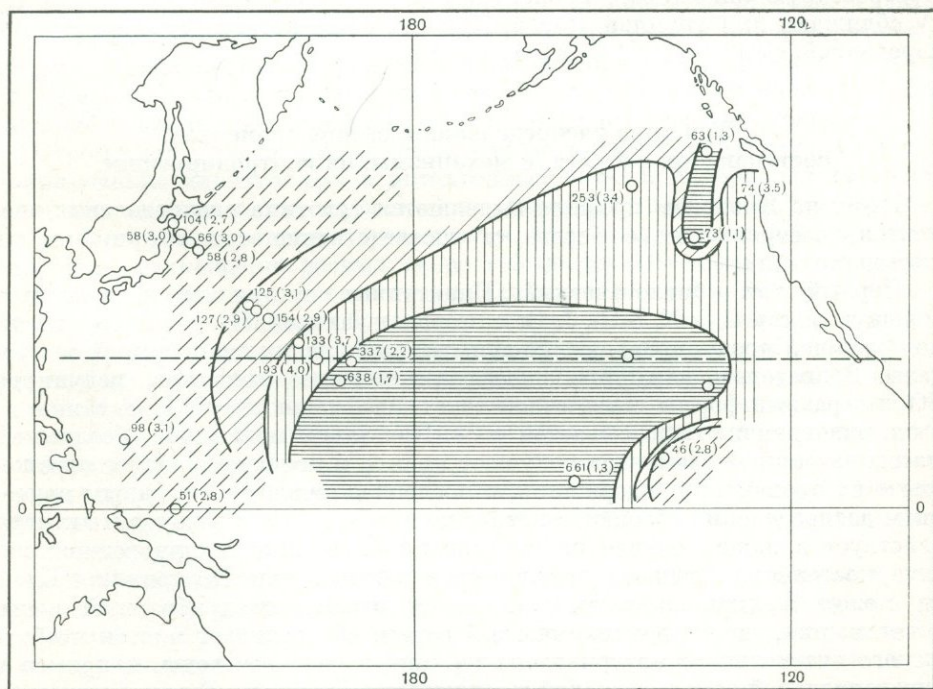
Станция	ΣTR окислов, %	% от суммы												Σ Ce : Σ Y
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd + Eu	Tb + Y	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	
6169	0,0059	15,1	24,8	7,1	15,1	5,2	6,2	15,6	4,3	1,5	2,4	—	2,5	2,8
6158	0,0058	15,2	26,4	8,0	14,9	4,6	6,4	15,2	3,2	1,5	2,9	—	1,6	3,1
6160	0,0104	14,4	23,9	7,3	15,6	6,0	5,7	13,0	6,4	1,5	3,0	—	3,0	2,7
6162	0,0066	13,1	24,8	8,0	14,7	7,5	7,0	10,8	8,5	1,0	2,0	—	2,1	3,0
6164	0,0058	13,4	28,4	5,1	15,7	4,4	6,6	17,5	3,7	1,1	2,1	—	1,6	2,8
6171	0,0125	12,5	28,8	5,3	16,5	6,5	6,0	13,9	4,7	1,1	2,2	—	2,3	3,1
6172	0,0127	12,9	29,8	6,4	13,8	4,9	6,5	17,5	3,6	0,7	3,3	—	0,6	2,9
6173	0,0154	11,3	27,3	5,1	19,2	4,8	7,0	20,5	1,3	—	2,2	—	1,2	2,9
6174	0,0133	13,0	37,3	4,7	13,7	5,0	5,1	14,3	2,6	—	2,5	—	1,8	3,7
6175	0,0193	14,4	32,3	7,1	16,2	4,4	4,5	15,2	1,8	—	1,6	—	1,4	4,0
4351	0,0337	11,0	26,2	4,1	17,3	5,0	5,3	21,8	2,0	2,2	2,0	—	3,1	2,2
6176	0,0638	11,9	16,7	4,1	21,4	4,5	5,3	31,6	2,8	0,1	1,5	—	0,3	1,7
6177	0,0433	12,2	17,1	4,2	17,8	5,8	5,8	27,6	2,6	1,4	3,0	0,6	1,9	1,7

Таблица 41
Содержание TR во фракциях глубоководных красных глин (в расчете на окислы)
(по И. И. Волкову и Л. С. Фоминой, 1973)

Станция	Горизонт, см	Фракция осадка, мм	ΣTR окислов, %	% от суммы												Σ Ce : Σ Y
				La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd + Eu	Tb + Y	Dy	Ho	Er	Lu	Yb	
6176	0—2	Общая	0,064	41,9	16,7	4,1	21,4	4,5	5,3	31,6	2,8	2,1	1,5	—	0,3	1,7
6176	0—2	>0,01	0,270	16,2	9,6	5,9	18,3	4,2	5,4	27,7	4,9	2,1	1,9	1,0	2,6	1,5
6176	0—2	>0,01	0,0365	13,1	19,0	5,8	17,5	5,2	5,2	17,2	7,0	2,0	2,7	—	3,1	1,9
6176	180—190	Общая	0,093	12,8	15,5	5,6	16,3	5,7	5,8	26,8	4,0	1,4	2,9	0,7	2,7	1,6
6176	180—190	>0,01	0,134	13,9	11,7	6,4	19,4	4,6	6,7	21,7	7,7	2,2	2,2	1,1	2,2	1,7
6176	180—190	>0,01	0,083	17,0	17,4	4,6	14,3	4,2	4,7	27,9	3,8	1,3	2,4	0,6	1,6	1,63
6177	2—5	Общая	0,043	12,2	17,1	4,2	17,8	5,8	5,8	27,6	2,6	1,4	3,6	0,6	1,9	1,7
6177	2—5	>0,01	0,130	13,2	9,7	4,7	20,2	4,7	5,2	31,5	3,7	2,5	2,0	0,7	1,7	1,4
6177	2—5	>0,01	0,026	9,3	22,4	4,9	20,4	3,8	3,8	25,9	4,0	1,0	3,1	—	1,2	1,8



Фиг. 61. Распределение Fe, Mn, P, ΣTR и ΣCe: ΣY в поверхностном слое осадков по Японскому профилю



Фиг. 62. Распределение редкоземельных элементов в осадках Тихого океана (по И. И. Волкову, Л. С. Фоминой, 1973)

Цифры без скобок даны в $10^{-4}\%$, в скобках — отношение $\Sigma\text{Ce} : \Sigma\text{Y}$

и TR быстро увеличивается, но отношения $\Sigma\text{Ce}:\Sigma\text{Y}$ резко падают до 2,2–1,7. Причина — в селективной сорбции редких земель фосфатами (Батурин, Безруков, 1971; Батурин, 1973, б; Батурин, Блисковский, 1974). Реальность этого процесса подтверждена данными табл. 41, из которой видно, что фракция $>0,01$ мм, заключающая костные остатки рыб, действительно сорбирует большие массы TR, и это накладывает отпечаток на общий геохимический облик красных глин.

Итак, на большом расстоянии от берега, в зонах I–III и половине зоны IVa, TR постепенно накапливаются в осадке, не обнаруживая фракционирования. Дальше на коротком расстоянии незначительный рост общего их содержания сопровождается ясно выраженным фракционированием в пользу цериевой группы. Забегая вперед скажем, что именно такое же фракционирование реализуется и при возникновении Fe–Mn стяжений. Но еще дальше в пелагиаль этот, так сказать, магистральный процесс подавляется другим — сорбцией TR фосфатными костными осадками, которые не только оттягивают на себя главную массу TR, но при этом меняют и соотношения $\Sigma\text{Ce}:\Sigma\text{Y}$ в сторону усиления иттриевой группы (фиг. 62).

В общем же в семействе TR отчетливо сказывается действие биогенного фактора, но происходит оно не на стадии седиментации, как у фосфора, а на стадии самого раннего диагенеза, когда костные остатки рыб имеют большие возможности к взаимодействию с наддонной водой. Сочетание прямого (у P) и косвенного (у TR) влияния биоса на распределение этих элементов в осадке придает этой группе элементов характерный облик, роднящий ее с группой биогенной. Но место в океане, где происходит аккумулирующее воздействие биоса, и механизм воздействия — сорбция фосфатными костными остатками — отличают третью группу от первой. Прогрессирующий же рост процентных содержаний элементов в зонах I–IV сближают их с группой второй. Поэтому наименование третьей группы переходной, сделанное в 1973 г., оправдано.

6. Три типа распределения в океане элементов, поступающих с берега, и механизмы, их контролирующие

Итак, на Японском профиле выделяются три типа распределения элементов, поступающих с берега, и соответственно три механизма, их контролирующие.

Первый тип — биологический. Планктонные организмы продуцируют большую массу $\text{C}_{\text{орг}}$, N, SiO_2 , J, Br, которые и захороняются непосредственно под зоной продуцирования, не испытывая больших смещений за ее пределы. В диагенезе накапливающееся органическое вещество, редуцируя SO_4^{2-} в разные формы серы, содействует диффузионному насасыванию ее в ил, одновременно насасывается и Se. При таком механизме абсолютные массы названных элементов получают прямое и непосредственное отражение в их процентном содержании, и последнее является надежным критерием распределения абсолютных масс по профилю. Этот механизм активно действует в нашем случае на ограниченной по ширине прибрежной полосе, постепенно затухая в пелагическом направлении. Но принципиально он может функционировать и далеко за пределами прибрежной зоны, в тех местах, где гидродинамический режим обеспечивает подток необходимого питательного материала из нижних горизонтов воды, например в экваториальной зоне в северной и южной дивергенциях. В этом типе между содержаниями элементов и гранулометрическим типом осадков не существует постоянных соотношений.

Ко второму типу — механического фракционирования — относятся: Cr, Fe, Ge, V, Al, Ti, Ga, Zr, Nb, Ta, Pb, Zn, As, Cu, Mn, Ni, Co, Mo. В истории их накопления биос в качестве непосредственного осадителя и накопителя участия не принимает, но играет важную мобилизующую роль, усиливая геохимическую подвижность тех из перечисленных элементов, которые

биологически активны, т. е. собственно железной и собственно марганцевой подгруппы; для подгруппы гидролизатов — биологически неактивной — роль геохимически мобилизующего фактора играет механическое истирание твердых фаз в прибрежной зоне. Распределение и относительное накопление элементов во втором типе происходит механическим фракционированием взвесей аллохтонных, поступающих в бассейн с водосборных площадей, и автохтонных, генерируемых в самом водоеме при переходе растворенных порций элементов в твердую фазу. Этот механизм действует на всем протяжении профиля от прибрежного до пелагического конца его. В результате процентные содержания элементов повышаются по направлению от берега к пелагиали, а абсолютные массы их убывают. Рост первых осуществляется за счет сдвига в пелагическом направлении некоторых масс элементов относительно абсолютных масс осадка в целом. В этом типе распределения существует постоянная зависимость процентных содержаний элементов от гранулометрии осадков: величины их растут по мере уменьшения Md осадка, или иначе, с увеличением в осадке наиболее тонких гранулометрических фракций $0,01-0,001$ и $<0,001$ мм — главных носителей микроэлементов.

Третий тип — переходный. К нему относятся P и TR. В их распределении сочетаются черты обоих охарактеризованных выше типов. Но влияние биоса здесь не столько непосредственное, прямое (как в первом типе), сколько косвенное: через костный детритус реализуется оно не в прибрежной зоне, а в пелагических осадках. Условием действия этого механизма является крайне малая скорость осадочного процесса в центральных частях океанов, особенно в халистазах с конвергентным режимом. Сходство со вторым типом в том, что рост процентных содержаний происходит на фоне убывания абсолютных масс осадка, причем связь между гранулометрией его и процентным содержанием элемента отсутствует (для P это доказано для TR — вполне вероятно). Вдумываясь в причины, обусловившие существование охарактеризованных типов распределения, нетрудно видеть, что они лежат в огромности Тихого океана и в наличии в нем сложной гидродинамической системы в поверхностном слое воды.

Огромность Тихого океана создала возможность далеко идущего фракционирования аллохтонных и автохтонных взвесей и породила ту обогащенность пелагических отложений элементами второй и частью третьей групп, которую мы видели в предыдущем. Гидродинамический режим предопределил размещение разных скоростей осадочного процесса на разных площадях океанов и, в частности, локализацию минимальных скоростей в халистазах II и III. Это обусловило повышенное накопление здесь элементов железо-марганцевой группы и фосфатных костных остатков, а через них и резко повышенное содержание P и TR с характерным низким отношением $\Sigma Se : \Sigma Y$. Наконец гидродинамический режим при огромности Тихого океана создал ограниченные возможности интенсивного развития планктона главным образом в циркумконтинентальных полосах и в зонах экваториальной и высокоширотной дивергенций и, стало быть, ограниченную, но строго закономерную локализацию накоплений элементов, входящих в биогенную группу.

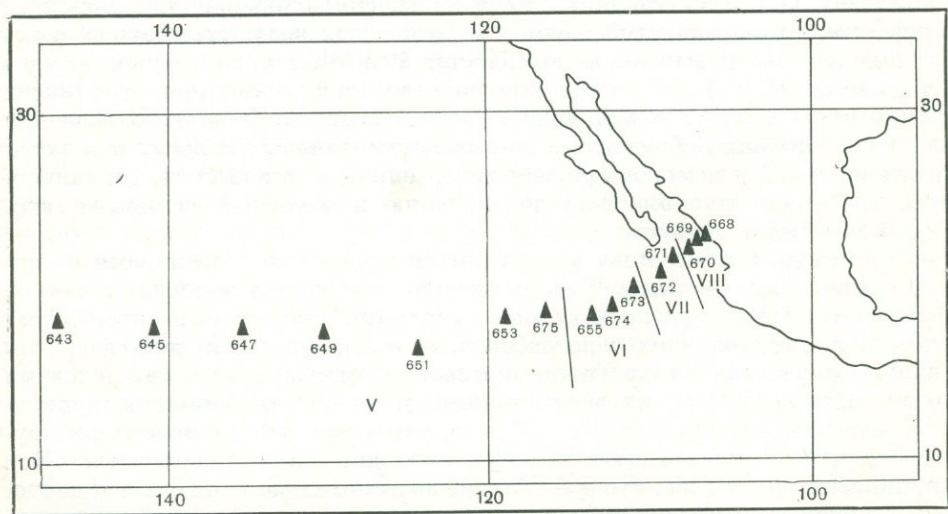
Понимание связей типов распределения элементов с размерами и гидродинамическим режимом Тихого океана позволяет утверждать, что на Японском профиле удалось вскрыть реальный механизм распределения элементов, поступающих с водосборов, не только на небольшом северо-западном его участке, но и в Тихом океане в целом, разумеется, за пределами срединных хребтов с их эксгалляциями и участков, обогащенных пирокластическим материалом. Больше того, учитывая, что размеры двух других океанов тоже огромны, а характер гидродинамики поверхностных вод принципиально тот же, что и в Тихом, позволительно считать, что изучение Японского профиля вообще вскрыло механизм распределения элементов, поступающих с берега во всем Мировом океане.

7. Восточный профиль через северную часть Тихого океана

Хотя экстраполяции от малого к большому представляются логически неотвратимыми, все же следует подкрепить их рассмотрением других профилей.

К сожалению, материалов такого рода в литературе крайне мало. Объясняется это своеобразным подходом геохимиков и литологов к изучению океанов. С той поры, как стало возможным получать длинные колонки пелагических илов, а главное — как были разработаны методы количественного анализа микроэлементов, все внимание исследователей обратилось на изучение именно пелагической седиментации океанов; отложения прибрежные как-то выпали из поля зрения, точно так же, как и вопрос о фактическом прослеживании постепенных нарастаний процентных содержаний элементов от берега в пелагическом направлении. Геохимический профиль, этот важнейший и весьма эффективный прием изучения, был забыт и не использовался. И только совместные работы лаборатории геохимии осадочных пород Геологического института АН СССР, кабинета диагенеза Института океанологии АН СССР «воскресли» этот прием применительно к океанам. Поэтому и ниже разбираемый материал имеет недавнее происхождение и невелик по объему.

В феврале — мае 1973 г. на нис «Дмитрий Менделеев» был сделан под руководством И. И. Волкова профиль от Гавайских островов к устью Калифорнийского залива, состоявший из пятнадцати станций с колонками до 6 м длиной (фиг. 63). В дальнейшем он будет называться Восточным, или Калифорнийским. Западная часть профиля от ст. 643 до ст. 675 включительно вскрыла эвпелагическую красную глину, аналогичную глине зон IVa и IVб Японского профиля; ст. 655, 674 и 673 — глины переходного типа, аналогичные таковым в зоне III на западе; остальные станции — прибрежные отложения, сходные с редуцированными осадками зон I+II. Так как задачей профиля была проверка закономерностей, наблюдаемых на Японском профиле, то обработка материала велась по несколько сокращенной программе. Наиболее подробно — с привлечением всего разреза колонки — были изучены прибрежные отложения и осадки переходной зоны, в области же эвпелагической красной глины изучался главным образом лишь поверхностный слой. Из программы химического исследования были исключены TR, а также применение метода абсолютных масс, поскольку карты скоростей осадконакопления, опубликованные



Фиг. 63. Распределение станций и зон на Восточном профиле через Тихий океан

Таблица 42

Распределение элементов в осадках на Восточном (Калифорнийском) профиле
(в % на бескарбонатно-бескремнистое вещество)

Компоненты	Целагическая (V) зона							Переходная (VI) зона				VII зона			VIII зона		
	Станции							Среднее	Станции			Среднее	Станции		Среднее		
	643	645	647	649	651	653	675		655	674	673		672	671		670	669

I. Биогенная группа

SiO ₂ аутиг	1,07	1,52	1,42	1,32	1,53	1,59	1,45	1,41	4,55	4,73	2,75	4,01	3,30	4,19	3,74	2,32	1,54	1,87	1,91
C _{орг}	0,07	0,18	0,12	0,10	0,17	0,18	0,22	0,15	0,33	0,36	0,34	0,34	1,44	2,36	1,90	6,79	7,80	3,66	6,08

II. Железо-марганцевая группа

Fe	6,41	5,81	5,78	5,54	5,39	5,39	6,42	5,82	5,81	5,52	5,08	5,47	5,36	5,25	5,30	3,76	3,02	4,0	3,59
Cr	92	66	70	72	66	58	31	65	51	32	28	37	47	59	58	82	—	50	66
V	124	97	103	74	105	86	100	98	92	119	130	114	110	106	108	73	37	54	55
Al	8,05	6,64	7,38	8,18	8,29	7,49	7,40	7,63	6,20	6,89	8,23	7,11	7,25	6,76	7,0	5,37	6,51	7,51	6,46
Ti	0,77	0,95	0,59	0,57	0,49	0,54	0,45	0,62	0,48	0,47	0,40	0,45	0,36	0,37	0,365	0,34	0,36	0,44	0,38
Zr	281	284	293	265	256	238	252	267	292	286	254	277	257	168	212	172	193	292	219
Ga	52	40	52	40	40	39	46	44	48	31	35	38	34	25	29,5	20	24	21	22
As	17,8	13,8	17,9	10,2	15,4	11,5	12,8	14,2	—	12,2	17,1	14,6	3,9	3,7	3,8	5,5	4,2	8,0	5,9
Cu	498	328	308	208	311	302	509	352	310	342	449	367	165	143	154	83	54	20	52
Ni	333	126	154	274	167	188	429	239	247	326	638	400	190	127	158	101	80	30	70
Co	122	79	82	113	89	100	94	97	99	81	63	81	34	23	28,5	15	8,9	7,4	10,1
Mo	4,2	5,5	5,5	6,3	5,9	5,5	17,3	7,2	4,8	12,2	19,0	12,0	6,6	1,4	4,0	5,1	4,6	8,9	6,3
Mn	0,60	0,66	0,64	0,78	0,52	0,76	1,50	0,78	1,21	1,72	4,04	2,32	4,55	0,82	89,7	0,038	0,025	0,042	0,034

III. Переходная группа

P	0,128	0,168	0,111	0,109	0,152	0,169	0,164	0,143	0,105	0,174	0,133	0,137	0,092	0,080	0,086	0,160	0,164	0,145	0,166
---	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Т а б л и ц а 43

Средние содержания элементов по зонам профиля поверхностных осадков
Тихого океана
(в % на бескарбонатно-бескремнистое вещество)

Зоны	Зоны Японского профиля					Зоны Восточного профиля			
	I	II	III (перех.)	IVa	IVб	V	VI (перех.)	VII	VIII
<i>I. Биогенная группа</i>									
SiO ₂ аутиг	6,18	11,34	5,86	2,0	1,91	1,41	4,01	3,74	1,91
C _{орг}	0,87	0,89	0,54	0,30	0,27	0,15	0,34	1,90	6,08
S ²⁻	0,44	0,22	0,035	Нет	Нет	Нет	Нет	0,285	0,831
Se	0,80	1,42	0,36	0,17	0,16	Не определялся			
<i>II. Железо-марганцевая группа</i>									
Fe	4,83	3,56	4,43	4,86	5,17	5,87	5,47	5,30	3,59
Cr	66	67	61	72	89	65	37	58	66
V	103	103	128	127	133	98	114	108	55
Al	6,4	7,04	7,75	7,13	8,48	7,63	7,11	7,0	6,46
Ti	0,38	0,38	0,345	0,44	0,63	0,62	0,45	0,365	0,38
Zr	144	155	207	281	273	267	277	212	219
Ga	17	27	28,5	28,5	34,5	44	38	29,3	22
As	3,5	4,7	8,4	11,6	14,8	14,2	14,6	3,8	5,9
Cu	59	99	166	144	214	352	367	154	52
Ni	38	52	96	159	200	239	400	158	70
Co	11,5	15	24	53	90	97	81	28,5	10,1
Mo	1,3	4,8	6,0	6,1	7,4	7,2	12,0	4,0	6,3
Mn	0,1	0,21	0,49	0,53	0,54	0,78	2,32	0,137	0,034
<i>III. Переходная группа</i>									
P	0,052	0,044	0,050	0,059	0,300	0,112	0,157	0,120	0,100

А. П. Лисицыным (1971), делали несомненным повторение на Восточном профиле картины, подробно описанной на профиле Японском.

Из табл. 42, в которой суммированы данные по станциям Восточного профиля видно, что три группы элементов, выделенные на Японском профиле: биогенная, железо-марганцевая и переходная, присутствуют и здесь со всеми характерными особенностями каждого типа. Так, SiO₂, C_{орг}, S²⁻ и Se, объединенные в биогенную группу на Восточном профиле, показывают максимальные содержания в самой восточной, прибрежной части и резкое падение в пелагическом направлении. Железо-марганцевая группа, обнимающая гораздо большее число элементов, и на Восточном профиле характеризуется противоположной тенденцией — нарастанием процентных содержаний при переходе от прибрежной зоны в пелагиаль. Оно видно, правда с неизбежными неровностями и отступлениями, как и на Японском профиле, и в частных значениях по каждой станции, особенно в средних величинах по четырем зонам: эвпелагических глин, илов переходного типа и двум прибрежным зонам. Наконец в поведении фосфора можно отметить ту же особенность, которая проступила на профиле Японском: сперва понижение его содержания от первой прибрежной зоны ко второй, а затем новое повышение — к переходной и эвпелагической зонам.

Наряду с коренным сходством у Восточного профиля наблюдается и заметное отличие от Японского (табл. 43). Так, в биогенной группе в прибрежной Калифорнийской зоне в осадках значительно больше C_{орг} и соответственно S²⁻ (и Se), чем в аналогичной зоне у побережья Японии. В то

же время содержания SiO_2 в калифорнийской полосе в несколько раз ниже, чем в зонах I+II Японского профиля. В железной подгруппе содержания Fe в непосредственном прибрежье понижены, а в пелагической области повышены; содержания V вообще ниже того, что наблюдается на Японском профиле. Аналогично V ведет себя и Zr. Содержания Mn, Mo, Ni и Cu в пелагической и особенно в переходной зонах существенно выше, чем в аналогичных зонах Японского профиля. То же касается и фосфора.

Эти отличия придают Восточному профилю ясно выраженные индивидуальные черты и заставляют говорить не о тождестве двух профилей, а только о сходстве их в основных, коренных чертах при различных в деталях. Это заключение имеет важное значение для дальнейшего. На всех новых профилях, которые, вероятно, будут в дальнейшем выполнены в Тихом океане, никак нельзя ожидать тождества с Японским или Восточным (Калифорнийским), а следует искать лишь общность главных черт, в частности наличие отчетливо обособленных трех групп элементов, при различных в конкретной цифровой характеристике каждой группы. Это и естественно. Различия у элементов биогенной и отчасти переходной групп будут контролироваться разной продуктивностью планктона и бентоса на разных участках прибрежной зоны; индивидуальность же цифрового выражения у элементов железо-марганцевой группы прежде всего — особенностями петрографического состава участков водосборов, с которых на данную полосу профиля поступает осадочный материал.

8. Геохимические профили в Индийском и Атлантическом океанах

По Индийскому океану З. В. Пушкиной (1971) опубликованы данные по небольшому профилю к югу от о. Шри Ланка, состоящему из четырех колонок со ст. 5309, 5310, 5312, 5315. Их расстояния от острова соответственно 200, 450, 770 и 1700 км; глубины от 4144 м у ближайшей к острову станции до 5612 м у наиболее отдаленной. Соответственно первая колонка содержит карбонатные илы, переслоенные песками, алевролитами и глинами серого и темно-серого цвета; мористее пески и алевролиты исчезают, остаются лишь глинистые илы, постепенно светлеющие и приобретающие характер глубоководных красных глин переходного типа. В глинах содержится обычно в небольшом количестве аутигенная SiO_2 в виде скорлупок диатомей и раковин радиолярий.

Представляет интерес прежде всего распределение элементов по гранулометрическим типам осадка. Из табл. 44 явствует, что оно пестрое, причем количества элементов находятся на уровне их количеств в мелководных морских осадках. В более мористых колонках можно видеть, как с удалением от берега нарастают средние содержания микроэлементов (табл. 45). Особенно отчетливо это наблюдается у более геохимически подвижных и к тому же биогенно активных Mn, Cu, Ni, Co, Mo, Pb. Но малоподвижные и биогенно не активные V, Cr, W, Zr, Zn количественно не изменяются или изменяются очень слабо.

Таблица 44

Среднее содержание микроэлементов в осадках ст. 5309 Индийского океана
(в $10^{-4}\%$ на бескарбонатное вещество)

Тип осадка	Cu	Ni	Co	Mo	Pb	Zn	V	Cr	W	Zr
Глины	84	91	19	4	20	134	109	107	17	190
Алевриты	31	70	26	8	15	57	108	55	54	713
Пески	14	23	12	26	10	37	51	31	32	690

Таблица 45

Средние содержания микроэлементов в глинистых илах Индийского океана
(на бескарбонатное вещество)

Станция	Количество образцов	Mn	Cu	Ni	Co	Mo	Pb	Zn	V	Cr	W	Zr
		10-4%										
5309	17	0,08	84	91	19	4	20	134	109	107	17	190
5310	56	0,20	76	88	20	4	21	136	134	113	21	177
5312	42	0,22	161	149	20	10	41	140	116	89	24	229
5315	23	0,66	353	262	52	42	48	135	108	82	28	214

Таблица 46

Средние содержания микроэлементов в Атлантическом океане

Осадки	Fe	Mn	Ti	V	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Ca	B	Zn	Mo
	%			10-4%									

По К. Wedepohl, 1960

Прибрежные отложения Мексиканского залива	—	—	0,40	130	74	11	50	46	20	1500	—	110	1
Красная глина	5,74	0,40	0,51	140	86	38	140	130	45	700	—	130	9

По R. Chester, 1965

Прибрежные пески зал. Пария (12 обр.)	3,48	0,10	0,27	7,9	31	7,7	16	71	13	60	60	—	—
Илы того же залива (6 обр.)	5,08	0,20	0,43	146	93	12	31	17	22	81	81	—	—
Глубоководные илы океана	5,74	0,40	0,51	45	86	38	148	130	45	700	253	—	—

Данные М. Бендера и С. Шульца (Bender, Schulz, 1969) по Индийскому океану использовать нельзя, ибо большинство определений относится к срединному хребту, которого мы в данном случае не касаемся, остальные же цифры не образуют отчетливого профиля от прибрежной зоны в пелагиаль.

Что касается Атлантического океана, то здесь приходится оперировать материалами К. Ведеполя (Wedepohl, 1960), которые вместе с данными Р. Честера (Chester, 1965) образуют нечто вроде профиля от Мексиканского залива в пелагиаль (табл. 46).

Опять наблюдается практическое постоянство содержания малоподвижных элементов — V, Cr, Ti и отчетливый рост концентраций элементов, более подвижных при удалении от прибрежной зоны в пелагиаль.

Итак, то немногое, что удалось найти в литературе для сопоставления содержаний элементов в мелководных зонах океанов и в пелагиали, полностью совпадает с наблюдениями на двух тихоокеанских профилях. Поэтому мы вправе считать, что механизм распределения элементов, поступающих в океан с берега, раскрытый на примере Японского профиля, действительно является общим для Мирового океана в целом. Несомненно, что будущие работы в этом направлении раскроют еще многие его детали и локальные вариации на разных участках океанов, но принципиальная суть механизма при этом измениться не может.

9. Формы нахождения Fe, Mn и микроэлементов в поверхностном слое осадков и их геохимический смысл

Выше было рассмотрено распределение валовых содержаний Fe, Mn и микроэлементов и механизм, его контролирующий. Но имеется еще и другая важная сторона проблемы: формы нахождения элементов в осадках; к ее анализу мы теперь и обратимся.

Первая попытка в этом направлении была предпринята Е. Голдбергом и Г. Аррениусом (Goldberg, Arrhenius, 1958), но она не дала сколько-нибудь удовлетворительных результатов из-за неудачной методики исследования (электродиализ — обработка этилендиаминтетрауксусной кислотой).

Несравненно удачнее исследования Р. Честера с соавторами, проводившиеся новой более совершенной методикой (Chester, Hughes, 1967; Chester, Messina-Hanna, 1970). Она применялась в двух вариантах: более сложном и детальном и упрощенном. Сложный вариант был применен Р. Честером и Р. Хьюгесом к осадкам колонки, взятой в северной части Тихого океана в точке с координатами $37^{\circ}15'$ с. ш. и $143^{\circ}07'$ з. д. Колонка имеет длину 8,6 м и сложена типичной красной глубоководной глиной, содержащей ничтожное количество CaCO_3 , цеолитов и монтмориллонита.

Железо, марганец и микроэлементы, по представлениям авторов, присутствуют в глине в двух генетически различных формах. Первая — это нахождение в решетке кластических минералов, принесенных с берега, главным образом в иллите и хлоритах; эту форму авторы называют литогенной; она же может именоваться кластогенной. Другой формой являются аморфные гидроокислы Fe и Mn и связанные с ними микроэлементы, сорбированные глинистыми минералами; эту форму авторы называют гидrogenной, возникшей в результате химического осаждения элементов из воды. Гидrogenный компонент (иначе — хемогенный) присутствует в осадке отчасти в рассеянной форме, отчасти в нодулярной, т. е. в составе микростяжений Fe и Mn. Задачей авторов было: а) определить количественно порознь литогенную и гидrogenную формы элементов; б) определить количественно и порознь нодулярную и рассеянную формы гидrogenного компонента.

Решение дается системой двух вытяжек. Первая получается обработкой осадка кислотным редуцирующим агентом¹, который извлекает (по идее) всю гидrogenную форму Fe, Mn и микроэлементов; обозначим ее H . Вторая вытяжка должна извлекать ту часть гидrogenного компонента, которая находится в рассеянной форме (r). Это достигается обработкой второй порции той же пробы слабой 25%-ной уксусной кислотой. Вычитая из содержаний элементов в первой вытяжке содержания их во второй, получаем количества Fe, Mn и микроэлементов в микроконкрециях, т. е. нодулярную форму (n) гидrogenного компонента. Таким образом, $H=r+n$. Для получения литогенного компонента элементов нерастворимый остаток от первой вытяжки анализируется на Fe, Mn и микроэлементы (обозначим эту величину k). Все определения микроэлементов велись спектрофотометрически. Общий баланс форм нахождения (B) удобно выразить формулой:

$$B = \frac{\Sigma \text{эл.}}{H + k} \quad (1)$$

или полнее:

$$\frac{\Sigma \text{эл.}}{(r + n) + k}, \quad (2)$$

в знаменателе H и k даны в % от общего содержания элемента.

¹ Им является смесь 150 мл 25%-ного хлористого гидроксилamina с 350 мл 35%-ной уксусной кислоты (Chester, Hughes, 1967).

Нетрудно видеть, что, хотя авторы говорят о количественном определении каждой формы нахождения элементов, на деле этот идеал едва ли достижим. Особенно ясно это, когда речь идет о *r* и *n*, ибо даже слабая укусовая вытяжка захватывает, по оговорке авторов, ~5% Fe и ~6% Mn, входящих в состав микростяжений. Таким образом, разделение форм нахождения элементов в сложном варианте имеет, несомненно, только приближенный характер. Оно более реально в первой форме баланса и гораздо менее — во второй, где *H* расчленяется на *r* и *n*.

Несмотря на приближенность определений, данные Р. Честера и Р. Хьюгеса все же представляют существенный интерес, почему мы и воспроизведем их пользуясь (1) формулой баланса.

Было проанализировано пять образцов тихоокеанской колонки. Мы будем оперировать средними из пяти определений для каждого элемента; Fe и Mn даны в процентах, микроэлементы в 10⁻⁴%. Получается следующий весьма интересный ряд цифр:

Fe 5,38 : (3,4+96,9);	Cr 96 : (8,6+91,4);	V 141 : (16+84);
Pb 27,2 : (16,6+83,4);	Cu 314 : (31+69);	Ni 191 : (77+23);
Co 88 : (73+27);	Mn 0,46 : (87+13)	

Считая содержание гидрогенной, т. е. бывший растворенной, формы в балансе элемента мерилом его геохимической подвижности в осадочном процессе, получаем такой ряд (в порядке возрастания подвижности):

Fe < Cr < V < Pb < Cu < Co < Ni < Mn
3,1 8,6 16 16,6 31 73 77 87

Сравним с ним ряд подвижностей для тех же элементов на Японском профиле (см. стр. 142):

Cr < Fe < V < Pb < Cu < Ni < Co < Mn
1,15 1,21 1,32 3 3,4 3,9 7,0 7,4

Сходство столь значительно, что его можно назвать почти тождеством; разница только в том, что два наименее геохимически подвижных члена (Fe и Cr) и два подвижных (Ni, Co) поменялись местами — явление тривиальное при сопоставлении рядов подвижности как в речном стоке, так и в осадках водоемов.

Такое сходство вполне закономерно. Ведь формы нахождения элементов в осадке, т. е. соотношения у каждого из них литогенной и гидрогенной фракций, являющиеся результатом того фракционирования их аллохтонных и автохтонных взвесей, о котором подробно говорилось выше на примере железо-марганцевой группы. Мы только не смогли тогда определить числом относительную роль аллохтонных и автохтонных (т. е. химически осажденных) взвесей, порознь взятых в общей массе каждого элемента. Методика Р. Честера и Р. Хьюгеса заполняет этот пробел и показывает в цифрах, как велика в пелагической зоне Тихого океана роль автохтонных, химически осажденных, или гидрогенных, взвесей в геохимии отдельных элементов. Таким образом, данные названных авторов органически, без натяжек, включаются в систему представлений о механизме, обеспечивающем возникновение повышенных содержаний элементов в пелагических илах, придавая анализу, построенному на валовых содержаниях, более четкую структурную форму.

Данные Р. Честера и Р. Мессины-Ганны (Chester, Messina-Hanna, 1970) по Атлантическому океану хорошо дополняют их материал по океану Тихому. На этот раз исследование выполнено упрощенной методикой. 38 изученных образцов происходят из Северной Атлантики и отличаются высокой карбонатностью (в среднем 48,3%). В каждой колонке анализировались только образцы из нескольких верхних ее сантиметров. Они были

вначале отмыты от хлора, а затем обработаны кислым — редуцирующим агентом, который перевел в раствор все количество водородного компонента Fe, Mn и микроэлементов. Нерастворимый остаток был центрифугирован и отмыт дистиллированной водой. Спектроскопические определения элементов были сделаны дважды: на исходных образцах до их обработки и на нерастворимых остатках. Разница между полученными величинами трактуется как масса водородного компонента; содержания Fe, Mn и микроэлементов, найденные в нерастворимом остатке, — как литогенная форма.

Баланс этих двух форм элементов выразим так же, как и в случае Тихого океана. Получаем следующий ряд цифр: (Fe в %, остальные в $10^{-4}\%$):

Fe 4,8 : (18+82);	V 170 : (29+71);	Cr 104 : (31+69);
Ba 700 : (39+61);	Ni 119 : (45+55);	Cu 152 : (56+44);
Co 30 : (58+42);	Ga 45 : (58+42);	Mn 0,18 : (68+32);
Sr 871 : (83+17)		

Сопоставление только водородных компонентов дает такой ряд подвижности (берем только те элементы, которые определялись в колонке Тихого океана):

Fe < V < Cr < Ni < Cu < Co < Mn
18 29 31 45 56 58 68

Нетрудно видеть, что этот ряд достаточно согласуется с рядом в тихоокеанской колонке. Но есть и два отличия. В атлантическом ряду Cr и V, а также Ni и Cu поменялись местами, что представляет собой, как мы знаем, тривиальное явление при сопоставлении рядов подвижности. Вместе с тем у первых членов атлантического ряда (Fe, V, Cr) величина водородного компонента значительно больше, чем в ряду тихоокеанском, у остальных же членов — заметно меньше. Иначе говоря, в атлантическом ряду три наименее геохимически подвижных элемента более водородны, а остальные, более подвижные элементы — менее водородны, чем в ряду тихоокеанском. Мы впервые сталкиваемся с подобного рода различиями в рядах подвижности у двух крупных бассейнов; они явно не случайны, но причина их возникновения пока неясна. Возможно, что она кроется в физико-географических различиях водосборных площадей и отсюда в различиях форм элементов в речном стоке.

Так как образцы Атлантического океана почти все высококарбонатны, то в водородный компонент — по методике анализа — входит как сорбированная (хемогенно осажденная) фракция каждого элемента, так и биогенно выделенная. Поэтому представляется существенным разделить обе фракции. Авторы работы не выполнили такого разделения, вероятно, потому, что чисто химическим (экспериментальным) путем оно неосуществимо. Но расчетный метод здесь вполне правомерен, и мы им воспользуемся.

В главе III были приведены содержания ряда микроэлементов в раковинах фораминифер — главных поставщиках CaCO_3 в пелагических илах, причем величины получены на материале именно Атлантического океана. Опираясь на эти данные, легко получить расчетный баланс водородного компонента. Он построен по тому же принципу, что и другие балансы: делимое — общее содержание водородного компонента, а делитель — сорбированная форма его (первая цифра) и биогенная (вторая). Получаем (Fe в %, остальные в $10^{-4}\%$):

Fe 0,86 : (0,8+0,06);	Cr 32 : (32+?);	V 50 : (45+5);	Ba 350 : (?+350);
Cu 75 : (65+10);	Ni 55 : (45+10);	Co 32 : (32+?);	Mn 435 : (410+25);
Sr 631 : (131+500)			

Нетрудно видеть, что, за исключением Sr, биогенная часть гидрогенного компонента у всех остальных элементов имеет вполне подчиненное, часто ничтожное значение. Совершенно подавляющая часть гидрогенного компонента оказывается хемогенно осажденной (сорбированной).

Получив определения литогенного компонента в поверхностных 38 образцах, Р. Честер и Р. Мессина-Ганна, естественно, заинтересовались распределением его на площади Северной Атлантики. При этом выяснилась чрезвычайно характерная картина.

Распределение на площади Fe, Cr, V, в валовом содержании которых литогенный компонент составляет 70—82%, сложно и не показывает ясной закономерности.

У Ni, Co, Cu и Mn, в валовом количестве которых литогенный компонент варьирует от 20 до 60%, напротив, наблюдается отчетливая закономерность, особенно хорошо видная у Ni на фиг. 78, б. Максимальное содержание литогенной фракции Ni (>60%) всюду широкой полосой локализовано вдоль восточной и западной зон Северной Атлантики; мористее располагаются зоны с содержаниями от 60 до 30%, а в центральной части водоема зона с концентрациями менее 30%.

Локализация гидрогенного Ni, очевидно, обратна распределению Ni литогенного: его процентные содержания минимальны в прибрежной полосе и увеличиваются к центру водоема, где достигают максимума. Следовательно, на поперечном профиле через океан отчетливо выражено замещение литогенной (кластической) формы гидрогенной, т. е. бывшей растворенной. То же имеет место у Co, Cu, Mn. Как понимать это замещение?

Можно было бы считать, что в бассейне просто происходит усиленное выпадение в осадок терригенной взвеси в прибрежных частях и отсюда пассивное относительное увеличение растворенной фракции во все более пелагических областях. Так раньше и представлял себе этот процесс автор (Страхов, 1968).

На первый взгляд в работе Р. Честера и Р. Мессины-Ганны (Chester, Messina-Ganna, 1970) можно найти подтверждение такой концепции. Авторы сопоставили состав литогенной (кластической) формы в пелагических и прибрежных осадках для обоих океанов, и оказалось, что, учитывая точность определений (10—15%), он чрезвычайно близок, часто тождествен. Вот их цифры:

	Cu	Ni	Co	Ga	Cr	V	Ba	Sr	Mn
Атлантический океан:									
прибрежные осадки	67	63	12	19	72	120	421	141	524
пелагические »	24	52	14	13	102	107	443	395	770
Тихий океан:									
прибрежные осадки	48	55	13	19	100	130	750	250	850
пелагические »	212*	46	16	—	91	92	—	—	743

Получается, что кластические частицы, являющиеся носителями литогенной формы элементов, переносятся из прибрежной части океанов в пелагическую зону без ощутимых химических изменений; происходит просто механическое фракционирование кластики с отбором более крупных фракций, оседающих в прибрежных местах, и более мелких, переносимых далеко в пелагическую зону. Однако более подробный анализ показывает, что в действительности дело обстоит сложнее.

Если бы рост гидрогенного (т. е. бывшего растворенного) компонента в осадках пелагиали был явлением чисто пассивным, тогда положение элементов в ряду подвижности в океанской воде и в океанских осадках должно было сохраниться таким же, как и в воде речной. Этот вывод неизбе-

* Cu, вероятно, в форме металлоорганического соединения.

жен, если принять, что формы элементов в воде вообще контролируются, как считает И. И. Волков (1975), ее мутностью. С убыванием мутности роль растворов у всех элементов растет, но место элемента среди других остается — это отчетливо видно на его обобщающей диаграмме. Напомню, что здесь ряд подвижности таков:



В главе IV мы видели, однако, что в океанской воде характер ряда резко изменился сравнительно с речной. Еще резче, до неузнаваемости, изменился этот ряд в отложениях океанов. В нем практически все элементы переместили свои места, причём если в речном ряду Fe оказывался подвижнее марганца, ибо стоял правее его, и оба помещались в середине ряда, то в океанском — они резко разошлись. Железо сместилось далеко влево и оказалось наименее геохимически подвижным, открывая ряд, а марганец ушел далеко вправо, став наиболее подвижным. Такая коренная перестройка не может быть вызвана простым выбыванием в путях миграции кластических частиц разного размера, но постоянного состава. Она свидетельствует о резкой химической трансформации в океане принесенного с суши материала, т. е. о химической его переработке.

Какими агентами она вызывается? Вообще говоря, двумя: растворяющим действием самой морской воды на тонкую кластику и таким же действием кислых выделений клеток планктона, когда эта кластика к ним прилипает. (Харвей, 1948). Но характер действия воды и клеточных выделений существенно различен. Растворение водой осуществляется селективно, и само разрушение силикатных минералов, носителей литогенной формы элементов, происходит стадийно. Это точно изучено на примере континентального выветривания, а также катагенеза. Действие же кислых выделений клеток разрушает кластические частицы сразу, в целом, ломая их решетку, причём часть растворенных элементов усваивается клетками, остальные переходят в морскую воду. Поскольку в кластических зернах пелагических отложений нет следов селективного выщелачивания, приходится считать, что решающая роль в трансформации терригенных взвесей в растворы в океанах принадлежит биосу, а не океанской воде. Здесь наглядно проявляется та большая, но невидимая его работа, о которой говорилось в конце IV главы. На картах распределения литогенного компонента Ni (а равно и Co, Cu, особенно Mn) эта невидимая работа биоса становится видимой, осязаемой. Но все же не в полную силу, ибо, как показали К. Турекьян и Д. Имбри (Turekian, Imbrie, 1966), валовые содержания Ni в Северной Атлантике также растут от берега к центральной зоне океана. Стало быть, нарастание гидрогенного Ni, а также Co, Cu, Mn происходит на фоне не одинакового, а прогрессивно увеличивающегося валового их содержания. Это делает процесс трансформации гораздо более интенсивным, чем можно было бы заключить по данным Р. Честера и Р. Мессины-Ганны. Таким образом, факт постоянства состава литогенного компонента прибрежных и пелагических отложений является новым и завершающим доказательством мобилизующей роли биоса, в частности фитопланктона, в геохимическом процессе в океанах.

В последнее время появилось краткое резюме исследования форм нахождения элементов в осадках Индийского океана (Н. В. Лукашин, 1974). В работе нет указания на методику, но судя по всему, это была методика Р. Честера и Р. Мессина-Ганны, может быть несколько измененная. Изучались формы Ga, Zr, V, Y, Ni, Co, Mn. Оказалось, что «в накоплении Mn, Ni, Co, Y в осадках основную роль играет гидрогенная форма (более 80% валового содержания в пелагических осадках), Zr и Ga также имеют гидрогенные формы, в отдельных случаях превышающие половину всего количества их в осадках. Распределение Cr и V интересно тем, что в красных глинах они не имеют гидрогенных форм. Она обнаружена

только в биогенных осадках» (Лукашин, 1974, стр. 18). Из цитаты видно, что в Индийском океане формы нахождения микроэлементов практически те же, что в осадках Атлантического и Тихого океанов; возможны только некоторые модификации степени гидрогенности одних и тех же элементов. Обращает на себя внимание отсутствие гидрогенных форм V и Cr в глубоководной красной глине и наличие их только в карбонатных осадках, что вызывает сомнение.

В целом данные о формах нахождения элементов железо-марганцевой группы в поверхностном слое океанских осадков полностью подтверждают и конкретизируют те представления о механизме распределения, какие были разработаны автором и изложены выше при оперировании валовыми содержаниями элементов.

Усиленная концентрация железо-марганцевой группы в пелагических осадках лишь отчасти создается тонкой кластической взвесью, поступающей с континентов; главной причиной является усиленное осаждение из растворов гидроокислов Fe и Mn и сорбция на них микроэлементов (Страхов, 1967, 1973). Растворы же лишь частично поступают в пелагическую зону за счет речного сноса; в значительной (может быть решающей) части они возникают в самом бассейне за счет химической трансформации планктоном тонких взвесей в растворы. Гелевые сгустки Fe и Mn, нагруженные сорбированными на них Ni, Co, Cu, As, Pb, Zn, в меньшей мере V, Cr, TR, образуют автохтонные взвеси, которые ведут себя так же, как гидравлически эквивалентные тонкие аллохтонные, поступившие с берега: вместе разносятся движениями воды, в частности кольцевыми течениями, и вместе же осаждаются в пелагических частях океанов, особенно в халистазах конвергентного типа. Непосредственное биогенное экстрагирование элементов железо-марганцевой группы известково выделяющим планктоном, как фактор их концентрирования в осадках, имеет в общем балансе вполне второстепенное значение. Раковины фораминифер после отмирания породивших их живых клеток также разносятся движениями воды, в частности течениями. Но этот разнос, как показали расчеты В. Шотта (Schott, 1935) на примере Атлантического океана, выражены весьма слабо, и ареалы распространения видов в планктонной пленке почти без искажения проэцируются в осадках.

Механическое фракционирование аллохтонных и автохтонных взвесей в качестве фактора, контролирующего распределение в океанских осадках элементов железо-марганцевой группы, следует считать отныне фактом твердо установленным.

Весьма существенно знание форм нахождения элементов и для понимания их поведения на стадии диагенеза, в частности при их перераспределении. Оно происходит, как известно, в двух направлениях: снизу — вверх, из восстановленных слоев осадка в верхнюю окисленную пленку, и горизонтально — внутри последней. В первом случае возникает обогащение окисленной пленки рядом элементов за счет их диффузивного подтягивания кверху; оно характерно главным образом для окраин океанов, шельфовых и гемипелагических отложений. Второй тип перераспределения — внутри осадков (латерально) типичен для пелагических районов океана; он порождает здесь характерные окисные Fe-Mn стяжения. Диффузионное подтягивание из восстановительной зоны в окислительную в принципе известно с 90-х годов прошлого века. Но подобное изучение его в океанах произведено лишь в последнее десятилетие (Lynn, Bonatti, 1965; Bonatti a. o., 1971).

В гемипелагической зоне Тихого океана в точке $2^{\circ}45'$ с. ш., $175^{\circ}20'$ з. д. детально исследовалось вертикальное распределение Fe, Mn, B, Cr, V, Co, Ni, Cu, Zn, Ba, U, Th, La (Bonatti a. o., 1971).

Верхняя часть колонки P-6702-59 имеет отчетливо выраженный бурый слой мощностью 6—8 см, с Eh от +120 до +30 мв; для нижнего зеленовато-серого восстановленного слоя мощностью 12—14 см характе-

рен Ен от -130 до -710 мв. Всего на протяжении 20-сантиметровой колонки изучено 12 слоев по 1—1,5 см каждый.

Оказалось, что 7-сантиметровый окисленный слой отчетливо обогащен Mn, P, La, Co, Ni, Cu. Разделив содержания этих элементов в верхнем слое (0—1 см) на средние содержания их во всем 20-сантиметровом слое, авторы получили коэффициенты обогащения.

Сопоставление их с содержаниями водородного компонента в тихоокеанских осадках дало следующие два ряда цифр:

	Fe	Cr	V	Cu	Co	Ni	Mn
По Р. Честеру и М. Хьюгесу	3,1	8,6	16	31	73	77	87
По Е. Бонатти с соавторами	0,6	0,9	0,6 (?)	1,1	2,3	1,6	11,8

Несмотря на некоторые перестановки соседних элементов, нетрудно видеть, что общий характер ряда подвижности в диагенезе близко напоминает ряд их по содержанию водородного компонента. Это и естественно: интенсивнее мигрируют по разрезу те элементы, у которых легкоподвижная (водородная) фракция, возникающая за счет химического осаждения, значительней по содержанию.

Аналогичная картина получается, если сравнить содержания водородной фракции элементов со средней подвижностью их при образовании стяжений в пелагической зоне (по Скорняковой, 1970).

	Fe	Cr	V	Cu	Co	Ni	Mn
По Р. Честеру и М. Хьюгесу	3,1	8,6	16	31	73	77	87
По Н. С. Скорняковой	2,1	0,01	4,0	10	28,7	22,3 (?)	31,6

Сходство достаточно большое. Нужно заметить, однако, что при оперировании отдельными стяжениями (в сопоставлении их с вмещающим илом) согласие рядов уменьшается. При этом первые четыре элемента (наименее подвижные) обычно сохраняют свое место в ряду, и перемещения происходят главным образом у последних трех наиболее подвижных (Глаголева, 1972).

Итак, формы миграции элементов Fe—Mn группы в речных водотоках, своеобразно трансформированные в океане биосом и процессом седиментации, предопределяют в общих чертах как распределение элементов на профилях через океаны, так и формы их нахождения в осадках, а также подвижность при диагенетических перемещениях по вертикали (в гемипелагической зоне) и горизонтали (Fe—Mn стяжения в пелагиали). В этом — одна из фундаментальных закономерностей геохимии современного морского литогенеза.

10. О значении механического фракционирования взвесей в распределении элементов в океанических осадках











Мы обнаружили, что механическое фракционирование взвесей контролирует распределение 17 элементов Fe—Mn группы против 7 — биогенной. Уже в этих цифрах видна преобладающая роль первого механизма сравнительно с биогенным осаждением элементов. Но действительная роль фракционирования гораздо выше, чем показывает сопоставление чисел 17 и 7.

В самом деле, на Японском профиле изучено, но только в процентном выражении, распределение 16 редкоземельных элементов и обнаружилось, что сумма их окислов и каждый из элементов показывают нарастание процентных содержаний от берега к пелагическому концу профиля, часто очень сильно выраженное. В этой группе, следовательно, в очень отчетливой форме наблюдается то же, что и в железо-марганцевой: про-

Периоды	Группы элементов									
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII		0
1	H						(H)			He
2	Li	Be	B	C	N	O	F			Ne
3	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl			Ar
4	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni
5	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd
6	Cs	Ba	La*	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt
7	Fr	Ra	Ac	Th	Pa	U**				

* Лантаноиды											
Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm

** Трансураниевые элементы							
Np	Pu	Am	Cm	Bk	Cf	Es	Fm

-  1
-  2
-  3
-  4
-  5
-  6
-  7
-  8
-  9
-  10

Фиг. 64. Типы элементов по характеру механизма их распределения в осадках океанов

1 — атмосферные, твердых фаз не образуют; 2 — биогенная группа, накопление в седиментогенезе; 3 — биогенная группа, накопление в диагенезе; 4 — в осадках океанов только в жидкой форме; 5 — распределяемые фракционированием с некоторым участием биоса; 6 — распределяемые фракционированием взвесей; 7 — биогенные породообразующие; 8 — предположительно распределяемые фракционированием взвесей; 9 — компоненты железо-марганцевых руд в пелагических отложениях; 10 — эмбриональные рудные концентрации в пелагических илах

центные содержания увеличиваются к областям все более замедленной седиментации, с уменьшающимися абсолютными массами осадков. Такое соотношение типично для элементов, распределение которых контролируется механическим фракционированием как аллохтонных, так и автохтонных взвесей. Поэтому мы имеем достаточное основание считать, что тот же механизм создает распределение и редких земель. Общее число элементов, контролируемое им, возрастает до 33.

В работе Н. П. Морозова (1968) было показано, что K, Li, Rb, Cs в илах северной части Тихого океана максимально концентрируются во фракции <0,001 мм. А так как эта фракция принимает наибольшее участие в составе пелагических осадков, наиболее удаленных от берега, то тем самым косвенно доказывается, что в распределении и названных четырех элементов в океане решающую роль играет фракционирование взвесей (аллохтонных и автохтонных). Число элементов, контролируемых им, поднимается до 37.

Больше того, мы вправе заключить, что вообще все элементы, процентные содержания которых растут от берега к пелагиали (т. е. к областям минимальных абсолютных масс осадка), а также те, которые отчетливо тяготеют к фракции <0,001 мм, распределяются в океане механизмом фракционирования взвесей. Указанные признаки позволяют уже по размещению процентных содержаний на профилях уверенно говорить

о характере механизма их распределения, не прибегая дополнительно к методу абсолютных масс.

Весьма характерно расположение элементов, распределяемых фракционированием взвесей, в таблице Менделеева (фиг. 64). Они разбросаны по всему полю таблицы и входят во все ее группы и периоды. Это обстоятельство означает, что внутри таблицы если не все, то подавляющее большинство элементов, не изученных еще с интересующей нас точки зрения, обнаружит в океанах тяготение к пелагическим отложениям, характерное для изученных 37 элементов. Иначе говоря, они распределяются в осадках фракционированием взвесей.

В целом вырисовывается любопытная картина. Из 92 членов таблицы (см. фиг. 64), встречающихся в стабильном состоянии в природе, пять элементов (He, Ne, Ar, Kr, Xe) — атмосферные, они образуют атмосферу и не дают твердых фаз в литосфере, 7—8 — осаждаются биогенно главным образом в прибрежной зоне океанов, не испытывая существенного переноса и фракционирования. Хлор не образует твердых фаз и постоянно присутствует в растворенном состоянии. Остальные 78 элементов распределяются в осадках океанов фракционированием аллохтонных и автохтонных взвесей. Для половины это точно установлено, для остальных — крайне вероятно.

Поразительно это однообразие механизма распределения у самых разнообразных по химическим свойствам элементов. В этом отношении они как бы сnivelированы и проявляют свою химическую индивидуальность лишь в большем или меньшем заносе в пелагическую область океанов. Характерно и другое: распределение элементов механическим фракционированием взвесей есть механизм физический. Следовательно, собственно химические процессы только преобразуют ту или иную растворенную фазу в твердую частицу. Дальнейшая судьба ее определяется движениями воды, которые фракционируют твердые фазы любого происхождения и укладывают их на дно (в осадок) в тех местах, где это разрешается существующим гидродинамическим режимом. В конечном счете химический облик океанического осадка определяется не непосредственно химическими процессами в водной массе океана, а опосредствованно — через механическое фракционирование взвесей любого происхождения, разносимых и сортируемых движениями воды.

Глава VI

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ Fe, Mn И МИКРОЭЛЕМЕНТОВ НА ПЛОЩАДЯХ ОКЕАНОВ. БАЛАНС ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Обратимся теперь к анализу размещения Fe, Mn и микроэлементов на площадях океанов.

Выше было показано (см. гл. IV), что между пространственной локализацией терригенной кластики, элементов биогенной группы и гидродинамическим режимом океанов существует закономерная связь.

Приступая к анализу площадного размещения Fe, Mn и микроэлементов, необходимо сразу же выяснить — методом абсолютных масс или скоростей накопления — соотношения между ними и терригенной кластикой, ибо только так мы сможем вскрыть связь их с конкретным гидродинамическим режимом океанов.

Возможность такого подхода появилась только в самые последние годы, когда К. Бостромом с соавторами были опубликованы для Тихого океана схемы скоростей накопления Fe, Mn, Cu (Boström *а. о.*, 1973). Для наших целей они представляют исключительный интерес.

При ограниченности количества точек, использованных К. Бостромом с соавторами, их схемы могут отражать, конечно, лишь самые главные, общие черты скоростей накопления указанных трех элементов в Тихом океане. Но при первом приступе к изучению вопроса важно схватить именно эти самые общие основные черты.

1. Принципиальная схема распределения Fe, Mn и микроэлементов на площади океанов

На фиг. 65, *а, б, в* показаны скорости отложения Fe, Mn, и Cu. Сопоставляя с фиг. 39, нетрудно видеть их большое сходство: кольцевым течениям отвечают максимумы скоростей накопления терригенной кластики, Fe, Mn, Cu, а двум субтропическим халистазам (II+III) — минимумы. На западе и востоке видны фрагменты циркумконтинентальной зоны максимальных скоростей накоплений терригенной кластики, Fe, Mn, Cu; на юге — фрагменты антарктического максимума. Это сходство общего плана накопления элементов и терригенной кластики позволяет говорить, что и в их геохимии конкретная гидродинамика поверхностного слоя Тихого океана играет первостепенную, решающую роль.

Детальное сравнение схем позволяет, однако, открыть характерные различия между ними.

Полоса экваториального максимума Fe близка к ширине аналогичной полосы обломочного материала; у Cu и Mn — она шире. Это отличие указывает на увеличивающийся снос абсолютных масс Mn и Cu от экваториальной зоны в сторону халистаз сравнительно со сносом терригенной кластики. В северо-западной части океана видно, что минимальные скорости накопления Fe, Mn и Cu дальше отодвинуты от берега, чем соответствующие скорости обломочного материала; это как раз тот избыточный снос некоторых количеств элемента в пелагиаль, какой мы видели

при анализе Японского профиля. Большое удаление от берега минимальных масс Fe, Mn и Cu видно и на небольшом участке (фрагменте) на востоке — у Калифорнии. Наконец, отчетливо проступает дополнительное ускорение накоплений Fe, Mn, Cu в области Восточно-Тихоокеанского поднятия, что прекрасно согласуется с поступлением здесь эксгальтационного материала.

Сопоставим все это с тем, что было изложено выше (см. гл. IV) о соотношениях скоростей накопления терригенной кластики и биогенной триады: $C_{орг}$, $SiO_{2аутиг}$, $CaCO_3$. Получается полная аналогия. Три новых компонента — Fe, Mn, Cu — интенсивнее накапливаются там же, где концентрируется и терригенная кластика плюс биогенная триада, и также теснейшим образом связаны с гидродинамическим режимом.

Мы вправе сделать поэтому более общий вывод.

Гидродинамический режим океанов является решающим, важнейшим фактором распределения абсолютных масс всех семи изученных компонентов: терригенной кластики, $C_{орг}$, $SiO_{2аутиг}$, $CaCO_3$, Fe, Mn, Cu. При этом кольцевым течениям — и тогда, когда они движутся вдоль берегов, и тогда, когда пересекают океан — отвечают максимумы абсолютных масс, халистатическим зонам — минимумы. Но сходство не есть тождество: у каждого компонента в пределах общего плана существуют и индивидуальные черты в виде неодинаковой ширины максимумов и минимумов, разной степени их выраженности и географической локализации.

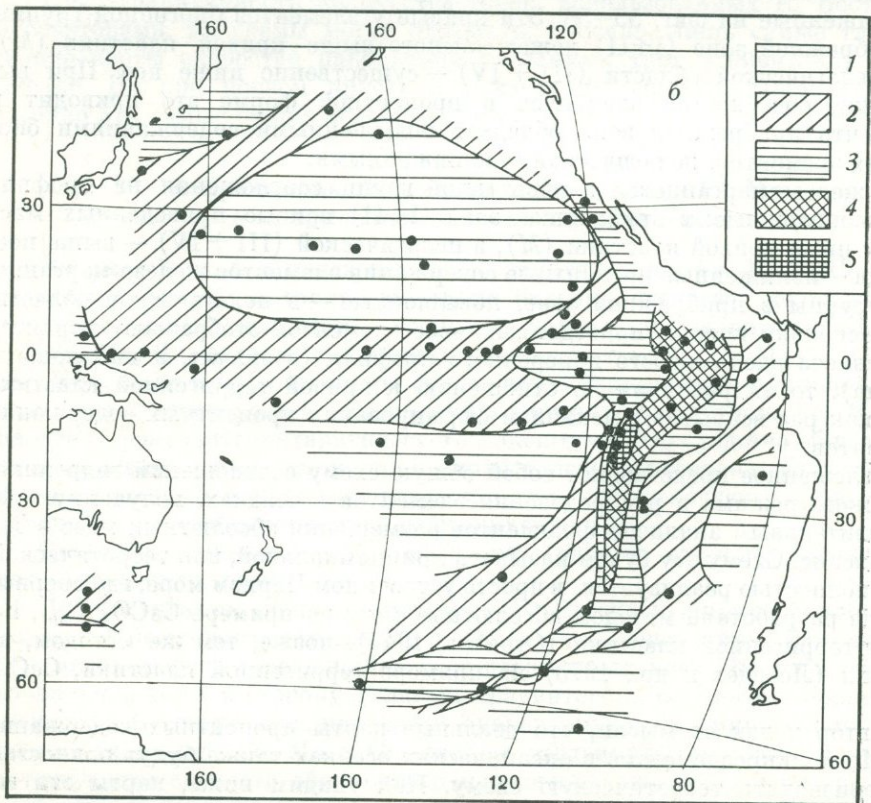
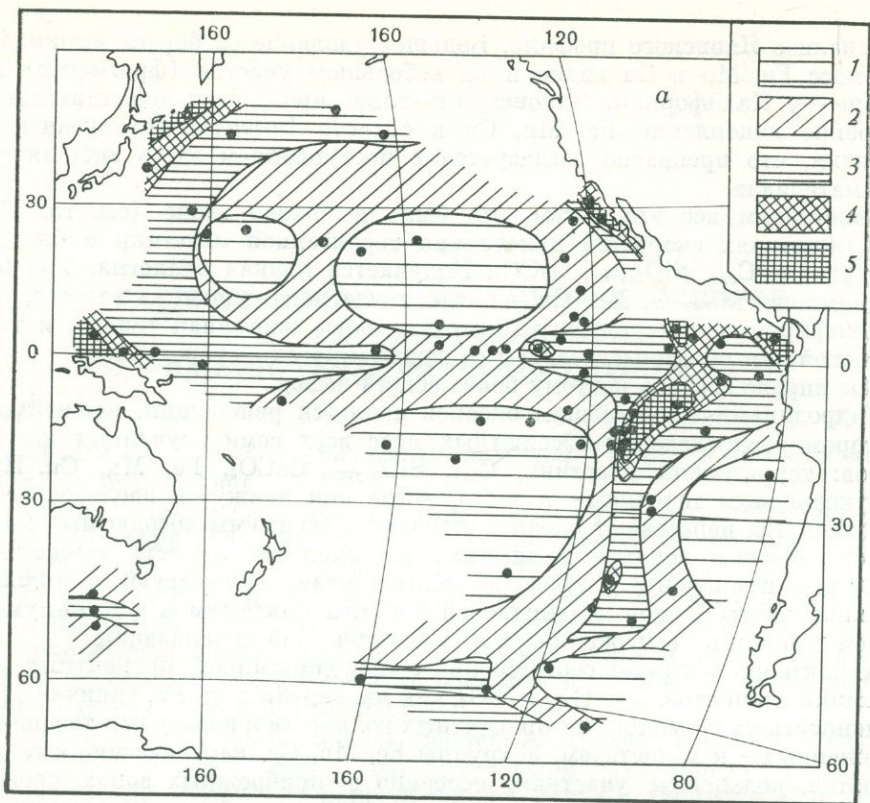
Характерно выглядят соотношения с гидродинамикой процентных содержаний элементов. Для $C_{орг}$ и SiO_2 , как мы видели в гл. IV, типична приуроченность их повышенных процентных количеств к кольцевым течениям, пониженных — к халистазам. У группы Fe, Mn, Cu, как показано в гл. V, напротив, кольцевым участкам, особенно в прибрежных зонах, свойственны пониженные процентные содержания, халистазам — повышенные. Объяснения этих различий дают кривые приведенных абсолютных масс, изображенные на фиг. 55–58. Эти кривые у элементов биогенной группы в прибрежной зоне (I+II) лежат намного выше кривой кластики (M), а в пелагической области (III + IV) — существенно ниже нее. При выражении содержаний элементов в процентной форме это приводит к тому, что прибрежная зона обладает повышенными содержаниями биогенных элементов, пелагическая — пониженными.

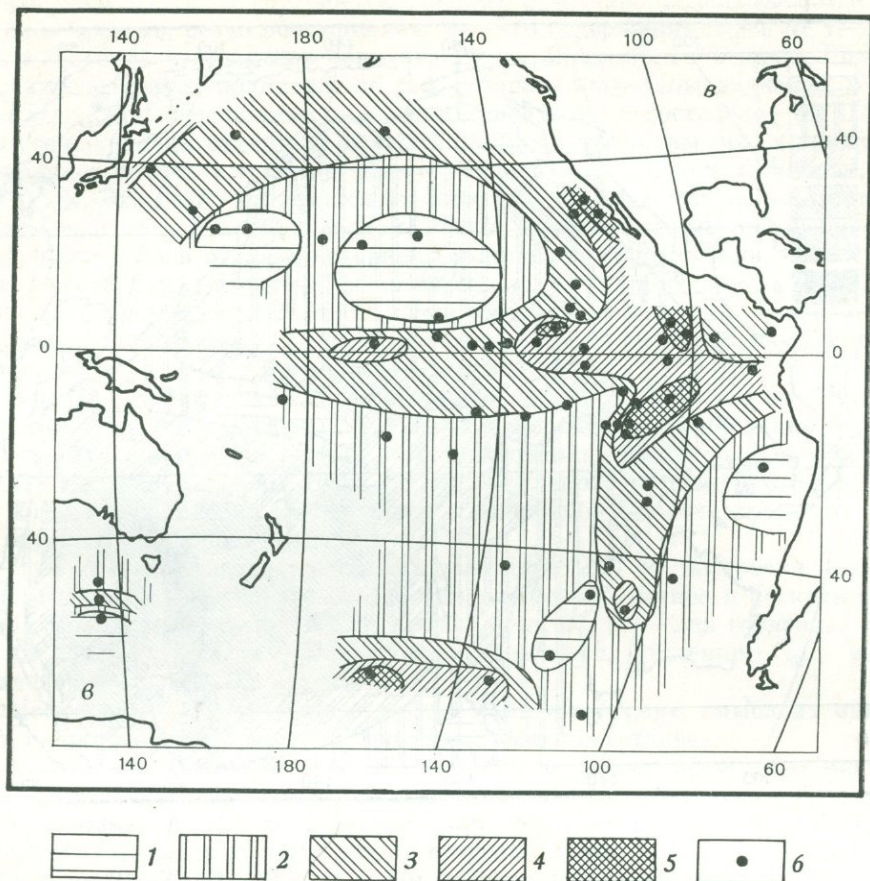
У железо-марганцевой и переходной групп соотношения на профиле противоположные: в прибрежной зоне (I+II) кривые приведенных масс лежат ниже кривой кластики (M), в пелагической (III + IV) — выше нее; отсюда — пониженные процентные содержания элементов железо-марганцевой группы в прибрежной зоне, повышенные — в пелагической области.

Поскольку кривые приведенных масс элементов отображают характер их разнесения вдоль любого поперечного профиля (а значит, и на площади океана), то их различия по отношению к кривой терригенной кластики (M) как раз вскрывают механизм формирования процентных содержаний элементов.

Изложенное представляет собой общую схему соотношений гидродинамического режима и распределения элементов в осадках, полученную сопоставительным анализом фрагментов размещения абсолютных масс в Тихом океане. Схему эту будем называть принципиальной, или теоретической. Она полностью реализуется в просто устроенном Черном море, где впервые и была разработана методом абсолютных масс на примере $CaCO_3$, $C_{орг}$, Fe, Mn и терригенной кластики (Страхов, 1947), позже, тем же методом, на Каспии (Лебедев и др., 1973) на примере терригенной кластики, $CaCO_3$ и Fe.

Автор далек от мысли, что реальные карты процентных содержаний Fe, Mn и микроэлементов в океанических осадках также будут полностью воспроизводить теоретическую схему. Как увидим ниже, карты эти гораздо сложнее теоретической схемы. Но наличие ее позволяет сознательно





Фиг. 65. Скорость накопления Fe (а), Mn (б) и Cu (в) в осадках Тихого океана (в mg/cm^2 за 1000 лет) (по Boström а. о., 1973)

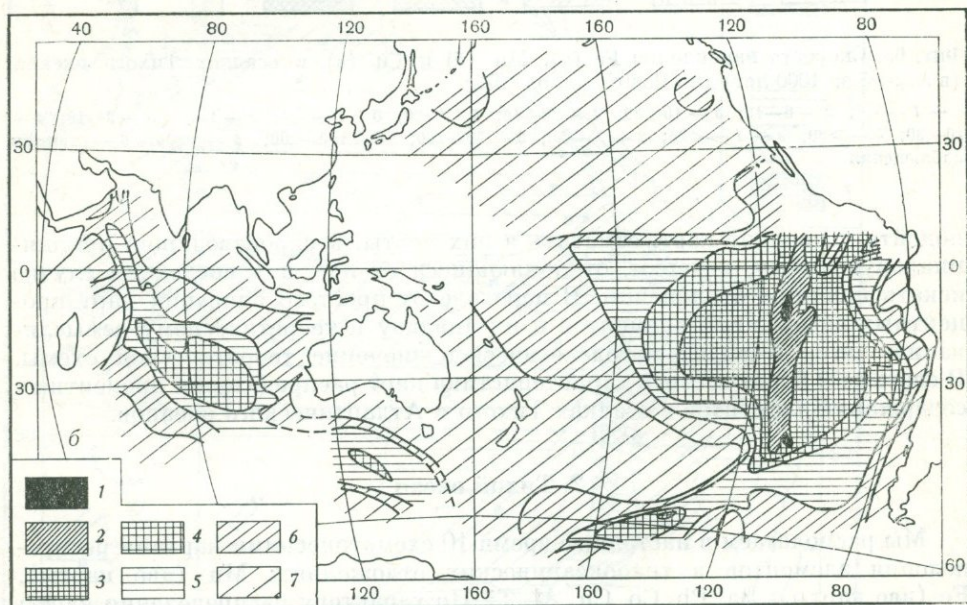
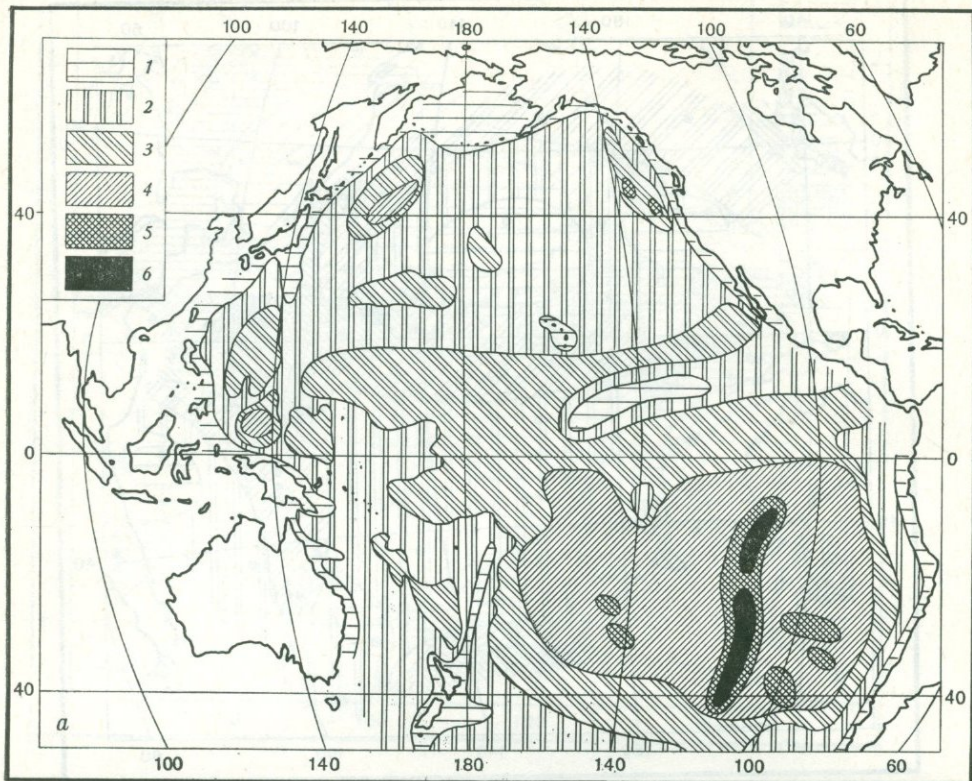
а — 1 — <6; 2 — 6—10; 3 — 10—30; 4 — 30—60; 5 — >60; б — 1 — <1; 2 — 1—3; 3 — 3—10; 4 — 10—30; 5 — >30; в — 1 — <25; 2 — 25—50; 3 — 50—100; 4 — 100—200; 5 — >200; 6 — станции наблюдения

подойти к анализу карт, отметить в них черты, воспроизводящие принципиальную схему, и черты, отклоняющиеся от нее, и в последнем случае искать причины отклонений. В переходе от простого описания карт процентных содержаний элементов к их анализу и теоретическому осмыслению автор и видит методологическое значение теоретической схемы. В свете ее и будет вестись характеристика карт распределения процентных содержаний элементов в осадках Тихого и Атлантического океанов.

2. Тихий океан

Мы располагаем в настоящее время 10 схематическими картами распределения элементов в тихоокеанических отложениях: Mn (две карты), Fe (две карты), Ba, Pb, Co, Cu, Al, Ti. По характеру распределения карты отчетливо распадаются на две группы. Одну образуют схемы Mn, Fe, Ba, Pb; вторую — Al и Ti.

Карта распределения Mn (фиг. 66, а) относится к поверхностному слою тихоокеанических отложений. Она базируется на 651 определении Mn, пересчитанном на бескарбонатное вещество, лишённое аутигенной SiO_2 .



Фиг. 66. Распределение Mn в осадках Тихого океана

a — в поверхностном слое (в % на бескарбонатно-бескремнистое вещество) (по Н. С. Скорняковой, 1964; с небольшими изменениями): 1 — $<0,2$; 2 — $0,2-0,5$; 3 — $0,5-1,0$; 4 — $1,0-3,0$; 5 — $3,0-5,0$; 6 — >5 ; *б* — в горизонте 30–70 см (в %) (по К. Boström а. о., 1973): 1 — >8 ; 2 — $8-6$; 3 — $6-4$; 4 — $4-2$; 5 — $2-1$; 6 — $1-0,5$; 7 — $<0,5$

На этой карте на юго-востоке океана отчетливо вырисовывается обширная область, резко обогащенная Mn. Его содержания здесь от 1—3 до 5% и более. Максимальные концентрации наблюдаются в осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия, по оси которого встречены значения в 6—9%. Площадь повышенных и высоких содержаний составляет от 1/4 до 1/3 всей площади океана. В осадках северной половины его, а также на юго-западе концентрации Mn обычно меньше 0,5%, вплоть до низких, менее 0,1%. Это резко отличается от того, что наблюдается на юго-востоке. Чтобы выразить различия числом, были рассчитаны средневзвешенные содержания Mn в осадках северной и южной половин океана. Оказалось, что в северной половине средневзвешенная концентрация составляет 0,3%, а в южной — 1,1%, т. е. почти вчетверо больше. Если исключить юго-запад, то усиленное концентрирование Mn на юго-востоке проявится еще сильнее.

В 1973 г. К. Бостромом, Б. Фаркуарсоном и У. Эйлом была опубликована карта Mn для горизонта 30—70 см с пересчетом содержаний на так называемую минерогенную базу, т. е. исключением из натурального осадка CaCO_3 , SiO_2 , $\text{C}_{\text{орг}}$ и воды (фиг. 66, б). Усиленное концентрирование Mn на юго-востоке океана видно здесь с еще большей отчетливостью, чем на карте Н. С. Скорняковой.

Для Fe известны две карты. Первая (фиг. 67, а) построена для поверхностного слоя осадка с пересчетом на бескарбонатное и бескремневое вещество, число анализов — 651; вторая (фиг. 67, б) — для горизонта 30—40 см с пересчетом на бескарбонатное вещество, лишенное $\text{C}_{\text{орг}}$, число анализов — около 320.

Несмотря на разницу подходов к составлению карт, смысл их одинаков, но на второй карте асимметрия выявляется отчетливее.

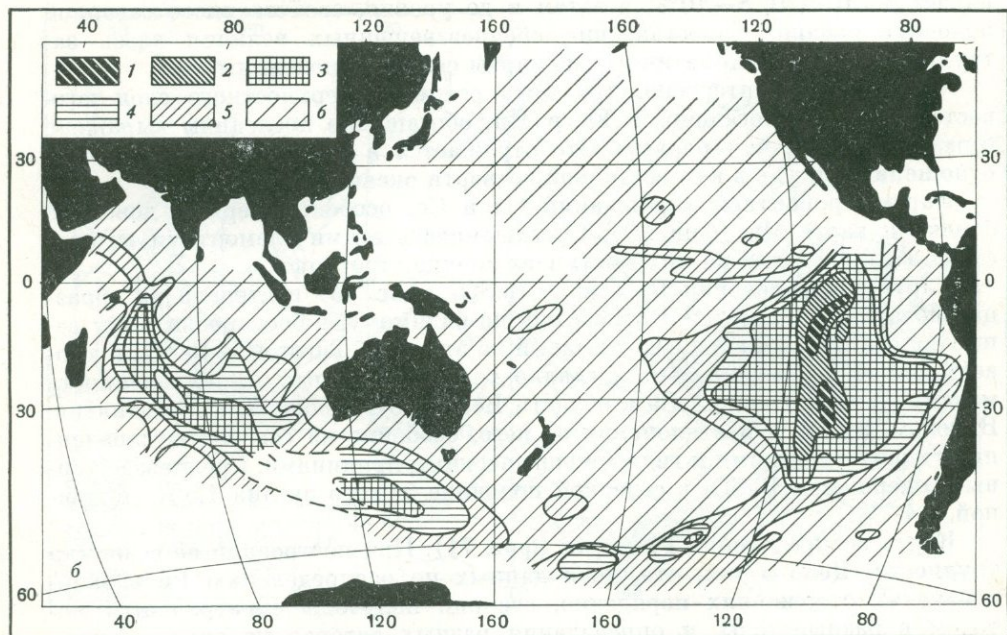
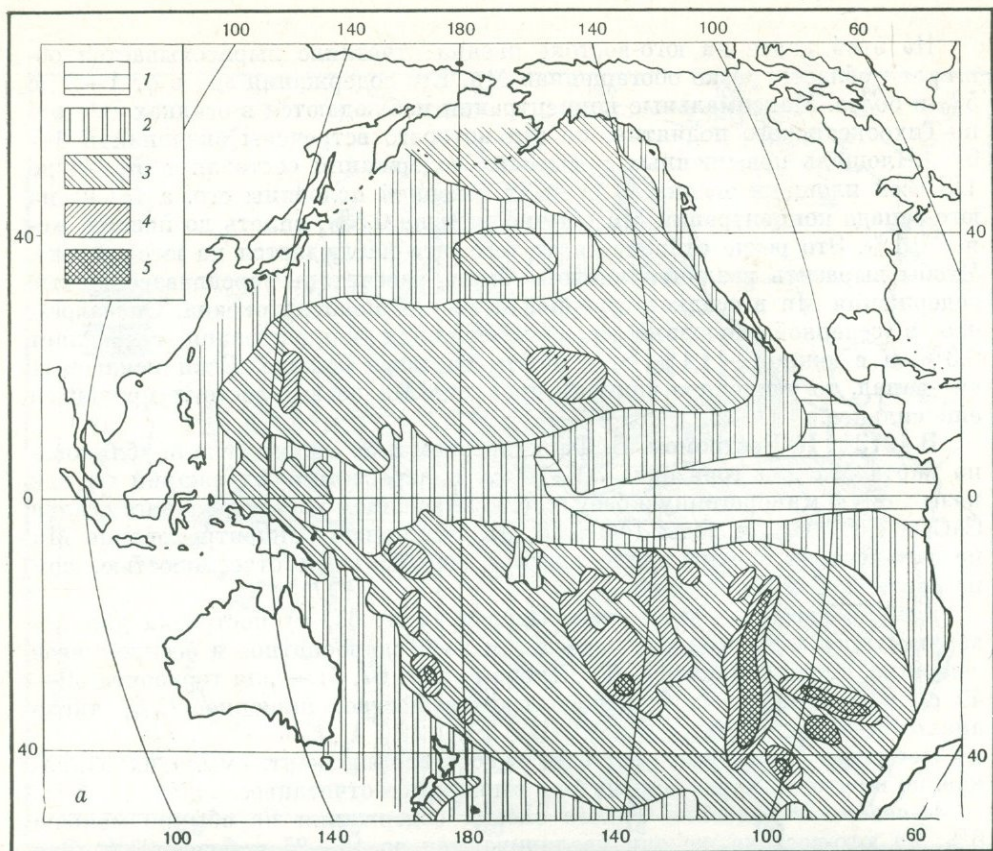
В северной половине Тихого океана содержания Fe обычно меньше 6%, на юго-востоке же они увеличиваются до 15—25 и более 25%. Эти максимальные величины отчетливо приурочиваются к простиранию Восточно-Тихоокеанского поднятия, в стороны от которого концентрация Fe падает до 10—20, 8—10%, а затем и до уровня, свойственного северной половине океана. Сопоставление средневзвешенных величин здесь затруднено большой схематичностью карты северной половины.

Чрезвычайно интересно, что, хотя осадки поверхностного слоя юго-востока океана обогащены и Fe, и Mn, обогащение последним выражено гораздо сильнее, чем первым. Это отражается в увеличенных значениях отношений Mn : Fe в юго-восточной четверти океана (фиг. 68).

Карты процентных содержаний Cu и Co, особенно первой, довольно близки к карте Mn (фиг. 69). Обогащенность этими элементами юго-востока Тихого океана на них выступает вполне отчетливо.

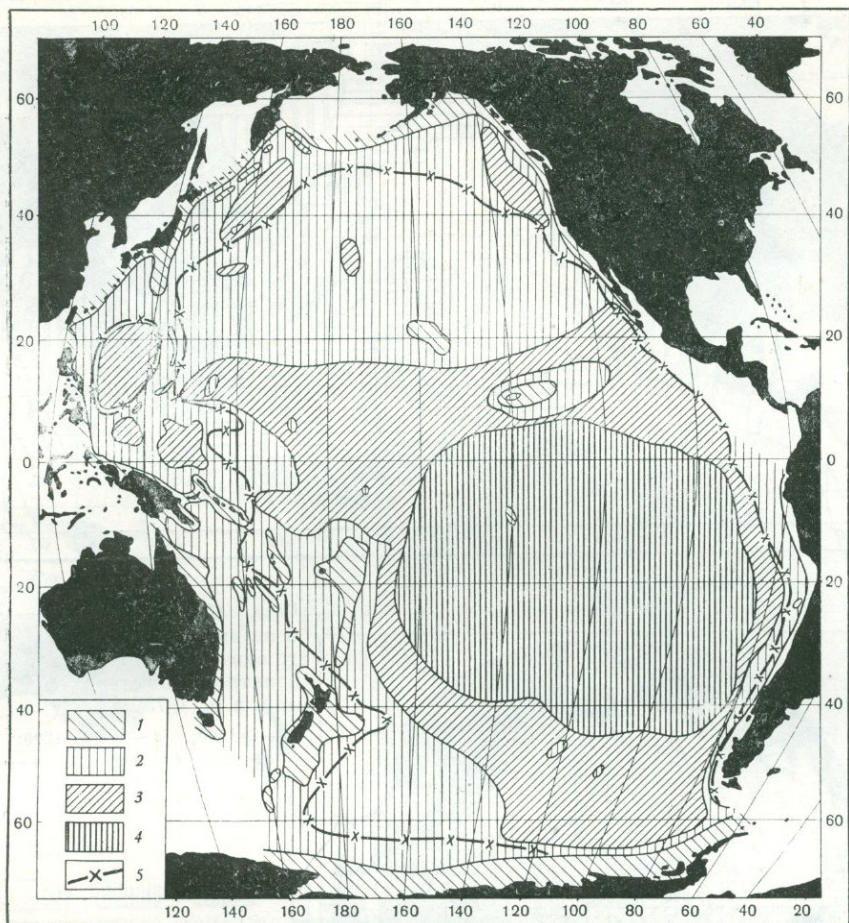
Карта распределения Ba в виде BaSO_4 (фиг. 70) построена на образцах поверхностного слоя и относится, по-видимому, к бескарбонатному веществу осадка (хотя точных указаний на это нет). Тяготение BaSO_4 к юго-востоку океана видно весьма наглядно, точно так же, как и приуроченность максимальных значений Ba к области Восточно-Тихоокеанского поднятия. Впрочем, имеются и отклонения от него, особенно на севере, обусловленные гидрологическими и гидробиологическими причинами. Средневзвешенные содержания BaSO_4 в северной половине Тихого океана 1,5%, в южной — 4,2%.

Карта распределения Pb новая (фиг. 71). При построении ее возникли трудности. Дело в том, что, хотя данных по распределению Pb в тихоокеанских отложениях порядочно, все они получены спектральным методом в разные годы, и определения разных авторов не вполне согласуются. Несогласие особенно отчетливо в тех случаях, когда образцы происходят из одной и той же, весьма ограниченной площади океана. Хорошо совпадают определения Pb, выполненные И. Ю. Лубченко (1973) по профилю через северо-западную часть океана, с определениями Т. Кронана



Фиг. 67. Распределение Fe в осадках Тихого океана

a — в поверхностном слое (в % на бескарбонатное и бескремневое вещество) (по Н. С. Скорняковой, 1970; с небольшими изменениями): 1 — >3; 2 — 3—5; 3 — 5—7; 4 — 7—10; 5 — 10—20;
б — в горизонте 30—40 см (в % на бескарбонатное вещество, лишенное воды) (по К. Boström а. о., 1973): 1 — >25; 2 — 25—20; 3 — 20—10; 4 — 10—8; 5 — 8—6; 6 — <6

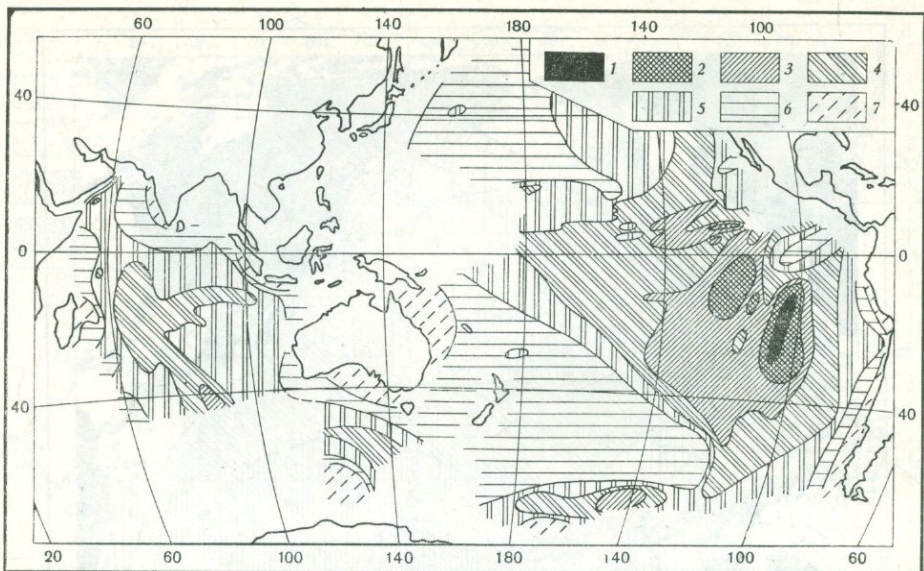


Фиг. 68. Отношение $Mn:Fe$ в осадках Тихого океана (по Н. С. Скорняковой, 1970)
 1 — $< 0,03$; 2 — $0,03-0,1$; 3 — $0,1-0,2$; 4 — $0,2-4$; 5 — граница мощности окисленного слоя осадков более 1 м

(Gronan, 1969) для тропической и субтропической областей и с определениями Г. Чжоу и К. Паттерсона (Chaw, Patterson, 1962) для всей акватории океана. Числа С. Векила и Дж. Райли (Wakil, Riley, 1961), полученные для точек, весьма близких территориально к точкам Т. Кронана, Г. Чжоу и К. Петтерсона, резко от них отличны по причинам, вероятнее всего, чисто методическим, и потому не были использованы при составлении карты; по той же причине оставлено без употребления и большинство спектроскопических данных Е. Голдберга и Г. Аррениуса (Goldberg, Arrhenius, 1958). Данные А. Горовица (Horowitz, 1970) по Pb в южной половине океана хорошо увязываются с числами Г. Чжоу и К. Паттерсона и потому вошли в карту.

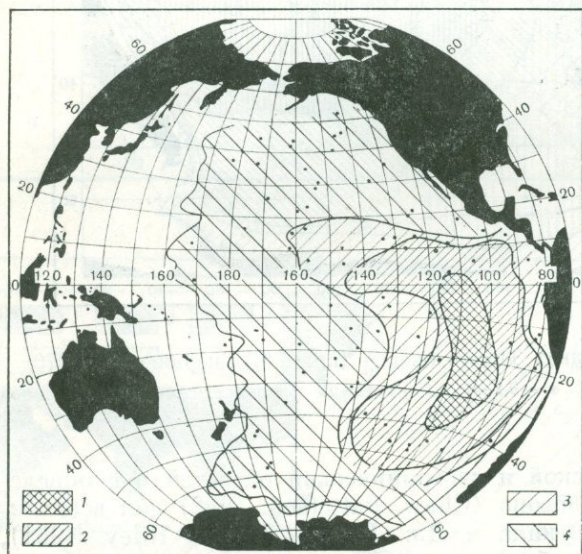
Часть использованных образцов относится к поверхностному слою осадков, часть — к горизонту 30—70 см. Возможность оперирования образцами варьирующей глубины оправдывается тем обстоятельством, что внутри интервала 0—100 см (и даже глубже) содержания Pb изменяются мало, обычно в пределах, меньших, чем границы градаций, принятых на карте.

Уже при первом взгляде на карту Pb видно, что на ней проступают все те же черты, что и на предыдущих: резко выраженное тяготение Pb к юго-востоку океана, особенно к области Восточно-Тихоокеанского под-



Фиг. 69. Распределение Cu в осадках Тихого и Индийского океанов (в $10^{-4}\%$ на бескарбонатное вещество) (по К. Bostrom а. о., 1973)

1 — >1600 ; 2 — $1600-1200$; 3 — $1200-800$; 4 — $800-400$; 5 — $400-200$; 6 — $200-100$; 7 — <100

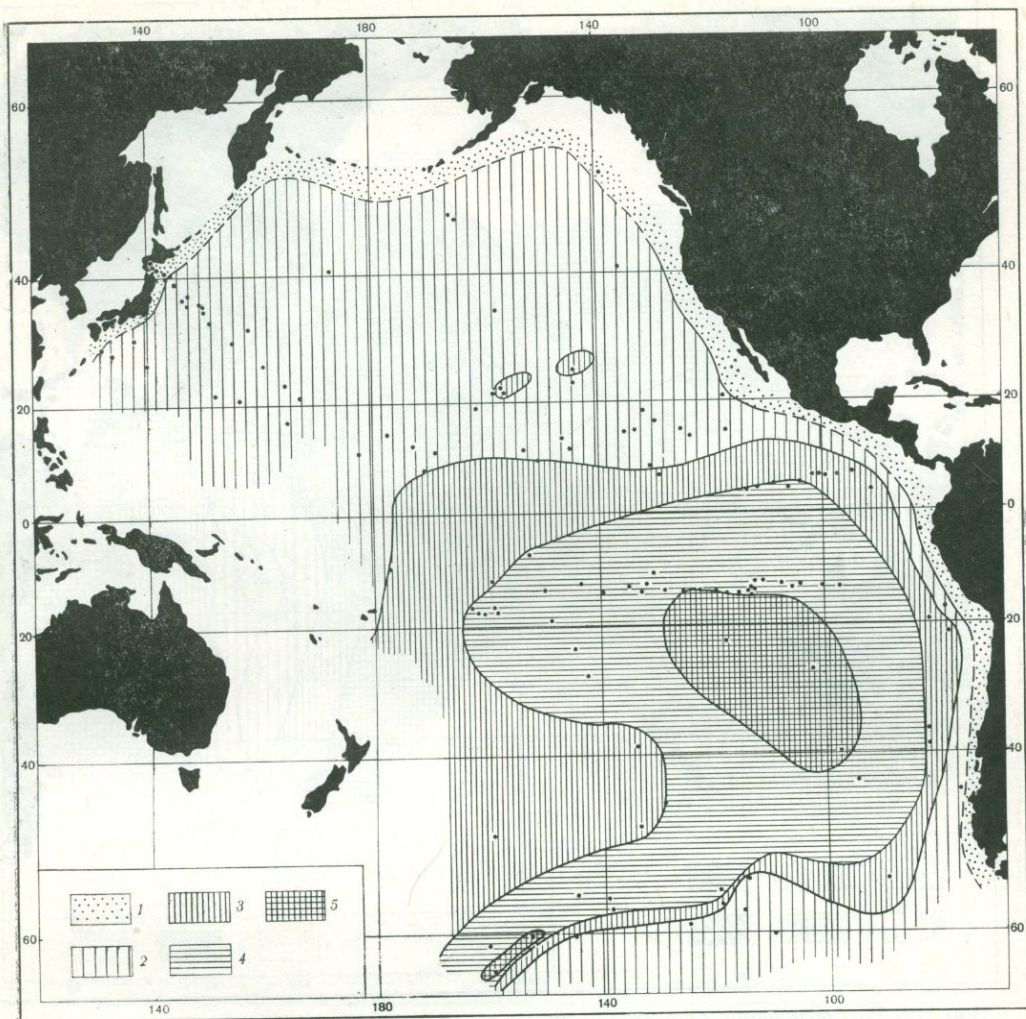


Фиг. 70. Распределение барита в осадках Тихого океана (в % на бескарбонатное вещество) (по G. Arrhenius, E. Bonatti, 1965)

1 — $10-5$; 2 — $5-2,5$; 3 — $2,5-1$; 4 — <1 . Точки — станции наблюдения

нения. Благодаря работе А. Горовица (Horowitz, 1970) можно видеть, что высокие концентрации Pb переходят с Восточно-Тихоокеанского поднятия на Южно-Тихоокеанское и продолжают далее в направлении к Индийскому океану.

Итак, хотя описанные карты построены разными авторами с использованием разных интервалов разреза осадка, геохимическая картина, показанная ими, одна и та же: все элементы обнаруживают явное тяготение к юго-восточной четверти Тихого океана, а внутри нее — к области Восточно-Тихоокеанского поднятия. Западнее, восточнее и севернее его процентные содержания элементов убывают до нормы, свойственной осадкам северной половины океана. Подчеркнем, что различие уровней осадка, для которых строились карты, в данном случае является не минусом их, а плюсом, доказывающим, что геохимическая асимметрия является устойчивой во времени чертой распределения Fe , Mn , Ba , Pb , Cu .



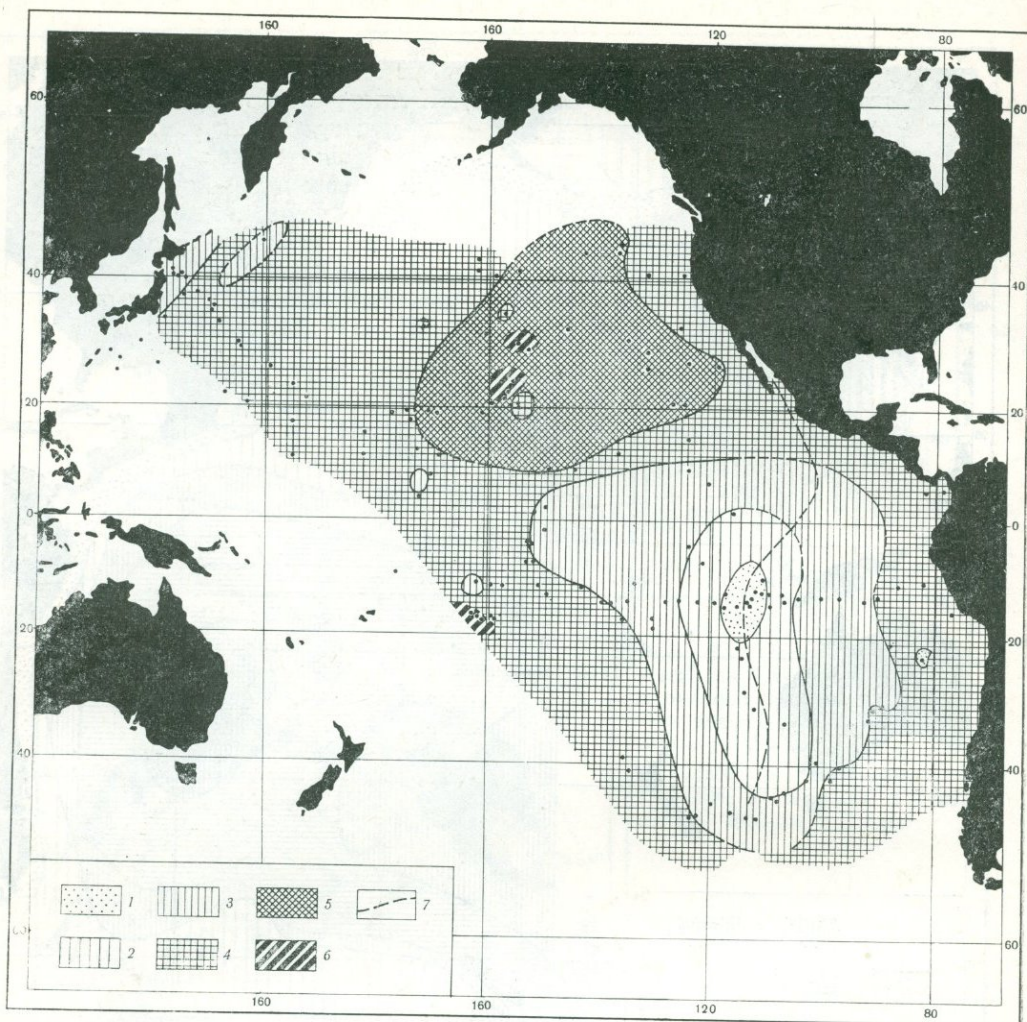
Фиг. 71. Распределение Pb в осадках Тихого океана (в $10^{-4}\%$ на бескарбонатное вещество)

1 — < 20 ; 2 — 20—40; 3 — 40—100; 4 — 100—200; 5 — > 200 . Точки — станции наблюдения

Существенно иначе выглядят схемы распределения Al и Ti в бескарбонатном веществе осадков.

Обе схемы построены автором для интервала глубин от поверхности до 0,7 м, иногда несколько глубже, по материалам К. Бострома и М. Петтерсона (Boström, Peterson, 1969), Р. Ревелла (Revelle, 1944), С. Векила и Дж. Райли (Wakil, Riley, 1961), Е. Голдберга и Г. Аррениуса (Goldberg, Arrhenius, 1958), С. Ландергрена (Landergren, 1964), а также по новым определениям для северо-западной части Тихого океана (Страхов и др., 1973). Использование указанного интервала объясняется тем, что, по многочисленным наблюдениям, колебания содержаний Al и Ti внутри верхнего 0,7-метрового слоя осадка не имеют направленного характера и происходят обычно в пределах, меньших, чем принятые границы отдельных градаций на схемах.

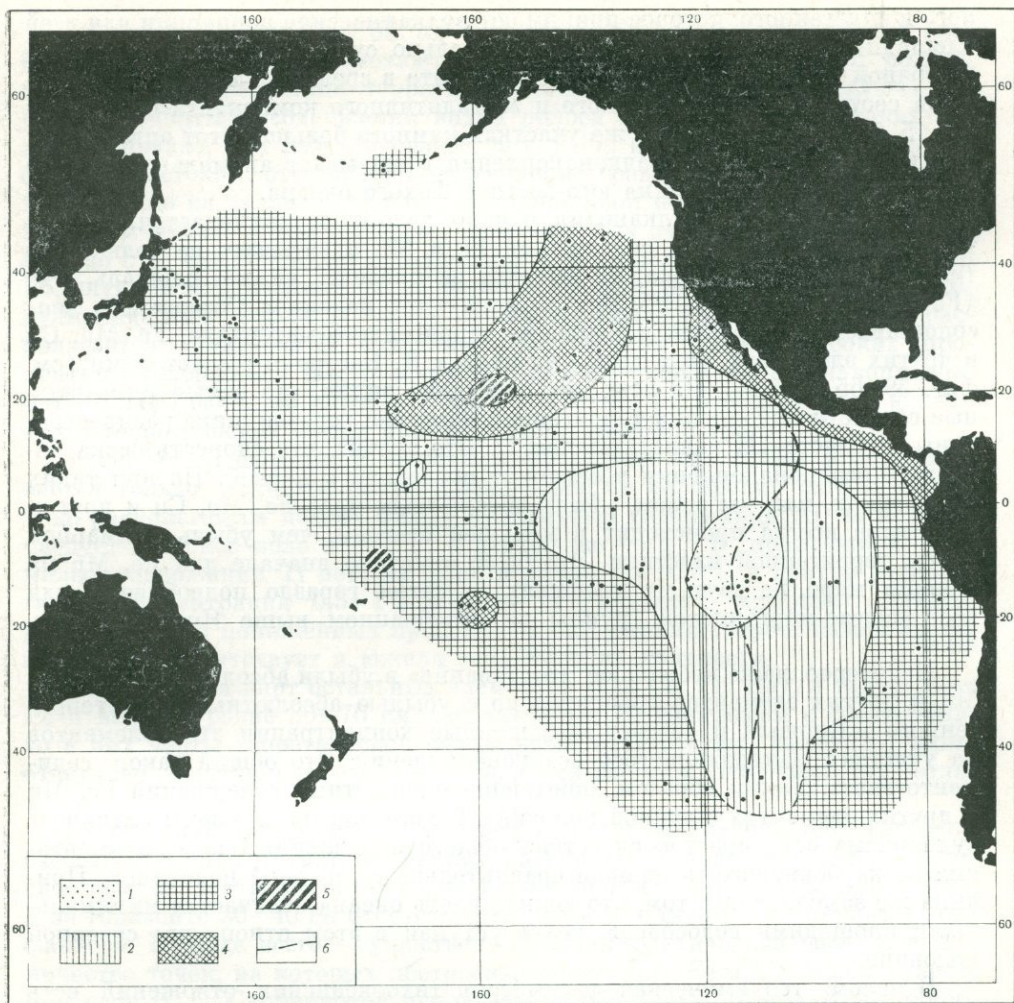
Достаточно взглянуть на фиг. 72 и 73, чтобы убедиться, что распределение Al и Ti резко асимметрично, но в противоположном смысле, чем у Fe, Mn, Ba, Pb, Cu. На этот раз осадки юго-востока Тихого океана характеризуются резко пониженными содержаниями обоих элементов, причем минимальные величины приходится на Восточно-Тихоокеанское поднятие.



Фиг. 72. Распределение Al в осадках Тихого океана (в % на бескарбонатное вещество) 1 — <1; 2 — 1—3; 3 — 3—7; 4 — 7—9; 5 — >9; 6 — >10; 7 — осевая часть Восточно-Тихоокеанского поднятия. Точки — станции наблюдения

Во все стороны от него содержания Al и Ti растут, достигая, наконец, обычной нормы: около 8% у первого элемента и около 0,4% у второго. Максимальные значения находятся в срединной (несколько смещенной на северо-восток) части северной половины Тихого океана. Чрезвычайно характерно близкое сходство карт Al и Ti, почти тождество. Вместе с тем с картами первой группы элементов (особенно Fe и Mn) они соотносятся почти как негатив с позитивом. Области, отличающиеся высокими содержаниями рудных элементов (Mn, Fe, Pb, Ba), обладают минимальными концентрациями Al и Ti и наоборот. Понятно, что речь идет здесь о главных чертах локализации элементов, а не о деталях.

Совокупность особенностей, присущих распределению обеих групп, создает отчетливо выраженную геохимическую асимметрию тихоокеанских осадков (Страхов, 1974 а). Но исчерпывается ли она только этими элементами? Поскольку Ni, Mo, Zn отчетливо тяготеют одни к Mn, другие к Fe, крайне вероятно, что схемы распределения, составленные для них, также в той или иной мере отразят асимметрию, свойственную элементам первой группы, тогда как карты других элементов (например, Cr) — асимметрию, свойственную элементам второй группы.



Фиг. 73. Распределение Ti в осадках Тихого океана (в % на бескарбонатное вещество) 1 — <0,1; 2 — 0,1—0,3; 3 — 0,3—0,5; 4 — 0,5—1; 5 — >1; 6 — осяевая часть Восточно-Тихоокеанского поднятия. Точки — станции наблюдения

К сожалению, имеющиеся в литературе определения этих и других микроэлементов противоречивы по тем же причинам, что и данные по Pb, но их меньше, чем данных по Pb, и критерий для отбора среди них более достоверных отсутствует, почему и схемы не составлены. Тем не менее по соображениям, указанным выше, можно уже сейчас утверждать, что геохимическая асимметрия проявляется не только у Fe, Mn, Ba, Pb, Cu, Al, Ti, но и во всей обширной группе микроэлементов, причем в целом может быть сложнее описанной. Даже при современном частичном ее познании она заслуживает признания в качестве важнейшей черты современного осадкообразования в Тихом океане.

В чем причина асимметрии и, в частности, что контролирует противоположность в распределении Mn, Fe, Ba, Pb, Cu, Al и Ti? После изложенного в главе III совершенно ясно, что одной из кардинальных причин геохимической асимметрии тихоокеанских отложений является наличие на юго-востоке океана активной вулканической области, в которой из глубин Земли поступают emanации. Здесь реализуется то самое арифметическое сложение материала, приносимого из двух разных источников — экзоген-

ного и эндогенного, которое принимают вулканические концепции для всей площади Тихого океана, но которое реально существует только на юго-восточной активной его части. Напомним, что в среднем для всей этой площади соотношение терригенного и эксгальтативного компонента составляет 10 : 15, 56, на центральных же участках намного больше. Этот эндогенный вклад в общий баланс осадконакопления и вызывает аномально высокие концентрации элементов на юго-востоке Тихого океана.

Действием одного вулканизма, однако, дело не ограничивается. На карте область повышенных содержаний Fe и Mn охватывает не только активную зону юго-востока, но выходит за пределы ее, на площадь, где $(Fe+Mn):Ti$ меньше 20 ± 5 . Как объяснить это явление? Объяснение дает сопоставление скоростей накопления терригенного материала, Fe, Mn, Cu и других элементов, показанное на картах К. Бострома с соавторами (см. фиг. 39, 65, а, б, в). На всех них отчетливо видно, что самые минимальные скорости накопления терригенной кластики гораздо шире распространены в области III халистазы, чем II. Это значит, что скорость бескарбонатного осадконакопления убывает от последней к первой. Но при таких изменениях, как мы знаем, убыль абсолютных масс Fe, Mn, Cu и других элементов всегда происходит в меньшей степени, чем убыль суммарной массы терригенной кластики. Это было отмечено вначале для Fe, Mn на Черном море, на двух его профилях, а затем гораздо подробнее и для всей железо-марганцевой группы на разобранном выше Японском профиле.

Некоторое, даже небольшое «отставание» в убыли абсолютных масс Fe, Mn и других элементов сравнительно с убылью абсолютных масс терригенного материала и создает повышенные концентрации этих элементов на участках замедляющегося осадконакопления. Это общий закон седиментогенеза. Таким образом, повышение процентных содержаний Fe, Mn и других элементов в южной половине Тихого океана вне зоны активного вулканизма есть простое следствие общего замедления здесь седиментации бескарбонатного материала сравнительно с северной половиной. Причина же замедления в том, что южная часть океана отличается минимальными площадями водосборов, резко уступая в этом отношении северной половине.

В целом, геохимическая асимметрия тихоокеанских отложений есть производное двух независимых, но накладывающихся одно на другое явлений: уменьшенной подачи на юге в целом терригенного компонента с водосборов и поступления на юго-востоке масс эманаций из глубин.

Насколько отражается в разобранных картах та идеальная теоретическая схема распределения Fe, Mn и микроэлементов, которая создается гидродинамическим режимом поверхностных слоев океанской воды? В полном виде ее не видно ни на одной. Но частичное отражение можно уловить на карте Fe в поверхностном слое и на карте Mn — тоже в поверхностном слое, а также картах Al и Ti.

На карте Fe отчетливо проступает полоса пониженных и даже низких его процентных содержаний в экваториальной зоне ($< 3\%$ и $3-5\%$), отвечающая области повышенной скорости накопления терригенной кластики и железа. К северу, в области халистазы II, намечается обширная зона повышенных и высоких величин Fe ($5-7$ и $7-10\%$), которая в общих чертах соответствует области минимальных скоростей накопления терригенной кластики и Fe на картах Бострома с соавторами (Bostrom а. о., 1973). К югу от экваториальной полосы располагается вторая большая, овальных очертаний зона с содержанием Fe $5-7\%$; она соответствует зоне малых скоростей накопления терригенной кластики и Fe; внутри нее, почти в центре, находится область значений $7-10\%$. Все вместе взятое хорошо согласуется с идеальной схемой, которая в южном полушарии осложнена наложением вулканического, главным образом эксгальтационного фактора.

На карте Мп (см. фиг. 66. а) согласие со схемой проступает уже слабее. Черты сходства заключаются в том, что в экваториальной полосе, где скорости накопления терригенной кластики и Мп максимальны, на карте процентных содержаний видна полоса низких и очень низких величин; правда, она развита слабее, чем у Fe, и ограничивается главным образом востоком, откуда идет поступление осадочного материала, не заходя далеко на запад. К югу от экваториальной полосы и в южном полушарии отчетливо видна огромная зона округлых очертаний с содержанием от 1 до 3%; она совпадает с халистазой III, но осложнена, как и на карте Fe, пятнами и полосами с очень высоким содержанием Мп, обусловленным вулканическим вносом. К северу от экваториальной полосы, там, где располагается халистаза II, отчетливо обособленной полосы высоких процентных содержаний Мп, отвечающих низким скоростям его накопления, нет. Иначе говоря, на карте реализуются только экваториальная и южная части теоретической схемы при отсутствии северной трети.

В картах Al сходство с теоретической схемой еще слабее и ограничивается только северным полушарием. Здесь по периферии океана на западе располагается полоса малых процентных содержаний Al, за которой следует широкое поле с 7—9%, в центре же — 9%. В прибрежной зоне малых содержаний Ti нет; на фоне величин 0,3—0,5% в центре располагается концентрация 0,5—1% и более (у Гавайских островов). Экваториальной зоны пониженных процентных содержаний теоретической схемы нет; также отсутствует и южная зона высоких количеств.

Что касается карт остальных элементов (Cu, Co, Pb, Ba), а также карт Fe и Мп на уровне 30—70 см, составленных К. Бостромом с соавторами, то в них черты теоретической схемы вовсе отсутствуют; выступает лишь отчетливо выраженная геохимическая асимметрия тихоокеанских отложений.

Естественно встает вопрос: что препятствует реализации теоретической схемы? Особенно интригует, почему на картах Fe и Мп в поверхностном слое осадка черты теоретической схемы просвечивают (особенно у Fe), а на горизонте 30—40 см отсутствуют? Здесь действуют, мне думается, три фактора. Прежде всего — существенно разная фактическая база, т. е. количество точек, на которых построены карты. Для Fe и Мп в поверхностном слое Н. С. Скорняковой использовано 651 точка. Карты К. Бострома с соавторами (1973), судя по карте фактического материала, базируются всего на 320 точках, причем остается неясным, анализировались ли на Fe, Мп, Cu, Co, Ni все эти точки или это делалось не совсем систематически. Карты Al и Ti построены на 180 точках. Как видим, фактическая база разных карт существенно различна, степень их достоверности неодинакова, и это первое обстоятельство, которое в принципе может вызывать разную степень отражения теоретической схемы в реальных картах.

Еще важнее другое. Для этой схемы весьма существенно основательное и подробное обоснование точками экваториальной полосы от 0 до 20° с. ш., ибо здесь проходит максимум скоростей накопления терригенной кластики, Fe, Мп, Cu и других элементов, и, стало быть, неизбежно должны наблюдаться их пониженные процентные количества. Чтобы вскрыть эти явления, необходимо достаточное количество профилей, перпендикулярных экваториальной полосе. Условие это соблюдается далеко не во всех случаях.

Карты Fe и Мп в поверхностных слоях осадка у Н. С. Скорняковой (1970) в экваториальной полосе базируются на 12 профилях, пересекающих ее в меридиональном направлении, и более чем на 100 станциях. Это обеспечило вскрытие здесь реальной картины размещения элементов, и оказалось, что процентные содержания Fe и Мп находятся в соответствии с ожиданиями теоретической схемы. Карта К. Бострома с соавторами для Fe, Мп, Cu, Co базируются здесь только на трех профилях, притом нет уверенности, что на них все элементы анализировались во всех точках.

В таких условиях специфика процентных содержаний в экваториальной полосе, естественно, осталась не вскрытой. Но то, что ее нет в картах К. Бострома, еще не означает ее отсутствия в природе: просто для ее выявления не оказалось нужной исходной базы. То же и даже в еще большей степени относится к картам Al и Ti, построенным автором. Хорошо и достоверно отражая геохимическую асимметрию тихоокеанских отложений, эти карты оказываются недостоверными в экваториальной полосе, почему и не выявляют в ней теоретической схемы процентных содержаний элементов.

Итак, можно думать, что слабость отражения теоретической схемы на картах процентных содержаний элементов в осадках Тихого океана вызвана прежде всего недостаточностью фактической базы большинства их, а также неудачным размещением данных на площади, мешающим проявлению этой схемы. Но только ли это одно мешает проявлению на тихоокеанских картах процентных содержаний теоретической схемы? Ответ получим ниже, а пока ознакомимся с картами Атлантического океана.

3. Атлантический океан

В настоящее время мы располагаем картами распределения семи элементов железо-марганцевой группы в поверхностном слое осадков этого океана: Fe, Ti, опубликованными Е. М. Емельяновым (1975б) и Mn, Cr, Co, Ni, Cu, составленными Турекьяном и Имбри (Turekian, Imbrie, 1966). Первые базируются на определениях, выполненных химическими методами, вторые — на количественных спектральных определениях. В обоих случаях количество точек большое — от 265 до 900.

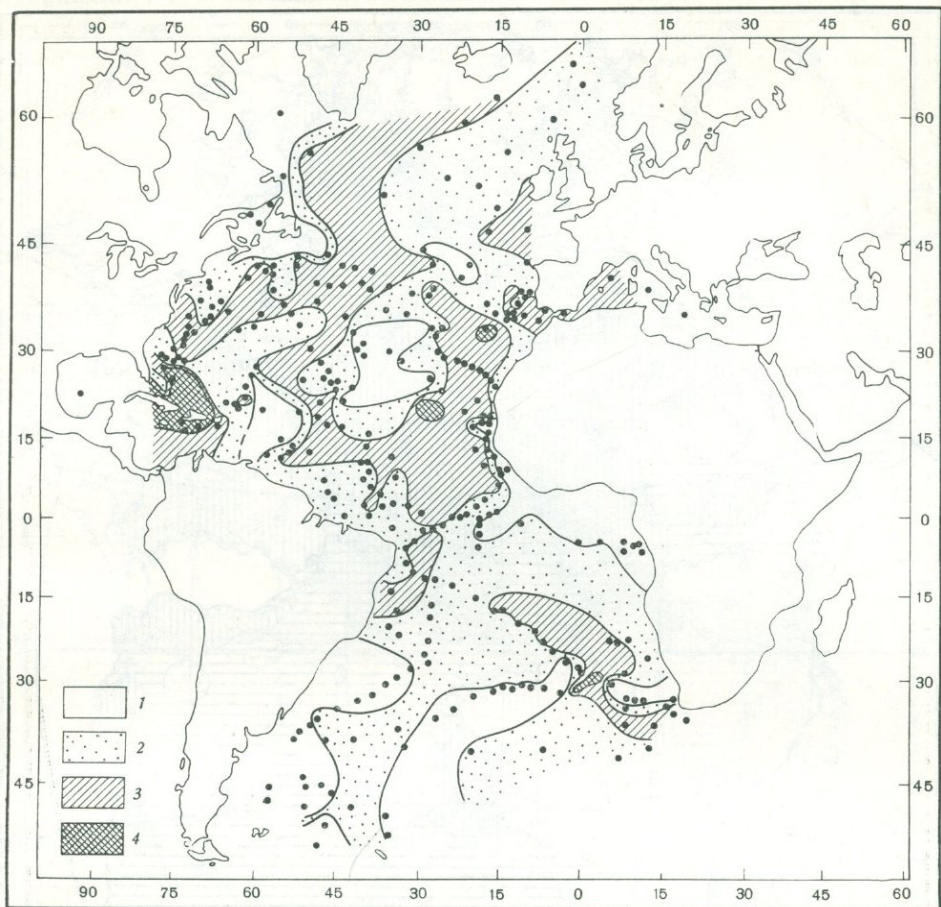
Все эти карты разделяются на две группы, явственно различающиеся пространственной локализацией своих максимальных градаций. В первую входят карты Cr, Ti, Fe. Характерная черта их — отчетливо выраженное тяготение максимальных содержаний к Северной Атлантике; карты достаточно отличаются одна от другой.

Карта Cr (фиг. 74) в целом сложна и сильно запутана; отметим лишь, что минимальные значения отмечаются в центральных частях Атлантики.

На карте Ti (фиг. 75) в северной половине океана значительно распространены содержания 0,7–1,0%; главная площадь их — зона, окружающая о. Исландию с ее базальтовым вулканизмом. Содержания 0,5–0,7% занимают наибольшую центральную часть Северной Атлантики, оконтуриваясь по краям прибрежными зонами с содержаниями 0,5–0,3%. В Южной Атлантике почти вся территория занята градацией 0,5–0,3%. Поэтому разница между общим содержанием Ti в северной и южной половинах выступает отчетливо.

Железо в осадках Северной Атлантики (фиг. 76) чаще всего присутствует в количествах 5–7%, причем эта градация отчетливо локализуется в большей пелагической части бассейна, оконтуриваясь в прибрежной зоне почти повсеместно содержаниями в 3–5 и менее 3%. На фоне в 5–7% разбросаны содержания Fe в 7–10% и более. В Южной Атлантике содержания 5–7% также занимают центральное положение, довольно хорошо совпадая здесь с южной халистазой. Эта площадь отделяется от соответствующей градации в Северной Атлантике экваториальной полосой с 3–5% Fe, где скорость накопления терригенной кластики, как мы знаем, повышена (см. гл. III). Южнее области южной халистазы содержания Fe убывают до 3–5%.

Напомним, что локализация высоких процентных содержаний элементов в центральной части бассейна, где скорость седиментации минимальна, и пониженных — в периферических (прибрежных) зонах, где скорость осадконакопления максимальна, наконец, наличие экваториальной зоны малых процентных содержаний — все это черты теоретической схемы распределения элементов. Таким образом, карта Fe доказывает, что черты

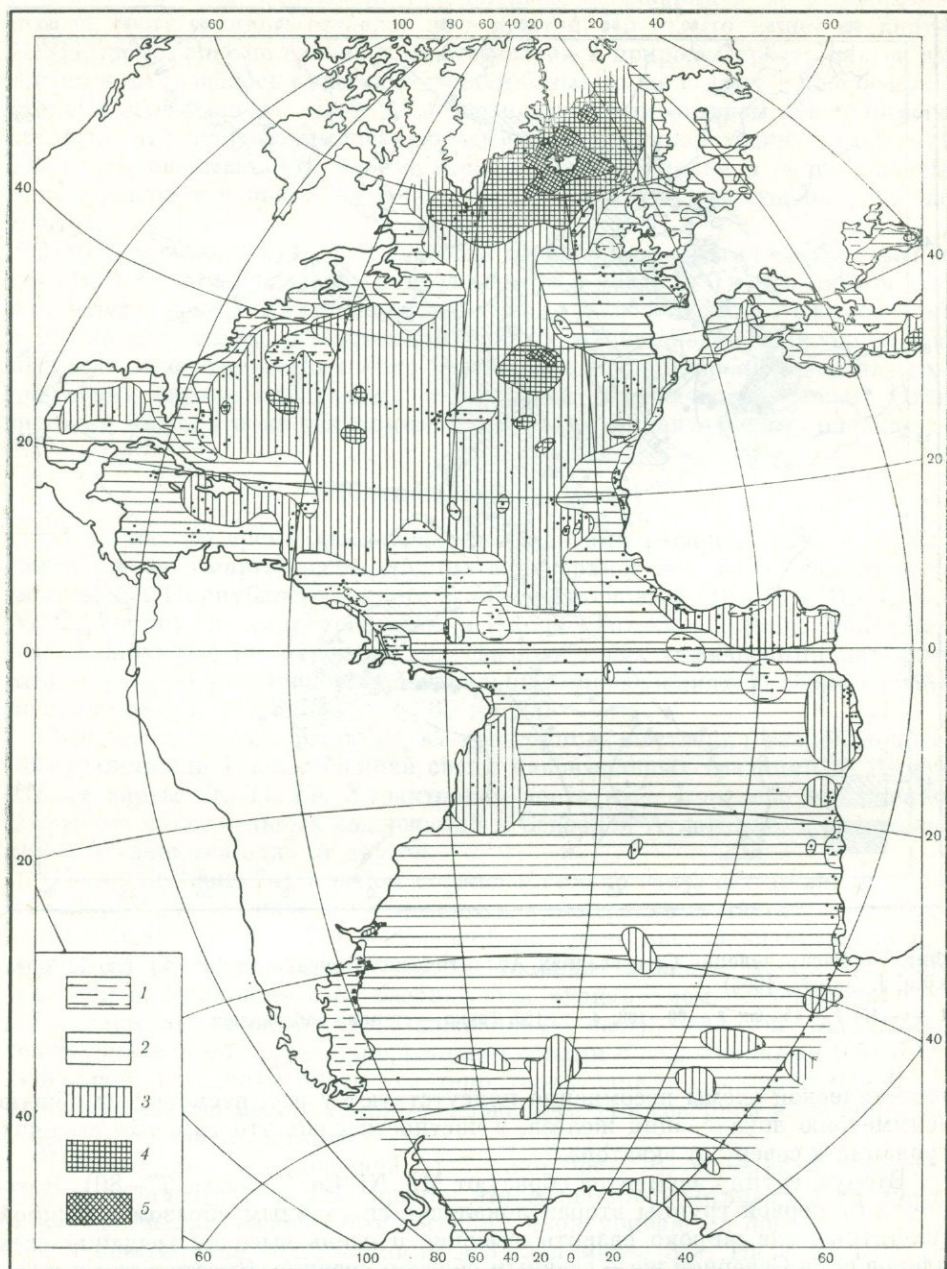


Фиг. 74. Распределение Sr в осадках Атлантического океана (в $10^{-4}\%$) (по К. Турекьян, J. Имбри, 1966)

1 — 0—45; 2 — 45—90; 3 — 90—180; 4 — >180. Точки — станции наблюдения

теоретической схемы несомненно присутствуют у нее, несмотря на общую асимметрию локализации железа, в частности сдвинутость более высоких градаций к северу от экватора.

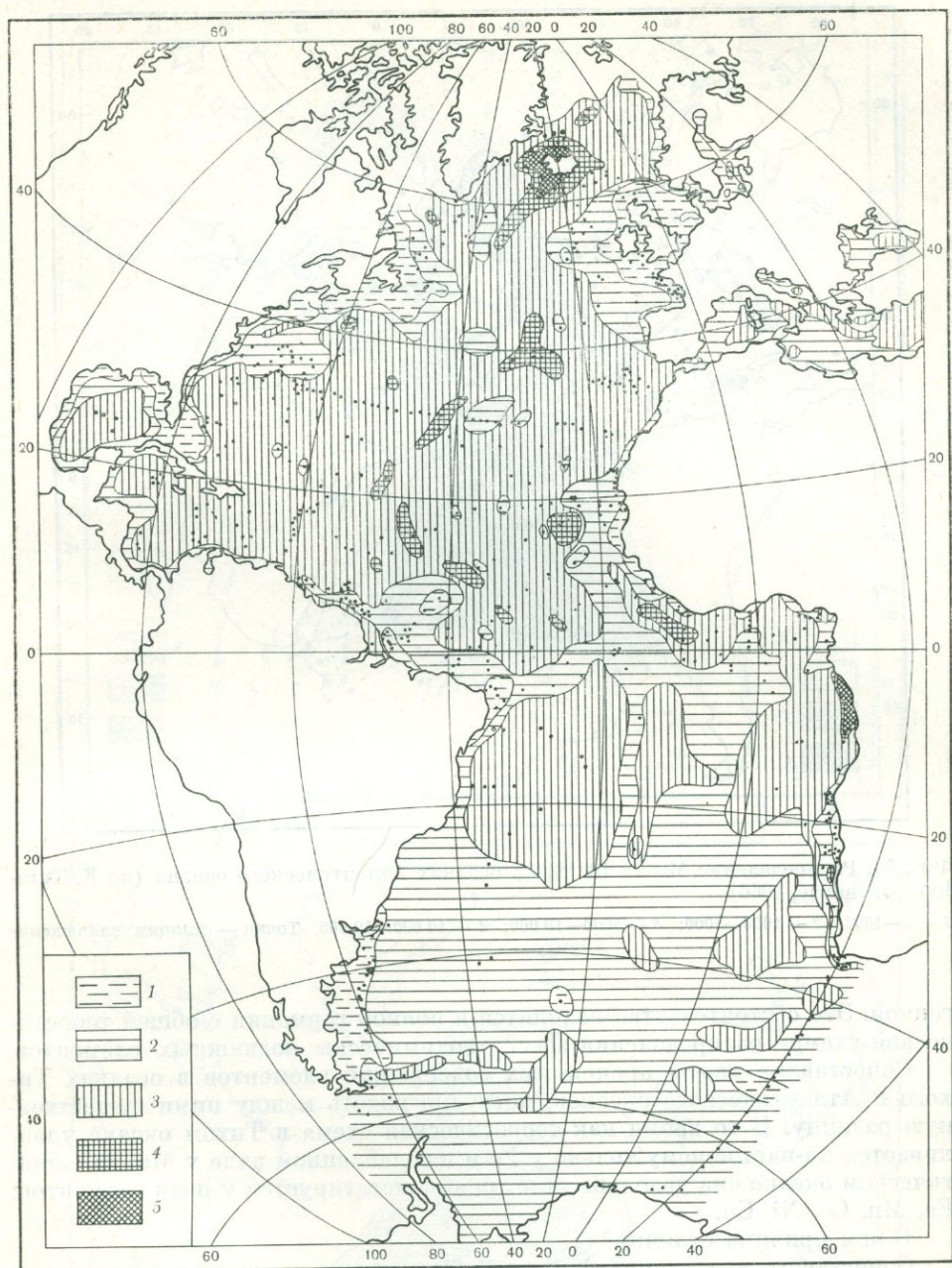
Вторую группу элементов образуют Mn, Ni, Co, Cu (фиг. 77—80). В отличие от первой группы вторая локализуется главным образом в Южной Атлантике, где широко развиты высокие и очень высокие градации всех членов ее; в Северной же — главным образом средние. Вместе с тем и в Северной, и в Южной Атлантике максимальные концентрации всех четырех элементов занимают центральные части океана, иногда явственно совпадая с халистазами, частично или целиком. Минимальные содержания приурочены к периферическим прибрежным зонам океана; это особенно ясно у Co, Cu, Ni, несколько слабее — у Mn. Вместе с тем у всех имеется экваториальная полоса малых процентных концентраций между Северной и Южной халистатическими (или вообще пелагическими) областями. Все это ясные черты теоретической схемы, которая таким образом весьма ясно просвечивает в реальных картах процентных содержаний Mn, Co, Ni, Cu. Нужно иметь в виду при этом, что карты К. Турекьяна и Имбри построены по чисто механическим правилам проведения изолиний между точками, без учета гидродинамического режима бассейна, роль которого



Фиг. 75. Распределение T_i в осадках Атлантического океана (в %) (по Е. М. Емельянову, 1975б)

1 — $<0,3$; 2 — $0,3-0,5$; 3 — $0,5-0,7$; 4 — $0,7-1,0$; 5 — $>1,0$. Точки — станции наблюдения

была этим авторам, очевидно, неизвестна. Если же учесть последний фактор, легко получить вариант, гораздо яснее отражающий гидродинамику поверхностных вод. Нельзя, конечно, строить карты, насилуя первичный материал, проводя изолинии, не считаясь с ним. Но там, где из нескольких возможных вариантов один будет наиболее отвечать гидродинамической схеме бассейна, он должен трактоваться как наиболее вероятный. Такой вариант, ближе отражающий гидродинамику атлантических вод и тяго-

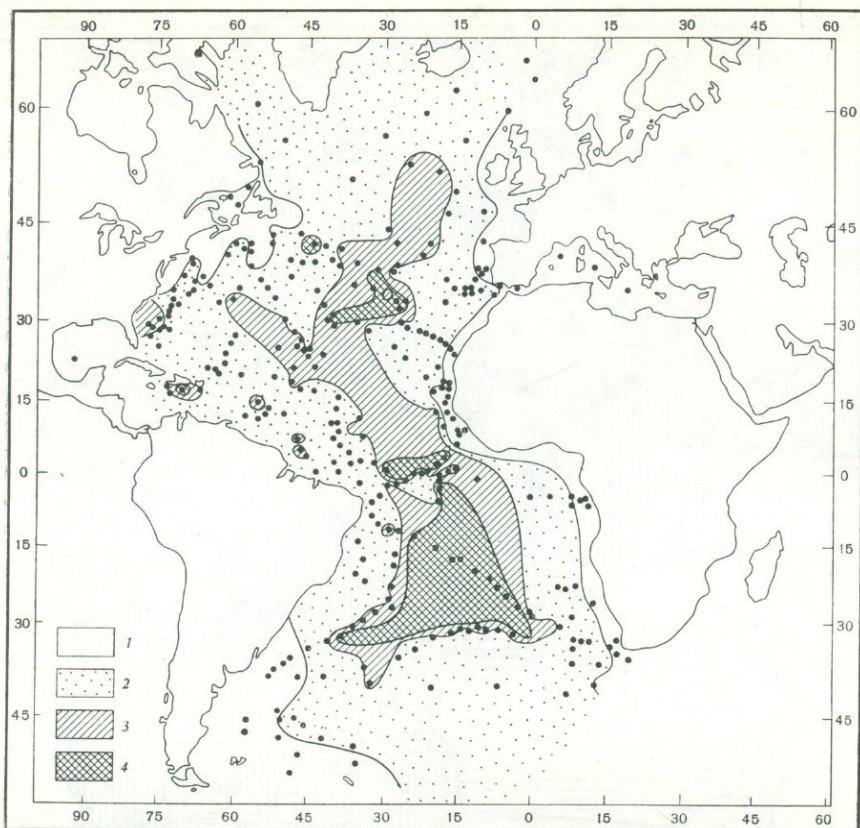


Фиг. 76. Распределение Fe в осадках Атлантического океана (в %) (по Е. М. Емельянову, 1975б)

1 — <3; 2 — 3—5; 3 — 5—7; 4 — 7—10; 5 — >10. Точки — станции наблюдения

тение максимумов к северной и южной халистазам (субтропическим) с более четким разделением самих халистаз, судя по размещению станций, здесь вполне возможен.

Добавлю, что Р. Честер и Р. Мессина-Ганна (Chester, Messina-Hanna, 1970) доказали, что тяготение Ni, Co, Cr, Mn к центральной полосе Атлантики вызвано усиленным поступлением сюда растворенной (водородной) фракции этих элементов при резко ослабленном приносе фракции лито-



Фиг. 77. Распределение Mn (в $10^{-4}\%$) в осадках Атлантического океана (по К. Turekian, J. Imbrie, 1966)

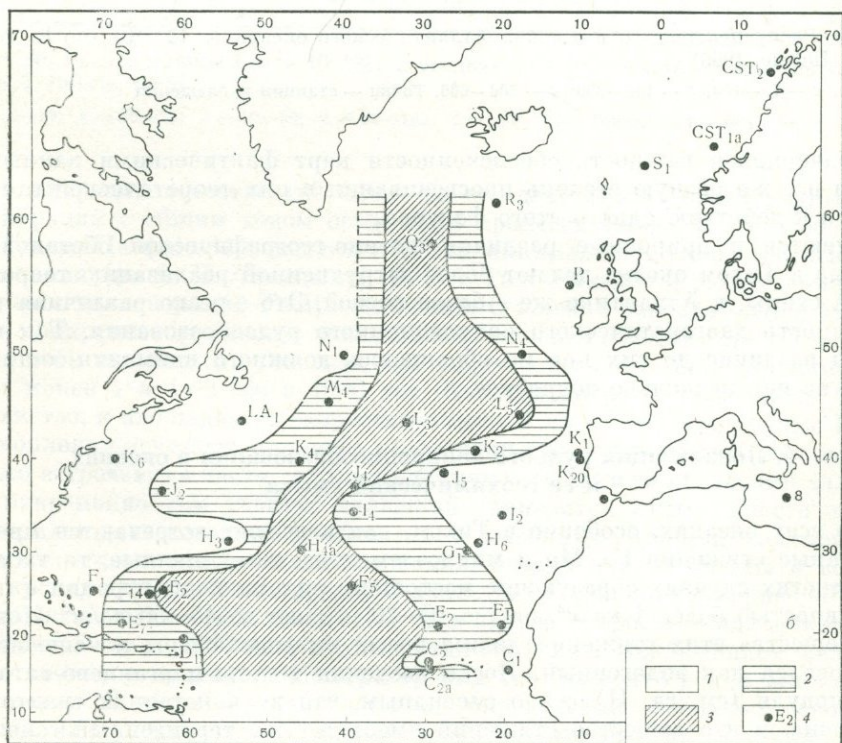
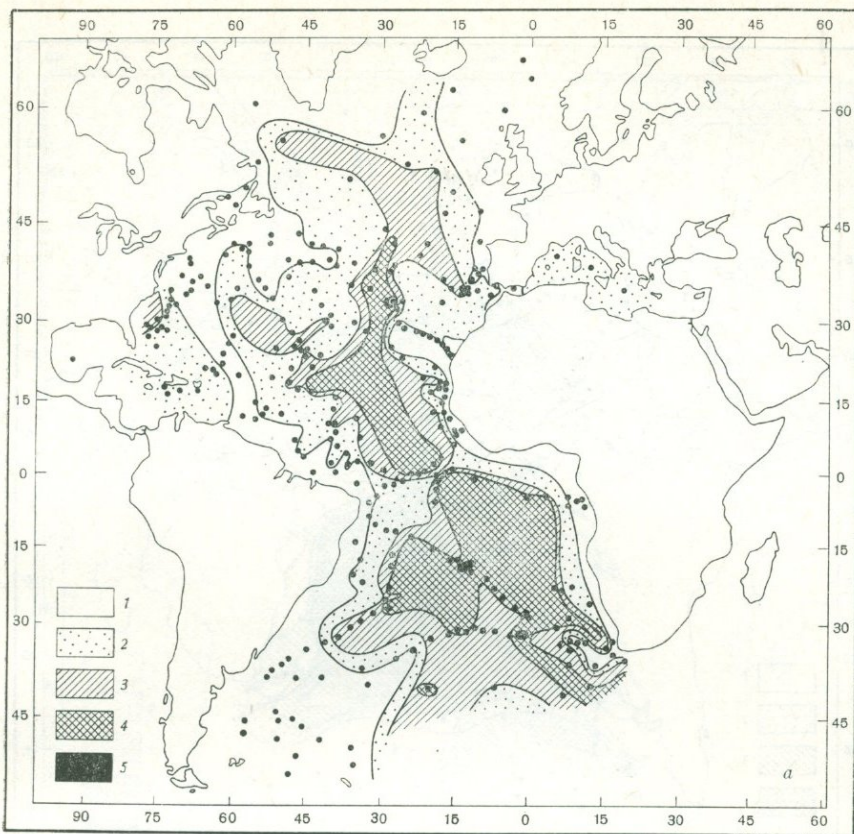
1 — 0—1000; 2 — 1000—5000; 3 — 5000—10 000; 4 — 10 000—50 000. Точки — станции наблюдения

генной. Это обстоятельство находится в полной гармонии с общей теоретической схемой распределения здесь геохимически подвижных элементов.

Сопоставляя карты процентных содержаний элементов в осадках Тихого и Атлантического океанов, нетрудно видеть между ними существенную разницу. В то время как теоретическая схема в Тихом океане улавливается по-настоящему только у Fe и в ослабленном виде у Mn, в Атлантическом океане она довольно отчетливо констатируется у пяти элементов: Fe, Mn, Co, Ni, Cu.

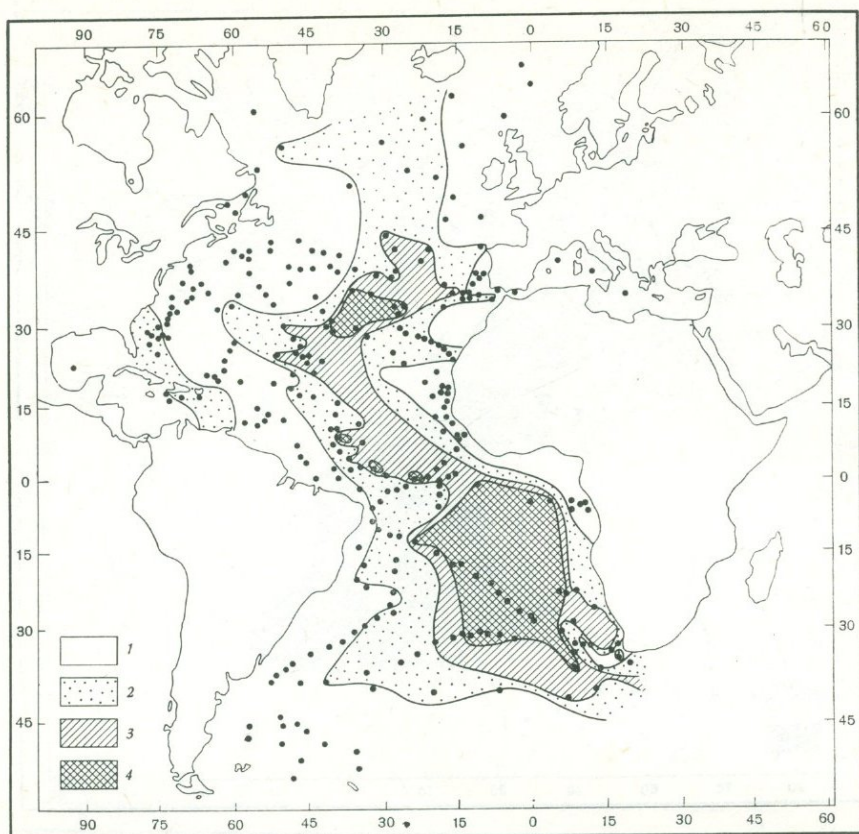
В чем причина отличия?

Сопоставим следующие факты. В Тихом океане максимальное количество анализов для поверхностных слоев — 651 (карты Fe, Mn Н. С. Скорняковой, 1970), для карт К. Бострома — 320, для карт Al и Ti — 180. И это при огромной площади океана, равной 169 000 000 км². В Атлантическом океане карты Fe базируются на 900 точках, Ti — на 656, Mn, Cr, Co, Ni, Cu — на 265 точках. И это при площади океана, составляющей меньше половины площади океана Тихого! Кроме того, очень важная в теоретическом плане экваториальная зона в Тихом океане плохо обеспечена фактическим материалом, и он размещен здесь невыгодным способом, в экваториальной же полосе Атлантического океана точек много и они большей частью расположены удачно (перпендикулярно зоне течений, особенно в картах К. Корренса). Оба эти обстоятельства и позволили гораздо более четко проявиться теоретической схеме в картах Атлантики, а не Тихого океана.



Фиг. 78. Распределение Ni в осадках Атлантического океана

a — валовые содержания (в $10^{-4}\%$) (по К. Turekian, J. Imbrie, 1966): 1 — 0—40; 2 — 40—80; 3 — 80—160; 4 — 160—320; 5 — >320; *б* — литогенная часть (в %) (по R. Chester, R. Messina-Hanna, 1970): 1 — >60; 2 — 30—60; 3 — <30. Точки — станции наблюдения



Фиг. 79. Распределение Si в осадках Атлантического океана (в $10^{-4}\%$) (по К. Turekian, J. Imbrie, 1966)

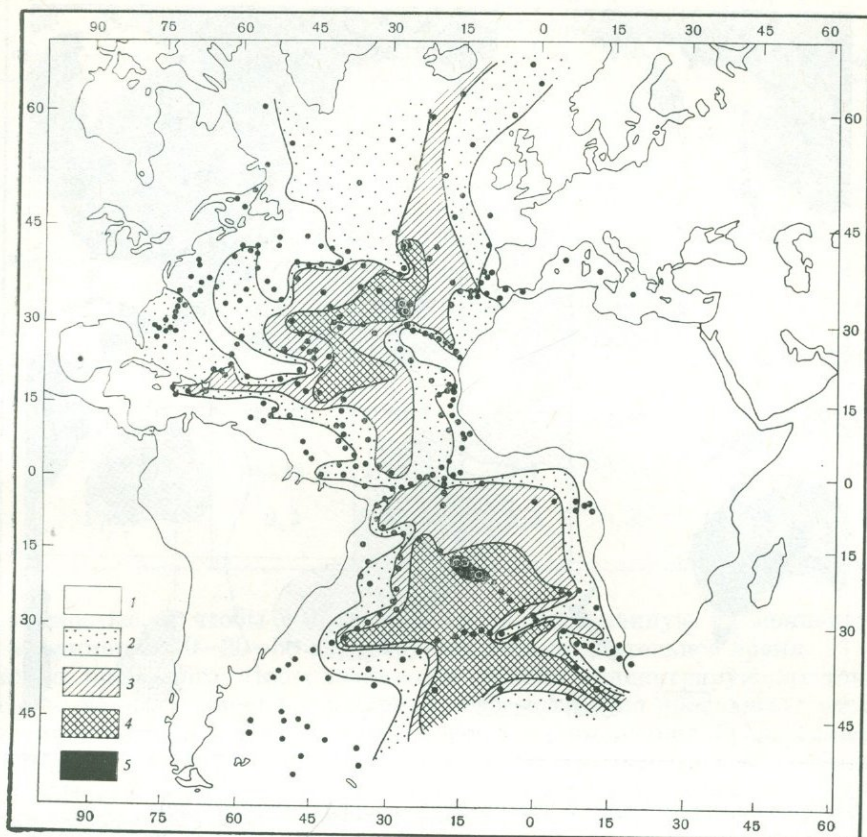
1 — 0,75; 2 — 75—150; 3 — 150—300; 4 — 300—600. Точки — станции наблюдения

Подчеркивая важность обеспеченности карт фактическими данными, нельзя все же разную степень просвечивания в них теоретической схемы сводить к действию одного этого фактора.

Имеются и природные различия физико-географической обстановки, которые в Тихом океане делают более затрудненной реализацию теоретической схемы, в Атлантике же — более легкой. Это — резко различная интенсивность диагенетического конкреционного рудообразования. Так как на это различие до сих пор не обращалось должного внимания, остановимся на нем несколько подробнее.

4. Локализация рудного конкрециообразования в океанах и ее геохимический смысл

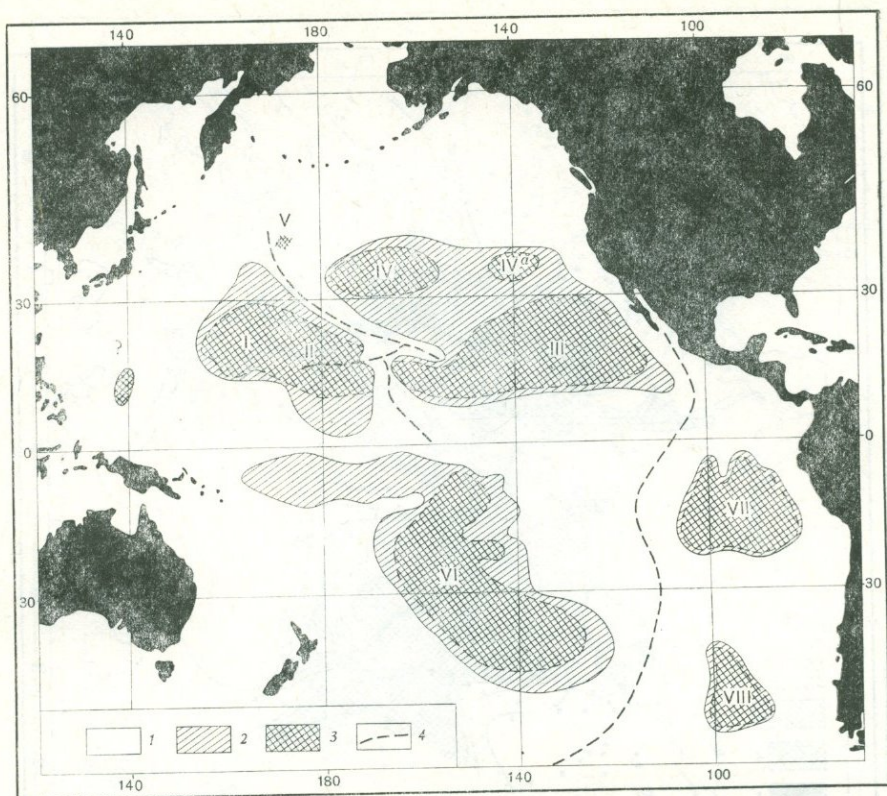
Во всех океанах, особенно в Тихом, как известно, встречаются многочисленные стяжения Fe, Mn и микроэлементов, то единичные, то частые, а во многих случаях образующие настоящие рудные концентрации с продуктивностью более 1 кг/м^2 , порою 10—20 и даже до 45—50 кг/м^2 . Источник вещества этих стяжений долгое время вызывал споры и чаще всего трактовался как эндогенный. После введения железа-марганцево-титанового модуля (см. гл. II) стало очевидным, что вулканогенная трактовка ошибочна, и что вещество стяжений имеет тот же терригенный генезис, что и рассеянные в пелагических илах Fe, Mn и микроэлементы. В таком случае, что же контролирует локализацию стяжений вообще и их рудных



Фиг. 80. Распределение Pb (в $10^{-4}\%$) в осадках Атлантического океана (по К. Turekian, J. Imbrie, 1966)

1 — 2—20; 2 — 20—40; 3 — 40—80; 4 — 80—160; 5 — 160—320. Точки — станции наблюдения

концентраций в частности? Ответ на это дает анализ связи рудных концентраций с общим ходом осадочного процесса в океанах, в особенности в Тихом. На фиг. 81 показаны области минимальных скоростей осадконакопления (по А. П. Лисицыну, 1971) в Тихом океане и размещение в нем рудных концентраций Fe-Mn стяжений. С первого взгляда видно, что рудное конкрециеобразование локализовано только в областях II—III халистаз и притом на таких их участках, где скорость осадконакопления минимальна: менее 1 и 1—3 мм в 1000 лет. Как только переходим, даже внутри халистаз, к площадям со скоростями более 3 мм в 1000 лет, рудные Fe-Mn накопления исчезают, сменяясь разрозненными конкрециями, которые местами встречаются часто, местами единично. То же и за пределами халистаз. Одновременно сам габитус стяжений становится иным: вместо хорошо оформленных желваков в областях с высокими темпами седиментации встречаются плохо развитые стяжения, иногда просто налеты и корочки на кусках вулканических пород. В халистазе I, лежащей севернее 40° с. ш., а также в вытянутых халистазах А и Б, где скорость осадконакопления больше 3 мм в 1000 лет, рудных стяжений нет. Исключением являются две точки: у подножия Императорских гор (район V) и в Марианской впадине. В обоих случаях, однако, определений реальных скоростей осадконакопления нет, и вполне вероятно, что это исключения только кажущиеся; на деле скорости седиментации и здесь могут быть более 3 мм в 1000 лет. Весь же остальной огромный материал позволяет принять, что подобно тому, как в океанах существует критическая глубина карбо-



Фиг. 81. Локализация в Тихом океане рудного конкрециеобразования

1 — скорость осадконакопления >3 мм в 1000 лет; 2 — скорость 1–3 мм и меньше 3 мм в 1000 лет; 3 — площади рудного конкрециеобразования (по П. А. Безрукову, В. П. Петелину, Н. С. Скорняковой, 1970); 4 — оси срединных хребтов; I–VI — номера рудных площадей

натонакопления, ниже которой карбонатные осадки не формируются, имеется и критическая скорость седиментации, выше которой рудные накопления Fe- Mn не образуются. Скорость меньше 3 мм в 1000 лет является своего рода поисковым признаком на рудные накопления Fe и Mn.

В чем причина тяготения рудного конкрециеобразования к областям минимальных скоростей осадочного процесса? Можно было бы думать, что в обогащенности илов халистаз Fe и Mn, но это не так. Из табл. 47 видно, что рудные поля в халистатических областях возникают при разной обогащенности осадков Fe и особенно Mn. Так поле I возникло на фоне содержаний Mn от 0,2 до 0,5 и, отчасти, на фоне 0,5–1%. Рудные поля II, III, взятые в целом, располагаются на фоне тех же содержаний Mn. Рудное поле VI в центральной котловине Тихого океана западной своей половиной лежит в области концентраций Mn 0,5–1%, восточной — в области содержаний 1–3%. Рудное поле VII в области 1–3% Mn. Колебания, как видим, достаточно большие (на 1,5 порядка), и это позволяет считать, что предварительное концентрирование Fe и Mn в илах не играет решающую либо даже просто значительную роль в формировании рудных концентраций стяжений, как это казалось автору раньше (Страхов, 1968). Истинная причина глубже и лежит в физико-химических особенностях рудообразующих элементов.

Нужно иметь в виду, что конкреции образованы окисными формами Fe, Mn и их спутников и формируются в среде с высоким Eh порядка +500 мв. А окисные соединения Fe и Mn (особенно первого) в осадке с таким высоким окислительным потенциалом отличаются ничтожной

Т а б л и ц а 47

Соотношения продуктивности стяжений и их состава
(по Н. С. Скорняковой, 1970)

Участок	Mn в осадке, %	Продуктив- ность, кг/м ²	Mn	Fe	Ni	Co	Cu
			%				
I	0,2—0,5 0,5—1,0	5,5	19,8	12,8	0,58	0,43	0,31
II	0,2—0,5 0,5—1,0	?	15,0	18,7	0,38	0,70	0,41
III	0,2—0,5 0,5—1,0	3,8	23,4	7,5	1,0	0,26	0,94
IV	0,2—0,5 1,0—3,0	9,4 (?)	16,5	11,2	0,38	0,19	0,31
VI	0,5—1,0 1,0—3,0	10—13,6	17,2	13,1	0,63	0,53	0,37
VII	1,0—3,0	9,2	32,3	6,4	0,55	0,085	0,54

растворимостью, и чтобы создать заметную обособленную их концентрацию, например, в 10—20—50 кг, требуется весьма длительное время.

Важно, кроме того, чтобы возникшая система концентрирующих токов длительно не была нарушена и зародышевое стяжение продолжало расти. Это возможно лишь в случае, если скорость седиментации будет существенно меньше скорости стягивания элементов. Такими местами в Тихом океане, где реализуется это условие, являются участки халистаз со скоростями осадкообразования менее 3 мм, особенно менее 1 мм в 1000 лет.

Таким образом, места формирования рудных Fe-Mn стяжений в Тихом океане строго детерминированы. Они предопределены сочетанием физико-химических свойств окисных соединений элементов с гидродинамической схемой распределения в водоеме веществ, поступающих с берега, и занимают в этой схеме те участки халистаза, скорости седиментации в которых минимальны (менее 3 мм в 1000 лет). Формирование рудных стяжений Fe и Mn — новое и блестящее подтверждение выдающейся роли гидродинамического режима поверхностных вод Тихого океана в распределении на площади Fe, Mn и микроэлементов в его осадках. На картах Н. С. Скорняковой (1970) видно, что содержания Mn, Ni, Co, Cu в стяжениях близко повторяют схему распределения рудных концентраций стяжений, что и естественно.

Необходимость минимальных скоростей осадконакопления для формирования рудных Fe-Mn накоплений в пелагиали позволяет понять ряд частных наблюдений, касающихся Fe-Mn стяжений. Общеизвестно, что эти стяжения редки в глобигериновых илах, более часты в радиоляриевых и наиболее часты в красной глубоководной глине, где и образуют рудные накопления. Объясняется это тем, что скорость седиментации глобигериновых и, частью, радиоляриевых илов обычно выше критической для пелагического рудообразования, а у красной глины — ниже ее. Понятен с этой же точки зрения тот неожиданный факт, что рудное конкрециеобразование отсутствует в поле достоверного развития эксгаляций на Восточно-Тихоокеанском поднятии, а также в зонах с вулканокластическими осадками. Тормозящим фактором является большая скорость осадкообразования. Иными словами, там, где эманации постунают снизу, их вещество оказывается иммобильным в диагенезе, причем тормозом перераспределения в данном случае является обильное накопление CaCO₃, отчасти SiO₂, но отчасти и самого вулканического материала.

В подавляющем большинстве случаев конкреции как в рудных полях, так и вне их располагаются на поверхности осадка; лишь меньшая часть — в верхних 10—20 см ила. Этот многократно подтвержденный факт дополнен в настоящее время другим важным наблюдением во время 9-го рейса нис «Дмитрий Менделеев» вдоль II—III рудных полей. Оказалось, что верхние 2—3 см осадка отчетливо обогащены Mn сравнительно со слоями, более глубокими (И. И. Волков, устное сообщение). Таким образом, можно сказать более обще: верхние 2—3 см осадка в зоне халистаз с минимальными скоростями седиментации отличаются обогащенностью Mn, которая проявляется и в рассеянной его форме, и в рудных стяжениях.

В чем причина обогащения? Учтем, что мощность 2—3 см в областях халистаз отвечает по времени 10—20·10³ лет, т. е. самому концу плейстоцена и голоцену. В это время, после ликвидации ледникового покрова, с континентов северного полушария уменьшился твердый сток рек в субтропиках, что и отразилось соответствующим образом на скоростях седиментации. Граница критических скоростей была перейдена в благоприятную сторону. Отсюда общее повышение процентных содержаний Mn и сопутствующих элементов в самом верхнем слое осадков II+III халистаз и появление здесь рудных стяжений Fe и Mn.

Замедление седиментации в субтропической части Атлантического океана установлено К. К. Турекьяном (Turekian, 1964); оно констатировано в голоцене Черного (Degens, Ross, 1972) и Каспийского морей (Лебедев и др., 1973) и потому допустимо для субтропических зон Тихого океана.

Железо-марганцевые стяжения отличаются, как известно, характерным отношением к рельефу рудных площадей; их больше на холмообразных поднятиях рельефа высотой 200—300 м и площадью 1—3 км² и меньше в западинах между холмами. Объяснение заключается в том, что скорость седиментации на поднятиях меньше, чем в западинах, ибо с первых движений придонных вод смывается во вторые некоторая часть тонкого материала (Скорнякова, 1970). Это полностью гармонирует с нашей концепцией.

За последние 10—15 лет на разных участках океанов было обнаружено несколько погребенных горизонтов железо-марганцевых стяжений на различных глубинах от поверхности дна. По минеральному и химическому составу стяжения из погребенных слоев ничем существенным от современных поверхность лежащих не отличаются. Мы можем поэтому считать, что они обязаны своим генезисом моментам замедленной седиментации на данной территории океана. Тем самым разрез океанических осадков с погребенными рудными горизонтами становится как бы каменной летописью колебаний пелагического осадкообразования, причем рудные слои отвечают моментам его замедления, а разделяющие — периодам ускорения.

Рудные площади, выделенные Н. С. Скорняковой (1970), отличаются большой пестротой распределения на них продуктивности стяжений. Она варьирует от 0,1 до 10—20—30 кг/м² и выше. Но состав стяжений внутри каждой площади остается более или менее постоянным. Причины гнездового характера рудных площадей две. Одна — в уже разобранном выше влиянии холмообразного рельефа дна океана; другая — в колебаниях мощности верхнего конкрециеобразующего слоя: местами она возрастает, приближаясь к критической скорости седиментации и даже переходя ее; тогда конкрециеобразование убывает вплоть до локального исчезновения. В других местах мощность отвечает оптимальной для формирования стяжений, и тогда появляются наиболее продуктивные участки («гнезда») конкреций.

Если существует критическая скорость конкреционного рудообразования в II+III халистатических зонах, то как понять возникновение отдельных конкреций вне этих халистаз с увеличенными скоростями седиментации? Думаю, что здесь действуют те же два фактора, какие только что рассмотрены для областей халистаз: действие рельефа и колеба-

ния мощностей осадочного покрова. И тот и другой приводят к локальному появлению вне халистаз участков с замедленной седиментацией, близкой к критической. На таких участках и возникают разрозненные стяжения. Чем дальше от халистаза, тем реже встречаются территории со скоростями, приближающимися к критической, тем реже становятся находки конкреций и тем более зачаточный, несовершенный характер они имеют.

Как видим, идея о скорости осадочного процесса как решающем факторе пелагического рудообразования позволяет без натяжек и внутренних противоречий истолковать известные в настоящее время факты о конкреционных Fe-Mn рудах и о стяжениях этих элементов вообще.

Как известно, разные океаны получают существенно различные массы терригенного материала на 1 км^2 . В соответствии с этим средневзвешенная скорость накопления (по карте А. П. Лисицына, 1971) в Атлантическом океане приходится на градации 30—100 мм в 1000 лет, в Индийском — на градации 10—30 мм в 1000 лет, в Тихом — на градации 3—10 мм в 1000 лет.

Естественно поэтому, что наиболее широкое развитие рудных накоплений Fe и Mn свойственно именно Тихому океану; в Индийском оно меньше, причем также локализуется вне срединного хребта с его эксгальциями (Безруков, Андрущенко, 1972). Что же касается Атлантического, то здесь главной формой нахождения Fe и Mn (кроме рассеянной) являются микростяжения или зерна марганцевых минералов (Dietz, 1955). При этом в красной глине образцы с зернами составляют 43% общего числа проб, в глобигериновом илу — 6%, в синем — 4%, в птероподовом — 15%, в вулканическом — 1% (из 102 образцов всего в одном). Разрозненные Fe-Mn макростяжения встречаются редко. Что же касается рудных полей, то их известно всего два (Меро, 1965): одно — на плато Блэйк вблизи побережья США, на глубинах 200—1000 м; другое — к юго-востоку от Бермудских островов. Первую область нельзя отнести к пелагическому типу железо-марганцевого рудного процесса, и потому в Атлантическом океане следует говорить всего лишь о единственной Бермудской площади пелагических рудных концентраций Fe и Mn¹. Она локализована в центральной части североатлантической халистазы, в области минимальных скоростей осадконакопления, причем стяжения здесь по Р. Честеру (Chester a. o., 1973) распространены на большой площади. В Северном Полярном бассейне, наименьшем по размерам, пелагических Fe-Mn стяжений нет вовсе.

Таким образом, сопоставление океанических водоемов показывает, что с уменьшением площади океана и с сокращением возможностей фракционирования осадочного материала, поступающего с водосборов, убывает и в конце концов прекращается формирование характерных конкреционных Fe-Mn руд в халистатических зонах.

5. О возможном влиянии рудного конкрециеобразования на распределение Fe, Mn и микроэлементов в отложениях океанов

Итак, на картах процентного содержания Fe, Mn и микроэлементов в Тихом океане теоретическая (идеальная) схема распределения чувствуется слабо, причем только для Fe и Mn, тогда как в Атлантическом — она выступает явно для Fe, Mn, Ni, Co, Cu.

В то же время интенсивность рудного конкрециеобразования в конвергентных халистазах Тихого океана высока, в Атлантическом же — сильно ослаблена. На первый взгляд, сопоставление этих двух явлений кажется произвольным и неоправданным. Но более близкое рассмотрение показывает, что это не так.

¹ По данным Д. Горна с соавторами (Gorn a. o., 1972), конкреции встречены в Капской (южная часть) и Бразильской (тоже южная часть) впадинах; к сожалению, указания на продуктивность конкреций отсутствуют.

Из опыта изучения внутриконтинентальных водоемов (Черного и Каспийского морей) известно, что геохимически подвижные элементы показывают повышенные содержания именно в халистазах, а не в разделяющих их полосах кольцевых течений. Но так обстоит дело только в условиях отсутствия пелагического конкрециообразования. Представим себе теперь, что оно развито и в довольно интенсивной форме. Тогда, очевидно, в конкреции перейдет заметная доля первоначально находившихся в илах Mn, Mo, Co, Ni, Cu, остаточные же процентные содержания их в илах понизятся. Разница между концентрациями в осадках халистаз и в разделяющей их полосе циркулярных движений сгладится и — теоретически — может даже исчезнуть. Тем самым конкреционное рудообразование при достаточной интенсивности может затушевать, резко ослабить отражение на картах идеальной теоретической схемы процентного распределения элементов.

Именно этот случай, по мнению автора, имеет место в Тихом океане. Здесь в халистазах II и III конкреционное рудообразование развито достаточно сильно, и в руды стянуто много Fe и Mn. Выше (см. гл. II) было показано, что при продуктивности конкреций в $7,6 \text{ кг/м}^2$ возвращение в илы (расчетом) стянутого Fe повысит его исходное содержание в илах от 5,17 до 5,72%, Mn — от 0,59 до 1,46%. При продуктивности в 18 кг/м^2 содержание исходного (до стяжения) Fe в илах будет уже 6,50%, а содержание Mn — 3,84%. При дальнейшем росте продуктивности стяжений исходные содержания Fe и Mn будут еще выше. То же касается и микроэлементов. Достаточно мысленно вставить на картах процентных содержаний элементов эти высокие первичные их количества на площади II и III халистаз, чтобы убедиться, что здесь обрисуются области более высоких концентраций сравнительно с зоной экваториальных течений. Соответствие первичной, мысленно воссозданной картины гидродинамическому режиму Тихого океана станет четче. И одновременно станет ясным, что отсутствие этого соответствия на реальных картах микроэлементов объясняется не только недостаточной их обеспеченностью фактическим материалом, но и тем, что влияние диагенетического конкреционного рудообразования в пелагиали вообще затрудняет проявление теоретической схемы на картах процентных содержаний элементов.

В свете сказанного становится ясным, почему в распределении элементов в Атлантическом океане теоретическая схема выступает яснее, чем в Тихом. Да потому, что конкреционное рудообразование в Атлантике развито слабее и первичные соотношения теоретической схемы и реальных карт хотя и ослаблены в некоторой степени конкреционным рудообразованием, но не так сильно, как в Тихом океане.

Одновременно большая обеспеченность фактическим материалом способствует лучшему проявлению первичной теоретической схемы на атлантических картах.

Есть одна деталь, подтверждающая существенную роль диагенетического рудообразования. Хотя карты распределения Fe и Mn в поверхностном слое осадков Тихого океана базируются на одинаковом количестве станций, к тому же и размещенных одинаково, теоретическая схема на карте Fe просвечивает, как мы знаем, яснее, полнее, чем на карте Mn. Причина заключается в том, что у Mn, геохимически гораздо более подвижного, чем Fe, в рудные конкреции стянуто гораздо больше первичного, седиментационного Mn, и это понизило степень сходства реальной карты «остаточного» Mn с теоретической схемой. Можно думать, что вообще с увеличением геохимической подвижности элемента конкреционное рудообразование понижает степень сходства теоретической схемы с реальной картой процентных содержаний. Проверка этой концепции представляет существенный интерес для геохимии современного осадочного процесса, но требует постановки специальных работ.

6. Баланс геохимического процесса в океанах и вытекающие из него следствия

В предыдущем рассмотрены отдельные стороны океанического геохимического процесса на стадии седиментогенеза. В заключение подчеркнем одну важнейшую его сторону, на которую до сих пор не обращалось должного внимания: своеобразный баланс осадочного геохимического процесса и вытекающие из него следствия.

В главе I было показано, что по расчетам Г. В. Лопатина (1950) на $12\,700 \cdot 10^6$ т терригенной взвеси приходится лишь $3600 \cdot 10^6$ т растворенных веществ. По более новому подсчету А. П. Лисицына (1974) сток взвешенных веществ с континентов составляет $22,1 \cdot 10^9$ т, растворенных — $3,2 \cdot 10^9$ т. Уже из этих сопоставлений явствует, что в формировании химического состава океанических отложений, взятых в целом, решающую роль играют отнюдь не химические процессы, а механический разнос и фракционирование твердых фаз, поступающих с континента.

Опираясь на данные О. А. Алекина и Л. В. Бражниковой (1964) относительно состава растворенного стока с континентов и на знание форм осаждения разных компонентов в океане, можно значительно уточнить годичный седиментационный баланс океанов. От $12\,700 \cdot 10^6$ до $22\,000 \cdot 10^6$ т осаждается механическим путем, $1\,500 \cdot 10^6$ т — биогенно (карбонаты Ca и Mg и SiO_2); $125 \cdot 10^6$ т ($\Sigma\text{Fe} + \text{Mn} + \text{микроэлементы}$) — химическим путем или физико-химическим — сорбцией, $359 \cdot 10^6$ т остается в растворе и идет на пополнение запаса солей в океане (хлориды и сульфаты K, Na, Ca, Mg). Присоединение сюда пирокластики увеличит пай механически осажденного материала еще на $2000 - 3000 \cdot 10^6$ т, тогда как доля химически осажденных веществ практически не изменится, ибо сульфаты и хлориды Na, K, Ca, Mg, формирующиеся при эксплозии и в поствулканическую стадию, измеряются всего $40 - 60 \cdot 10^6$ т и в осадконакоплении не участвуют, а идут на увеличение солености океанов.

В этом балансе, как автору уже приходилось отмечать, поражает огромная роль чисто механической седиментации (89,9—93,5%) и ничтожная — собственно химической (0,9—0,5%); биогенная стоит между ними, резко превышая химическую, но сильно уступая механической (9,2—6%).

Такой баланс сложился исторически и отражает рост континентальных блоков в геоморфологии Земли и рост массы биоса в океане. Два эти процесса вызвали прогрессирующее подавление чисто химической седиментации, господствовавшей на ранних стадиях геологической истории, биогенным и чисто механическим осадкообразованием в более поздние эпохи, начиная с протерозоя и до современной.

Приведенные расчеты коренным образом меняют привычные представления о природе океанского геохимического процесса. Если под последним понимать совокупность частных явлений и процессов, формирующих химический состав осадков, то приходится признать, что в океане геохимический процесс в целом есть прежде всего (на 90—93%) процесс физический, а еще точнее — механический, т. е. процесс механического разноса и фракционирования твердых фаз, поступивших с берега, аллохтонных; в весьма малой степени (6—9,2%) этот физический процесс осложнен биогенным (карбонаты Ca+Mg, $\text{C}_{\text{орг}}$, SiO_2) и в совершенно ничтожной мере — физико-химическим: коагуляцией коллоидов Fe и Mn и сорбцией на них микроэлементов.

К этому следует добавить, что все твердые фазы, возникшие в самом океане биогенным или химическим путем (известковые и кремневые раковины планктона, трупы организмов, гелевые сгустки Fe, Mn и т. д.), подхватываются движущейся водой, разносятся по акватории океана, фракционируются по размерам и отлагаются там, где это «разрешается» гидродинамическим режимом океана, осаждаясь здесь с гидравлически эквивалентными кластическими частицами, поступившими в океан в «го-

товом виде». Физический процесс переноса в создании геохимического облика осадков играет даже большую роль, чем это можно видеть из рассчитанного выше баланса.

Физическая — в основном и решающем — природа геохимического процесса предопределяет его теснейшую связь с гидродинамическим режимом океанов. В самом деле, гидродинамический режим контролирует размещение на площади абсолютных масс или скоростей накопления терригенной кластики, Fe, Mn, Cu, Co и многих других микроэлементов. Он же через создание зон повышенного перемешивания поверхностных и более глубоких горизонтов, а также зон дивергенций, где воды богаты P и N, контролирует продуктивность планктона и размещение абсолютных масс $C_{орг}$, SiO_2 и отчасти $CaCO_3$. Через фракционирование аллохтонных и автохтонных взвесей гидродинамический режим порождает своеобразные черты размещения подавляющего числа элементов в океанских осадках, когда зонам циркулярных течений отвечают повышенные абсолютные массы элементов и низкие их процентные содержания, халистазам же — пониженные абсолютные массы элементов и повышенные их процентные содержания. Он же, порождая области минимальных скоростей седиментации (менее 3 мм в 1000 лет) в халистазах, контролирует локализацию здесь рудных накоплений Fe-Mn стяжений, наиболее развитых в Тихом океане, меньше в Индийском и еще меньше — в Атлантическом. А это своеобразно отражается на картах процентных содержаний элементов в пелагических илах.

Вулканизм, как фактор, контролирующий распределение элементов в океанических отложениях, стоит уже далеко на втором плане. По-настоящему мы видим его действие лишь на юго-востоке Тихого океана, где глубинные эманации создают обширное поле осадков, богатых Fe, Mn и некоторыми элементами. В Атлантическом океане влияние эксгаляций на картах распределения элементов практически не улавливается из-за ничтожности поставляемых ими масс. То же относится и к Индийскому океану. Около очагов эксплозивного андезитового вулканизма зона уловимого его влияния на геохимию осадков ограничена непосредственно прилегающей к очагу полосой грубозернистых отложений, причем оно усиливается здесь шлиховым процессом. С удалением в область все более тонкозернистых отложений геохимическое влияние эксплозивного вулканизма быстро ослабевает. Около очагов базальтового вулканизма непосредственное его влияние еще меньше.

Действие глубины как фактора, контролирующего распределение компонентов, ярко сказывается лишь на карбонатах Ca и Mg созданием критической изобаты, за пределами которой карбонаты в осадках исчезают; это сказывается на картах абсолютных масс и на картах процентных содержаний карбонатов.

Что же касается действия климатической зональности, то в своем настоящем виде, именно как зональность тепла+влаги, она не отражается на картах распределения элементов вообще, независимо от того, оперируем мы абсолютными массами или процентными содержаниями. Из комплекса температуры+влажность действует лишь первый фактор и только на один компонент осадка — карбонаты Ca+Mg, повышая их содержание в отложениях тропиков и субтропиков и понижая — на высоких широтах. Но гумидность или аридность теплого климата на химическом составе карбонатов и интенсивности их накопления не сказываются.

Поэтому мне представляется ошибочным усиленное выдвигание А. П. Лисицыным (1971, 1974, 1975), а также О. А. Бордовским (1971) на первый план климатической зональности лика Земли в качестве главного фактора современного океанического литогенеза и механическое перенесение на осадкообразование океанского сектора тех климатических его типов, какие выделены мной для континентального блока. Не входя в подробный анализ этой ошибочной концепции (что составит содержание

особой работы), отмечу лишь кратко, что утверждения А. П. Лисицына о ведущей роли климатического фактора базируются главным образом на отнесении за счет климата того, что на деле является результатом гидродинамики поверхностного слоя воды, а также на том, что халистазы II и III являются географическим продолжением аридных зон на континенте. При этом упускается из виду, что механизм, создающий пустыньность на континенте, принципиально иной, чем генерирующий «пустыньность» в океане. В первом случае это — режим температуры+влаги, во втором — гидродинамический режим, обуславливающий отсутствие вертикального перемешивания воды в конвергентных халистазах II+III. Таким образом, можно говорить лишь о слабо выраженных температурных модификациях геохимического процесса на высоких и низких широтах в океанах, но не о его климатической зональности. Последняя резко проявляется лишь в бассейнах внутриконтинентальных, о чем автору не раз приходилось писать (Страхов, 1954, 1960 и др.), но не в океанах. Интенсивность же влияния климата во внутриконтинентальных водоемах обусловлена тем, что в них «работает» не только разный температурный режим, но главным образом разный режим влажности, который в океанах по понятной причине никакого влияния на геохимические процессы в осадках не оказывает.

Единственно правильной общей трактовкой геохимического процесса в океанах является, по мнению автора, гидродинамическая концепция, развитая на предыдущих страницах. Она отвечает столь большому числу фактов, что можно лишь удивляться тому, что доселе такая трактовка не была заявлена в литературе. Объяснением этому может служить, пожалуй, только то, что океанологи-литологи касались лишь частных вопросов истории отдельных компонентов в том или другом океане, без их увязки друг с другом и оперировали при этом процентным методом. Появление данных по скоростям накопления океанских осадков и отдельных его компонентов, а также по абсолютным массам, сразу же поставило вопрос в новую, более общую плоскость и показало, что геохимический океанский процесс неотделим от гидродинамического режима этих водоемов, являясь как бы другой его стороной.

Иначе обстоит дело на стадии диагенеза. Механическое перемещение материала прекращается; неуравновешенная физико-химически система свежевыпавшего осадка начинает постепенно уравниваться. Это достигается длинной цепью физико-химических преобразований: окислительно-восстановительных, растворения и осаждения новых аутигенных фаз, их концентрацией около разных точек, перераспределением внутри слоя и между слоями и т. д. Механическая форма переноса по существу сменяется в диагенезе разнообразными по направлению диффузионными потоками. Динамика наддонной воды практически уже не сказывается на этом сложном физико-химическом преобразовании осадка, а если и воздействует, то своеобразным путем — размывом более или менее заметного слоя осадка, уже продвинувшегося в диагенетическом преобразовании, и переносом его в другую часть бассейна. Такое вмешательство гидродинамического фактора, столь мощно и конструктивно содействовавшего процессу распределения вещества на стадии седиментогенеза, в диагенезе тормозит физико-химическое уравнивание свежевыпавшего осадка, придавая ему своеобразные черты сравнительного с нормальным ходом процесса, пример чему мы увидим в следующей главе.

Автору неоднократно приходилось анализировать процессы диагенеза с разных сторон, и потому не будем в дальнейшем вновь детально разбирать эту проблему. Ограничимся только строением восстановительной зоны осадка и ее связью с органическим веществом, ибо это необходимо для сопоставления геохимической картины в океанах с тем, что наблюдается в краевых и внутриконтинентальных морях, особенно с сероводородным заражением наддонной воды.

Глава VII

ЛОКАЛИЗАЦИЯ И ИНТЕНСИВНОСТЬ РЕДУКЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ОСАДКАХ ТИХОГО ОКЕАНА

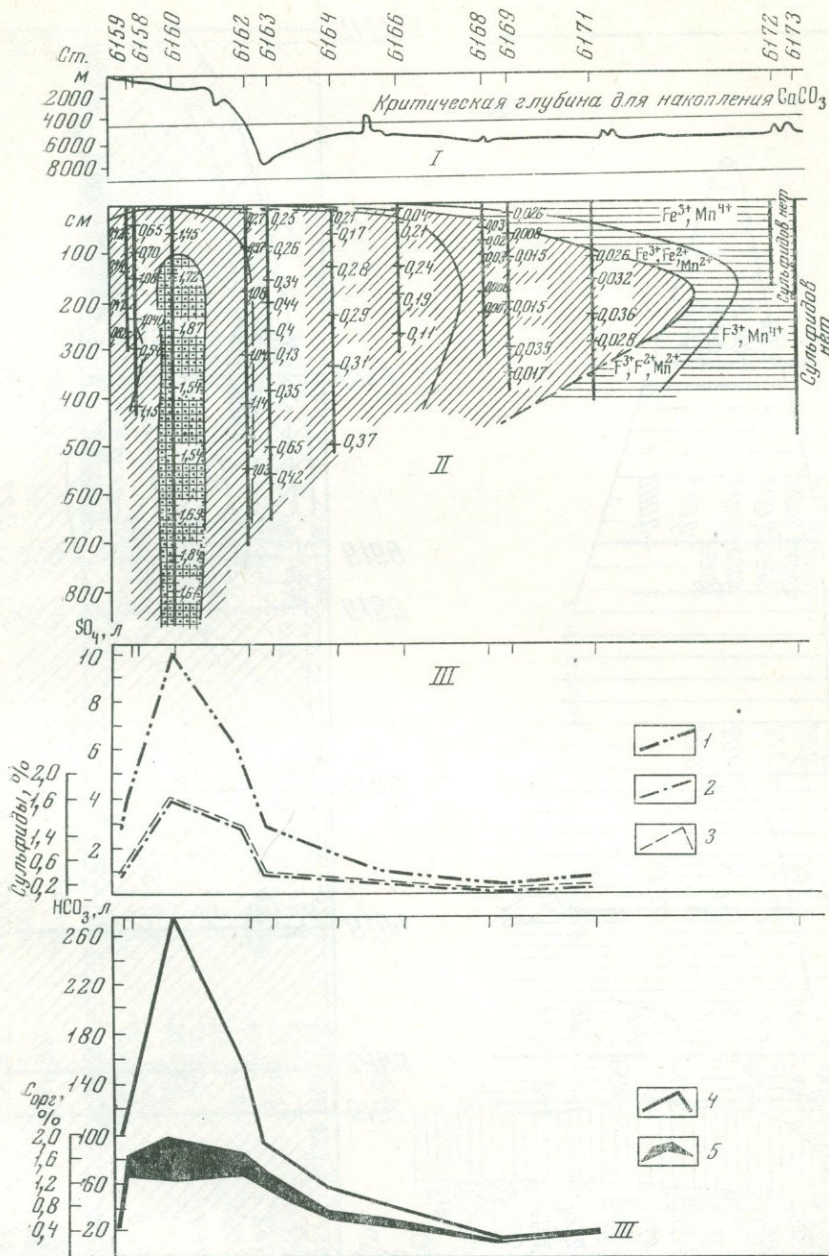
Все предыдущее касалось геохимии процессов океанского седиментогенеза. Материалы, полученные во время 46-го рейса «Витязя», дают возможность рассмотреть и некоторые вопросы диагенеза, которые до сих пор были пропущены. Три из них особенно существенны: 1) строение восстановительной зоны и ее сочленение с зоной окислительной; 2) интенсивность редукционных процессов в разных частях доступного пока разреза океанских осадков; 3) определение мощности активного слоя осадка, находящегося во взаимодействии с наддонной водой.

1. Морфология редуцированной зоны на Японском профиле

Морфология восстановительной зоны определяется размещением сульфидных форм железа, т. е. суммы пирита и гидротроилита (фиг. 82). На вскрытой мощности (3—8 м) восстановительная зона имеет вид клина, вытянутого в пелагическом направлении. На самой прибрежной ст. 6159 среднее по колонке содержание пирита невелико — 0,39%, но дальше возрастает до 1,48% (ст. 6160) и затем убывает до 0,79% на ст. 6162. В пелагической части клина содержания пирита малы (0,16—0,23%) и быстро уменьшаются до 0,03—0,02%. Гидротроилит всегда присутствует, но в ничтожных количествах (0,008—0,025%); изменения его концентраций в общем следуют за изменениями содержаний пирита, но соотношения этих сульфидов все же не остаются постоянными. И если в прибрежных станциях и в середине профиля гидротроилит составляет всего 1—2% от содержаний пирита, то в пелагической области его относительная масса увеличивается до 15—30%. Все это согласуется с диаграммой соотношений разных форм серы, разработанной И. И. Волковым еще в 1961 г. для Черного моря и подтвержденной затем на нашем профиле в 1972 г.

Внутри восстановленной области наибольшие содержания сульфидов приурочены к более глубоким горизонтам разреза. Ближе к поверхности дна количества сульфидов отчетливо убывают. Это особенно ясно проступает на более прибрежных станциях — от 6159 до 6164 включительно; на станции 6160, например, более глубокие горизонты редуцированной зоны содержат 1,5% сульфидов, у поверхности же дна их количество падает до нескольких десятых процента (Розанов и др., 1972).

Характерно изменяется положение верхней границы восстановленной зоны. В первых четырех станциях (6158—6162) сульфатредукция осуществляется, правда в слабой форме, уже на контакте с наддонной водой. Начиная со ст. 6163, в самом верху колонок обозначается небольшой слой коричневого цвета — окисленная пленка, имеющая здесь мощность 2—3 см. Дальше в пелагиаль мощность пленки увеличивается, достигая последовательно 10, 20, 30, 35 см, а на ст. 6171 скачком возрастает до 125 см. Кроме того, восстановительная зона с сульфидами имеет здесь ограниченную мощность (около 200 см) и снизу подстилается

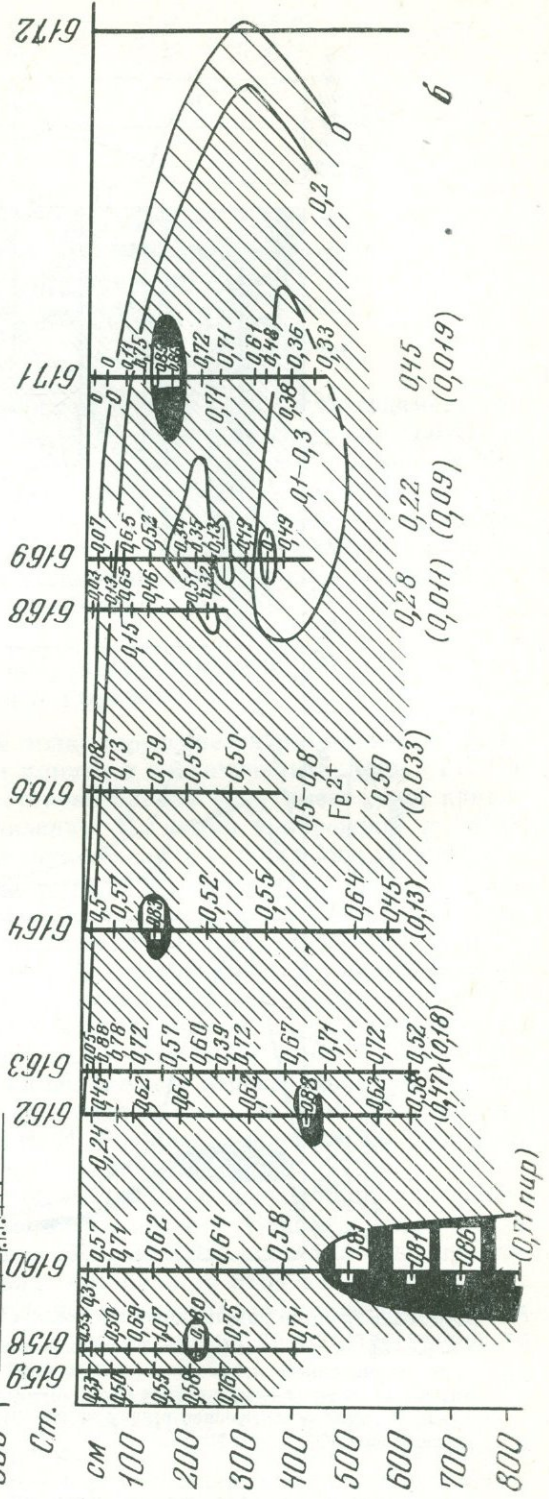
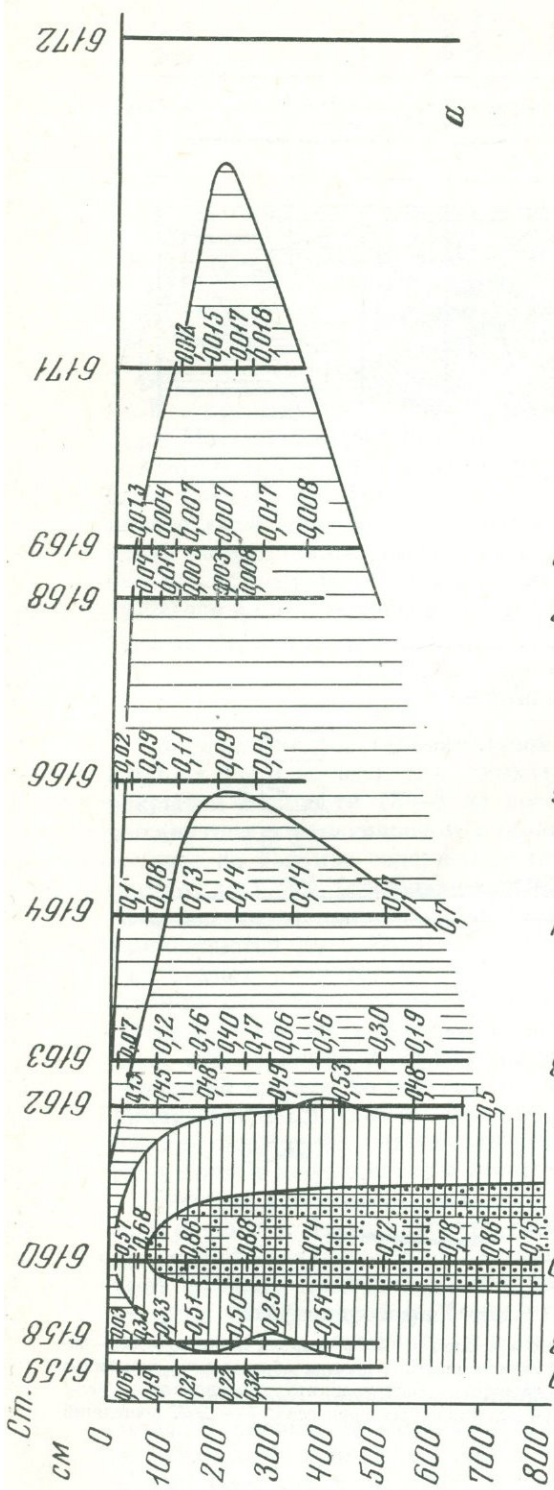


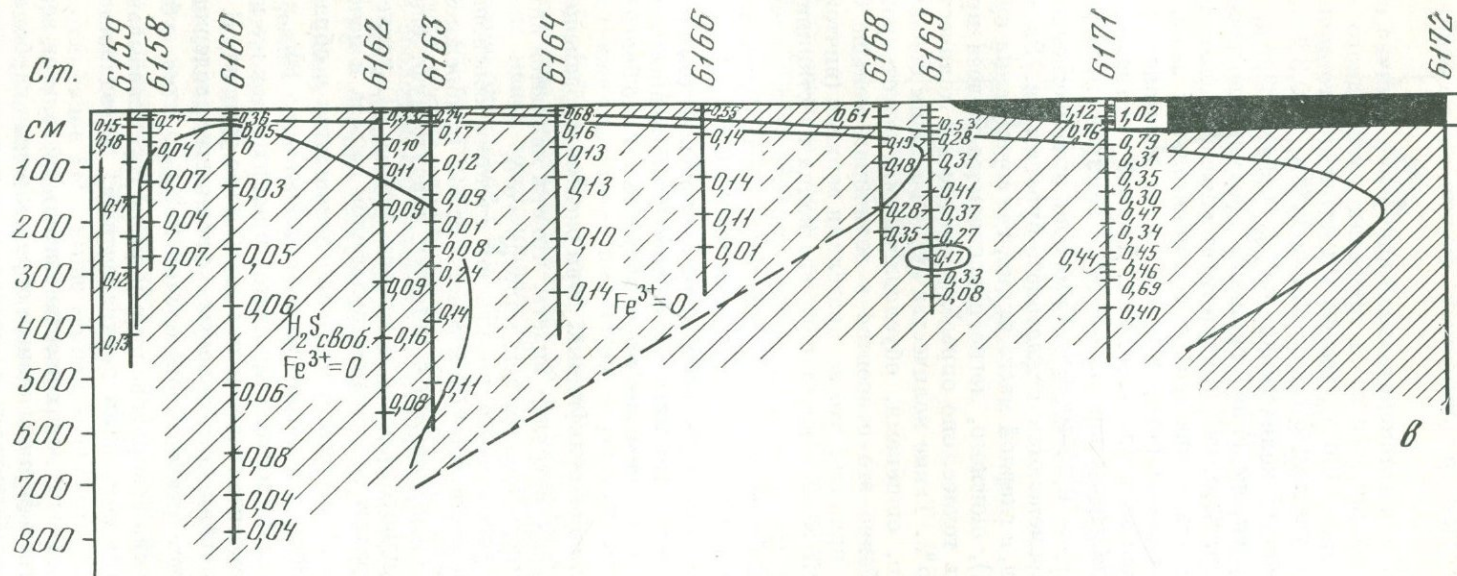
Фиг. 82. Структура редуцированной зоны в осадках Японского профиля

I — рельеф дна; II — содержание редуцированного железа (в %) в осадках (цифры); III — баланс редуциционного процесса: 1 — SO_4^{2-} , диффундировавшая в ил при образовании сульфидов Fe, $\text{S}_{\text{своб}}$ + Сорг ; 2 — содержание FeS_2 ; 3 — содержание гидротроилита, добавочное к FeS_2 ; 4 — HCO_3^- , диффундировавшая в воду из ила при редуциционных процессах; 5 — Сорг , пошедший на редуцию SO_4^{2-} , Fe^{3+} , Mn^{4+}

окисленными илами, что и придает ей в целом на профиле вид клина — мощного в прибрежной зоне и сходящего на нет мористее ст. 6171.

Кроме сульфидов, восстановленная зона содержит две другие формы реакционноспособного железа: закисное, извлекаемое 10%-ной H_2SO_4 (на холоде), и окисное, также растворимое в H_2SO_4 (той же концентрации).





Фиг. 83. Распределение форм железа в осадках Японского профиля (в %)

а — Fe²⁺ пирит; б — Fe²⁺ H₂SO₄; в — Fe³⁺ H₂SO₄

Минералогическая форма $\text{Fe}_{\text{H}_2\text{SO}_4}^{2+}$ диагностируется пока условно как лептохлоритовая, может быть с ничтожной (исчезающе малой) долей карбонатного железа.

Распределение $\text{Fe}_{\text{H}_2\text{SO}_4}^{2+}$ в восстановительной зоне резко отлично от распределения сульфидов. Количество его в пределах сульфидного клина практически одинаково (0,5 — 0,6%); только у восточного его окончания появляются линзовидные участки с содержанием Fe^{2+} 0,1—0,3% и даже отдельные пробы с нулевым количеством $\text{Fe}_{\text{H}_2\text{SO}_4}^{2+}$ (фиг. 83, а, б, в).

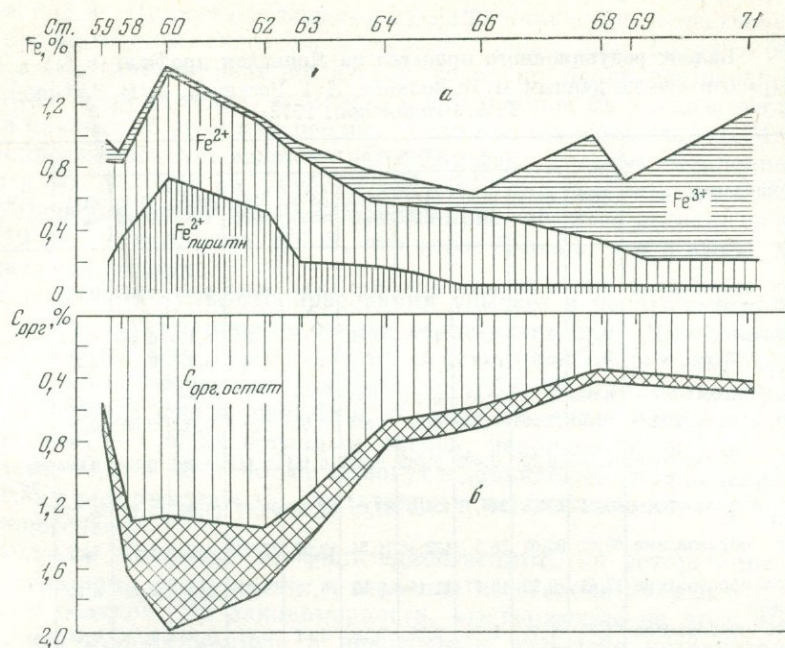
Весьма своеобразно распределение окисного реакционноспособного железа. Как видно на фиг. 83, в, оно присутствует в незначительных количествах (0,25—0,37%) на двух участках восстановительной зоны. Один из них — тонкая пленка в самой поверхностной части восстановительной зоны; ее мощность от нескольких до 10—15 см. Другой участок — восточное окончание клина, где редукционные процессы замирают; содержание $\text{Fe}_{\text{H}_2\text{SO}_4}^{3+}$ здесь также порядка 0,25—0,40%. Сама зона приобретает пятнистый вид; серые пятна перемежаются с желтовато-буроватыми. За пределами указанных участков, в главной массе клина, где содержания сульфидов значительны (0,40%), окисного, легко извлекаемого железа практически нет. Если говорить точнее, оно определяется здесь в количестве от сотых долей до 0,10—0,15%. Такие количества Fe^{3+} с большим основанием можно считать, вероятно, ошибками, обусловленными подготовкой вещества к анализу. Особенно это относится к величинам меньше 0,1%. Если так, то мы можем принять, что за пределами верхней (ничтожной) пленки восстановительной зоны и восточного его конца на станции 6169 окисное легкоподвижное трехвалентное железо практически редуцировано полностью, осталось более трудноподвижное. В связи с этим нельзя не отметить, что на трех прибрежных станциях (6158, 6160 и 6162), где содержания $\text{Fe}_{\text{H}_2\text{SO}_4}^{3+}$ особенно малы, в осадке появляется свободный сероводород — явный признак того, что легкоподвижное реакционноспособное железо здесь исчерпывается, и в реакцию могут вступать только более трудноподвижные его формы.

Сопоставляя распределение сульфидных форм железа с размещением реакционноспособного $\text{Fe}_{\text{H}_2\text{SO}_4}^{3+}$, нетрудно видеть, что они являются антиподами друг другу — где много одного, там мало другого.

Фиг. 84 резюмирует усредненные по каждой станции соотношения разных форм железа в восстановительной зоне. У самой прибрежной ст. 6159 резко преобладает $\text{Fe}_{\text{H}_2\text{SO}_4}^{2+}$, наряду с которым присутствуют еще заметные количества сульфидного железа и меньше $\text{Fe}_{\text{H}_2\text{SO}_4}^{3+}$. С удалением от берега вначале резко растет содержание сульфидов железа и исчезает $\text{Fe}_{\text{H}_2\text{SO}_4}^{3+}$ (ст. 6160), а затем соотношения медленно изменяются в обратном направлении: убывает $\text{Fe}_{\text{сульфид}}^{2+}$ и резко растет за счет него $\text{Fe}_{\text{H}_2\text{SO}_4}^{3+}$. Закисное легкоподвижное железо долго сохраняется в одних и тех же количествах, но у конца восстановительного клина оно быстро убывает. В этой схеме есть одна замечательная особенность: увеличение содержания $\text{Fe}_{\text{пирит}}^{2+}$ происходит за счет резкого сокращения $\text{Fe}_{\text{H}_2\text{SO}_4}^{3+}$, а не убывания $\text{Fe}_{\text{H}_2\text{SO}_4}^{2+}$. Очевидно, вновь генерированные порции H_2S связываются именно трехвалентным железом, а не двухвалентным, находящимся в силикатной форме.

Что касается марганца, то в пределах восстановительной зоны он всегда присутствует в двухвалентной форме (главным образом в виде карбоната). Четырехвалентный марганец обнаружен за пределами не только этой зоны, но даже и переходной от нее оболочке, где присутствуют $\text{Fe}_{\text{H}_2\text{SO}_4}^{2+}$ и $\text{Fe}_{\text{H}_2\text{SO}_4}^{3+}$.

Чтобы закончить характеристику морфологии и состава восстановительной зоны, остается коснуться вопроса о том, что представляет собой с точки зрения окислительно-восстановительных условий часть разреза



Фиг. 84. Соотношение форм реакционноспособного железа (а) и $C_{орг}$ (б) в осадках Японского профиля (в %)

Перекрестная штриховка — $C_{орг}$, израсходованное на редукцию железа

колонок, расположенных выше поверхности клина, между ним и поверхностью дна. Определения форм железа и марганца, выполненные И. И. Волковым с сотрудниками (1972), показывают, что непосредственно над клином, а также под ним — на востоке — располагается зона, где присутствуют Mn^{2+} , Fe^{2+} и Fe^{3+} , причем закисное железо преобладает над окисным. Это тоже еще восстановительная зона, но по Fe и Mn, а не по сере, и значительно менее восстановленная, чем сульфидная. Над ней лежит зона собственно окисления с Mn^{4+} и Fe^{3+} . На ст. 6163 эти две зоны столь маломощны, что практически неразличимы, но мористее, по мере возрастания мощности осадка, дифференциация зон становится все отчетливее, и обе в виде оболочек, окаймляющих сульфидный клин, протягиваются в пелагиаль, постепенно увеличивая свои мощности. На ст. 6172 зона Mn^{2+} , Fe^{2+} и Fe^{3+} уже отсутствует или, возможно, уходит из глубины, превосходящие длину колонок.

Так как у самой верхней границы сульфидной зоны наряду с сульфидами встречаются уже незначительные количества $Fe^{3+}_2SO_4$, порядка 0,25—0,4%, то, очевидно, между собственно восстановительной и собственно окислительной зонами существуют постепенные переходы, которые реализуются в двух очень маломощных оболочках. Одна содержит сульфиды железа и окисное реакционноспособное железо; другая — уже лишена сульфидов и слагается $Fe^{2+}_2SO_4$, $Fe^{3+}_2SO_4$ и Mn^{2+} . Глубже первой — область развития сульфидов Fe^{2+} , выше второй — область господства $Fe^{3+}_2SO_4$ и Mn^{4+} .

Поражает удивительно закономерное строение редуцированной зоны и ее последовательное ослабление по мере удаления от берега в открытый океан. Нужно сказать, что оно отчетливо вырисовывается лишь тогда, когда мы оперируем разрезами, лишенными следов перерывов и переотложения осадка в виде горизонтов турбидитов, либо когда такие перерывы единичны. Но когда их становится много, например на ст. 6161, картина редуциционного процесса резко меняется. По всем показателям — коли-

Т а б л и ц а 48

Баланс редукционного процесса на Японском профиле (в %)
(рассчитано по данным И. И. Волкова, А. Г. Розанова, Н. Н. Жабинной,
Т. А. Ягодинской, 1972)

Компоненты	Станция, глубина, м										Диффузия
	6159, 264	6158, 490	6160, 1300	6162, 4110	6163, 7430	6164, 5500	6166, 5700	6168, 6030	6169, 5980	6171, 6000	
С ра всех производных от H_2S (ΣSH_2S)	0,24	0,38	0,91	0,56	0,27	0,16	0,41	0,035	0,043	0,027	Наддонной воды в ил
Израсходовано SO_4^{2-}	0,72	1,14	2,73	1,68	0,81	0,48	0,33	0,105	0,048	0,063	
То же, в литрах морской воды	2,7	4,2	10	6	3	1,8	1,2	0,33	0,18	0,23	Из ила в наддонную воду
Возникло пирита	0,399	0,62	1,48	0,79	0,39	0,27	0,16	0,02	0,02	0,03	
Возникло гидротроилита	0,008	0,008	0,025	0,016	0,02	0,015	0,009	0,008	0,003	0,01	
Расход $C_{орг}$ на все предыдущие процессы	0,227	0,30	0,693	0,382	0,235	0,151	0,112	0,053	0,047	0,066	
То же, в литрах морской воды	80,81	103,8	246,71	136,0	83,66	51,76	39,87	13,87	17,73	23,50	
То же, на образование сульфидов	68,82	90,05	23,3	122,46	71,34	42,53	27,67	8,1	4,93	7,32	
То же, на образование $S_{орг} + S_{своб}$	12,41	9,22	12,77	11,14	9,92	8,71	9,57	5,3	4,26	8,52	
То же, на образование Fe_{HCl}^{2+}	4,35	1,74	1,74	2,26	2,26	2,61	2,61	5,56	7,48	7,48	
То же, на редукцию Mn^{4+}	5,0	2,0	2,0	2,6	2,6	3,0	3,0	6,4	8,6	8,6	
Остаточный $C_{орг}$	0,54	1,32	1,29	1,36	1,17	0,68	0,59	0,35	0,37	0,47	
Первичный $C_{орг}$	0,77	1,62	1,98	1,74	1,41	0,80	0,70	0,41	0,42	0,54	
Расход $C_{орг}$ по отношению к первичному	30	18	34	22	16	19	16	17	11	12	

честву сульфидов, количеству израсходованного (и даже остаточного) $C_{орг}$ — осадки этой станции резко отличаются от соседних. Это наглядно видно из следующих серий цифр, из которых первая означает среднее содержание (в %) на ст. 6160, вторая — на ст. 6161, третья — на ст. 6162. Количество FeS : 1,48; 0,22; 0,79; расход $C_{орг}$ на редукцию: 0,693; 0,109; 0,382; количество $C_{орг}$ остаточного: 1,29; 0,72; 1,36. Глубокие отличия осадков на ст. 6161 указывают, очевидно, на то, что при неоднократных перемиваниях осадка возникшее в нем Fe^{2+} вновь окислялось, частью же сульфиды и $C_{орг}$ отлучивались и выносились в иные места. Учтявая эту аномальность, т. е. неоднократное нарушение диагенетического процесса, мы исключили ст. 6161 из редукционного профиля осадков с ненарушенным ходом восстановительных процессов. Эта станция, кстати, может служить примером того, как деформируется ход диагенетических процессов в обстановке неоднократного перемивания осадков.

В учении о диагенезе (Страхов, 1953) уже давно укоренилась мысль, что формы железа и марганца (вообще восстановительные процессы) контролируются содержанием органического вещества, особенно если оперировать не остаточным, а первичным $C_{орг}$. С целью проверки этой закономерности на фиг. 84 показано изменение среднего по колонке количества $C_{орг}$ на разных станциях.

Нетрудно видеть, что колебания суммарных количеств восстановленных форм Fe и SO_4^{2-} находятся в прямой зависимости от масс $C_{орг}$ первичного: вместе количества этих компонентов растут от ст. 6159 к ст. 6160 и вместе затем падают на остальной части профиля. Подчеркнем, что величины $C_{орг}$ и суммы сульфидов, нанесенные на диаграмму, являются средними для каждой колонки, полученными из 5—10 частных определений. Если же оперировать частными определениями, то, хотя общая корреляция $C_{орг}$

первоначального и сульфидов остается, но обнаруживается значительный разброс точек. Принято объяснять это изменчивостью качественного состава органического вещества в разных точках ила. Гораздо большую роль в нарушении корреляции играет, вероятно, некоторое перераспределение сульфидов в осадке, избыточное накопление их в одном месте, убывание в другом; об этом мне неоднократно приходилось писать. Что такое перераспределение сульфидов — реальный факт, говорит скопление гидротроилита на ст. 6163 на глубине 310—330 см, достигающее 0,32% при обычном содержании в 0,01—0,02%, или пирита в той же колонке на глубине 200—210 см, достигающее 0,95%, что вдвое больше, чем в выше- и нижележащих интервалах.

Интенсивность сульфидообразования убывает в пелагическом направлении вместе с убыванием в осадке остаточного $C_{орг}$. Для дальнейшего важно выяснить, при каких значениях остаточного $C_{орг}$ сульфидообразование в илах прекращается. Как видно из табл. 48, минимальное значение $C_{орг}$, при котором еще встречаются, хотя и в мизерных количествах, сульфиды железа, — 0,35%; истинный предел, вероятно, несколько ниже — около 0,30—0,28%. Эти числа помогут в дальнейшем как бы перекинуть мост между содержанием $C_{орг}$ остаточного и интенсивностью редукционных процессов.

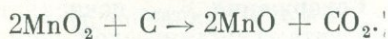
Описанный Японский профиль единственный, на котором мы можем видеть конкретно морфологию и строение восстановительной зоны тихоокеанских осадков. Но закономерности, выступающие на этом профиле, таковы, что принципиально, с некоторыми, вероятно незначительными вариациями, их можно ожидать на любом профиле, идущем от берега в пелагиаль.

2. Баланс редукционных процессов

как выражение их интенсивности; его вычисление и способ выражения

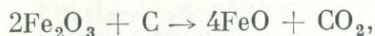
Под балансом редукционных процессов автор понимает расчет количества веществ, претерпевающих редукцию в диагенезе осадков, и сопоставление их с массой органического вещества, пошедшего на восстановительные процессы.

Компонентами, подверженными редукции, являются в илах Mn^{4+} , Fe^{3+} , SO_4^{2-} . Поступивший в осадок четырехвалентный Mn (в виде MnO_2) превращается в двухвалентный по формуле:



Из формулы следует, что для возникновения 1 г закисного Mn требуется 0,109 г $C_{орг}$.

Редукция Fe^{3+} в Fe^{2+} осуществляется по формуле:



что дает расход на 1 г закисного Fe всего 0,054 г $C_{орг}$.

Редуцирование SO_4^{2-} происходит более сложным путем и порождает ряд коррелятивно связанных продуктов. По Э. А. Остроумову (1953) и И. И. Волкову (1959) ход процесса может быть выражен следующим образом.

- | | | |
|---|---|-----|
| 1. Редукция SO_4^{2-}
в H_2S (1) | → Образование гидротроилита: | |
| | $FeO + H_2S + n H_2O \rightarrow FeS \cdot n H_2O$ | (2) |
| | → Окисление избыточного H_2S в S | (3) |
| | → Образование остаточного свободного H_2S | |
| 2. Расход свободной серы | → Превращение гидротроилита в дисульфид (мельниковит — пирит) | |
| | $FeS + S = FeS_2$ | (4) |
| | → Осернение органического вещества | (5) |
| | → Образование тиосульфатов в качестве промежуточной фазы в генерации пирита | (6) |
| | → Остаточная элементарная (свободная) сера | |

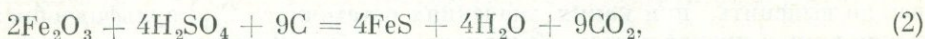
Зная сумму $S_{\text{пиритн}} + S_{\text{гидр}} + S_{\text{своб}} + S_{\text{орг}}$, т. е. сумму производных от H_2S , легко получить массу затраченной SO_4^{2-} , ибо: $\text{SO}_4^{2-} \% = 3S_{\text{H}_2\text{S}} \%$. Свободный H_2S , когда он бывает в осадке, обычно не учитывается из-за ничтожного его содержания.

Сложнее определить массу $C_{\text{орг}}$, затраченную на превращение окисного Fe в пирит и гидротроилит. Эти величины рассчитываются ниже по балансовой формуле, предложенной В. А. Успенским (1970)¹:



откуда следует, что переход от массы $S_{\text{пиритн}}$ к массе затраченного $C_{\text{орг}}$ осуществляется через коэффициент 0,7: $C_{\text{орг}} = S_{\text{пиритн}} \cdot 0,7$.

Балансовая формула для гидротроилита выглядит иначе:



откуда $C_{\text{орг}} = S_{\text{гидр}} \cdot 0,84$.

Расчет $C_{\text{орг}}$ для $S_{\text{орг}} + S_{\text{своб}}$, не предусмотренный формулами (1) и (2), выполняется по формуле:



откуда $C_{\text{орг}} = \text{S} \cdot 0,75$.

Если вести расчет не по формам серы, а по формам железа, то величина затрат на возникновение $\text{Fe}_{\text{пиритн}}$ и $\text{Fe}_{\text{гидр}}$ получается по тем же балансовым формулам В. А. Успенского; при этом затраты $C_{\text{орг}}$ получаются так:

$$\text{Fe}_{\text{пиритн}} \cdot 0,8 = C_{\text{орг}}; \text{Fe}_{\text{гидр}} \cdot 0,48 = C_{\text{орг}}.$$

Суммируя расход $C_{\text{орг}}$ на все перечисленные восстановительные процессы и сопоставляя его с массами SO_4^{2-} , поступившими в осадок в диagenезе, получим полный баланс редуционных процессов, основанный на учете твердых фаз. Но рассчитать его в таком виде удастся не всегда, ибо часто отсутствуют данные по Mn, свободной и органической сере, даже по гидротроилитовой сере (или $\text{Fe}_{\text{гидр}}^{2+}$). Тогда речь может идти о вычислении баланса частичного, ограниченного. Естественно выяснить, насколько значительно оно может отличаться от баланса полного? Содержание Mn^{2+} в осадке обычно невелико (менее 0,1%), и, следовательно, затраты $C_{\text{орг}}$ на него тоже очень малы (менее 0,01%). Содержание $S_{\text{своб}}$ исчисляется обычно несколькими тысячными долями процента, а органической серы — немногими сотыми долями процента; значит, расход $C_{\text{орг}}$ на них также ничтожен. Все это свидетельствует о том, что отсутствие данных по $\text{Mn}^{2+} + S_{\text{своб}} + S_{\text{орг}}$ в осадках не сказывается сколько-нибудь заметно на величине баланса. Рассчитывая его по $\text{Fe}_{\text{НСл}}^{2+}$, $\text{Fe}_{\text{пиритн}}$ (или $S_{\text{пиритн}}$) и $\text{Fe}_{\text{гидр}}$ (т. е. $S_{\text{гидр}}$), мы делаем ошибку, измеряемую обчно немногими процентами от величины баланса. Только там, где редуционный баланс становится очень низким, а содержание Mn высоким, исключение из расчета Mn $S_{\text{своб}} + S_{\text{орг}}$ становится более чувствительным. Но в этой области затухания редукиции значения $S_{\text{своб}} + S_{\text{орг}}$ становятся столь малыми, что вообще достоверность их понижается; неизвестно, например, является ли $S_{\text{орг}}$ продуктом редукионного процесса или внесена в осадок с живым органическим веществом; последнее даже вероятнее.

Ниже рассчитывается для разных случаев, смотря по имеющемуся фактическому материалу, то полный баланс редукионного процесса, то сокращенный, причем каждый раз указывается, за счет каких статей баланс сокращен.

¹ Формула В. А. Успенского более точна для балансовых расчетов, чем схема Н. М. Страхова и Э. С. Залманзон; по ней расход $C_{\text{орг}}$ при образовании пирита равен 0,8 Fe вместо 0,91 (у Н. М. Страхова и Э. С. Залманзон).

Весьма существенно для нашей цели отыскание подходящего способа выражения редуционного баланса. Общепринятый прием — изображать в весовых процентах как сумму серы, производной от H_2S , так и затраты $C_{орг}$ — в данном случае неудобен. Его недостаток в том, что он не дает возможности сразу же представить себе, какие объемы морской воды должны отдать 1 кг ила или весь свой сульфатный ион, чтобы генерировать имеющиеся в нем формы серы, и какие объемы морской воды может заполнить HCO_3 , возникший в том же 1 кг ила при диффузии этого иона в наддонную воду¹. Для нашей задачи — количественного изучения диффузии — переход к объемным показателям совершенно необходим. Он дает возможность не только сразу же представить себе диффузионные процессы, но и удобно сравнивать их на разных участках дна одного и того же бассейна и даже в разных водоемах.

Вычисление указанных объемов нетрудно. Для SO_4^{2-} оно ведется по формуле

$$\frac{\Sigma S_{H_2S} \% \cdot 10 \cdot 3}{2,7},$$

где ΣS_{H_2S} — сумма всех форм серы (%), производных от H_2S , фактор 10 превращает ΣS_{H_2S} в 100 г осадка в содержание в 1 кг; фактор 3 переводит серу в SO_4^{2-} ; деление на 2,7 дает количество литров морской воды, отдавших (путем диффузии в ил) всю массу SO_4^{2-} для образования массы восстановленной серы, присутствующей в осадке. Вместо $(10 \cdot 3) : 2,7$ можно пользоваться фактором 11,1. Расчеты показали, что объемы колеблются от 0,2 до 10 л морской воды и больше на 1 кг осадка. Диапазон громадный! Причем если у нижнего предела интенсивности диффузия SO_4^{2-} в ил ничтожна, то у предела верхнего она очень велика. Здесь мы имеем дело, несомненно, с крупномасштабным явлением.

Соответствующее вычисление для HCO_3 ведется по формуле:

$$\frac{C_{орг} \% \cdot 5,1 \cdot 10}{0,143},$$

где фактор 5,1 переводит затраченную массу $C_{орг}$ в HCO_3 ; фактор 10 переводит содержание ее в 100 г на содержание в 1 кг осадка; 0,143 — среднее содержание HCO_3 в 1 г морской воды (в г). Вместо $(5,1 \cdot 10) : 0,143$ можно умножить $C_{орг}$ на 356 и получить количество литров морской воды, эквивалентное по содержанию HCO_3 количеству генерированной HCO_3 в осадке.

Расчеты показали, что объемы в данном случае колеблются от 20 до 283 л морской воды. Первое число соответствует минимальной интенсивности редуционных процессов, второе — максимальной. Опять приходится признать, что у верхнего предела мы имеем дело с крупномасштабным процессом, особенно если учесть, что одновременно осуществляются два диффузионных потока: SO_4^{2-} — вниз, HCO_3 — вверх. Может возникнуть вопрос: почему объемы морской воды, отдающие все свое количество SO_4^{2-} илу, гораздо меньше объемов ее, получающих HCO_3 из воды? Причина в том, что массы всех форм редуцированной серы в процентах близки к массам израсходованного на них $C_{орг}$, среднее же содержание SO_4^{2-} в нормальной морской воде составляет 2,7 г, а среднее содержание HCO_3 — всего 0,143 г. Поскольку эти две величины фигурируют в знаменателе обеих формул при очень близких величинах числителя, понятно, что получающиеся объемы будут существенно различны.

¹ HCO_3 в данном случае представляет собой условное выражение суммы $CO_{2\text{своб}}$, HCO_3 и CO_3^{2-} , генерированных в илу в результате восстановительных процессов.

Зная, сколько $C_{\text{орг}}$ пошло на восстановительные процессы, можно высчитать так называемое первичное содержание $C_{\text{орг}}$, т. е. находившееся в осадке к началу редукции. Это первичное $C_{\text{орг}}$, конечно, следует рассматривать только как приближительную оценку реальной первичной массы $C_{\text{орг}}$, ибо, кроме потребления органического вещества на редукционные процессы, оно уничтожалось при других его трансформациях в виде, например, отщепления COOH , CH_4 , NH_3 и т. д.

Относя расход $C_{\text{орг}}$ в редукционных процессах к величине $C_{\text{орг}}$ первичного, легко выяснить (в %) размер потери при восстановлении $\text{Mn}^{4+} + \text{Fe}^{3+} + \text{SO}_3^{2-}$.

3. Баланс редукционных процессов на разных участках Тихого океана

Обратимся теперь к балансу редукционного процесса на разных участках Тихого океана. Для Японского профиля он показан в табл. 48 и на фиг. 82. Количество SO_4^{2-} , поглощенной 1 кг ила, сильно варьирует от прибрежных станций к пелагическим. На ст. 6169 оно равно содержанию сульфатного иона в 2,7 л морской воды на 1 кг осадка; восточнее — растет и на ст. 6160 отвечает 10 л морской воды на 1 кг осадка. При дальнейшем удалении в пелагиаль массы поглощенной SO_4^{2-} убывают; на ст. 6162 они измеряются 6 л морской воды, затем 4, 3 л, начиная же со ст. 6168 — лишь долями литра, опускаясь до 0,18 л. Как видим, в области шельфа, континентального склона и Японской впадины диффузионное насыщение SO_4^{2-} илами достаточно велико. Также крупны массы HCO_3^- , генерируемой в ходе редукции SO_4^{2-} , Fe^{3+} и Mn^{4+} .

На ближайшей к берегу ст. 6159 общее количество HCO_3^- отвечает содержанию его в 80,8 л морской воды; к ст. 6160 оно поднимается до 246,7 л, а затем падает до 136—51—39 л, на крайних пелагических станциях до 26, 19 л морской воды.

Этот общий расход HCO_3^- небезынтересно разбить по статьям, в частности отделить то, что отвечает редукции SO_4^{2-} , от того, что приходится на редукцию Fe^{3+} и Mn^{4+} суммарно и порознь для каждого элемента. На ст. 6159 на долю редукции SO_4^{2-} приходится HCO_3^- в 80,84 л морской воды, на долю Fe и Mn — 9,35 л (4,35 Fe — 5,0 Mn). К ст. 6160 эти числа повышаются соответственно до 246,7 и 3,74 л (1,74 + 2,0) и затем падают до 39,8 и 5,61 л (2,61 + 3,0) на ст. 6166 и до 17,73 и 16,08 л (7,48 + 8,6) на ст. 6169. В этих сериях чисел отчетливо проступают две тенденции: вытеснение на пелагическом конце профиля расходов $C_{\text{орг}}$ на восстановление SO_4^{2-} расходами на редукцию Fe^{3+} и Mn^{4+} , вместе взятых; а внутри последней группы — постепенный переход главной части расходов от Fe к Mn. Все это отвечает как постепенному угасанию сульфатредукции с перемещением в пелагическую область, так и росту содержаний Mn в осадке, тогда как реакционноспособное $\text{Fe}_{\text{H}_2\text{SO}_4}^{2+}$ остается, как было показано выше, практически на прежнем уровне.

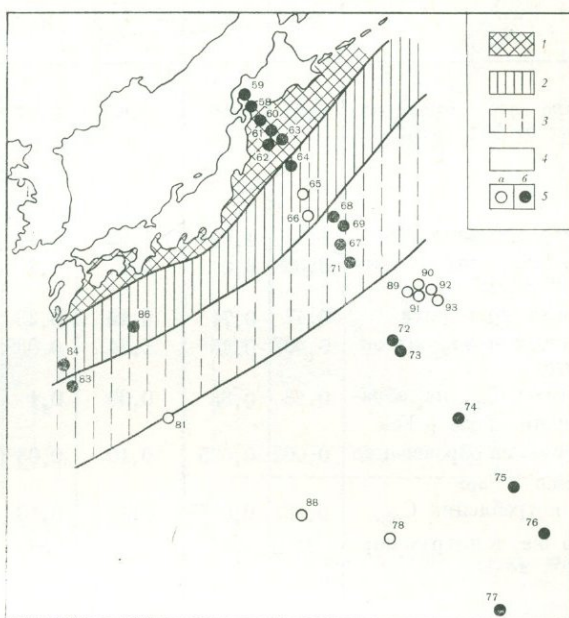
Подчеркнем, что в области шельфа, континентального склона и на дне Японской впадины, где восстановительные процессы энергичны, расходы на редукцию $\text{Fe}_{\text{H}_2\text{SO}_4}^{3+}$ мизерны в сравнении с расходами на восстановление сульфатов.

Общее весовое количество израсходованного $C_{\text{орг}}$ варьирует от 0,227% на начальной ст. 6159 до 0,693% на ст. 6160 и до 0,066% на конечной ст. 6171, до которой еще доходят редукционные процессы. По отношению к исходному органическому веществу на трех наиболее прибрежных станциях расход $C_{\text{орг}}$ составляет 18—34% (среднее 27%), на более пелагических — постепенно снижается до 22, а потом до 16—11%. Получается,

что чем меньше первоначального органического вещества достигало дна в пелагиали, тем меньшее в общем количество его уходило на редукционные процессы. Объясняется это, конечно, тем, что пелагические станции более глубоководны, и падающая вниз органическая масса успевала во все большей степени разложиться, проходя 5,5—6-километровую толщу

Фиг. 85. Интенсивность редукционного процесса на Японском профиле

1 — сильная редукция (3—10 л SO_4^{2-}); 2 — умеренная редукция (3,0—1,2 л); 3 — слабая редукция (<1,2 л); 4 — редукции нет; 5 — пробы, взятые с помощью дночерпателя (а) и с помощью трубки (б)



наддонной воды и тем самым теряя способность редуцировать SO_4^{2-} и Fe^{3+} в илу.

Располагая данными о диффузионном поступлении SO_4^{2-} в среднем по каждой станции и нанеся их на карту, мы получаем возможность, объединяя величины в некоторые градации, построить карту интенсивностей редукционного процесса.

Примем, что поглощение SO_4^{2-} илом в количестве от 3 до 10 л морской воды характеризует интенсивный редукционный процесс, 3—1,2 л — умеренный; 1, 2—0—слабый. Тогда, располагая данными табл. 48 и вычислениями по ст. 6181, 6184, 6186 западнее профиля, получаем карту восстановительных процессов на участке восточнее Японских островов (фиг. 85). Как видим, восстановительные процессы разной силы локализованы на дне в виде протяженных полос, как бы имитируя залегание разных типов осадков. Очень отчетливо выражено тяготение наиболее интенсивной редукции к берегам и убывание ее в пелагическом направлении. Таким образом, объемный метод выражения редукционных процессов позволяет впервые приступить к объективному и наглядному картированию восстановительных явлений в осадках.

За пределами Японского профиля мы располагаем ограниченным материалом, который касается Курило-Камчатского желоба, Марианской впадины и двух околоостровных участков — к северу от Новой Гвинеи и от Новой Зеландии (фиг. 86). Локализация станций показана на фиг. 86, а. Станция 2 находится на прибрежном борту Курило-Камчатского желоба, ст. 19 — у его дна, а остальные — частью в верхней зоне противоположного борта, частью — на прилегающем океаническом дне. Профиля они не образуют.

Так как в материалах, опубликованных Э. А. Остроумовым и Л. С. Фоминой (1960), Э. А. Остроумовым и В. М. Шиловым (1958), нет определен-

Т а б л и ц а 49

Баланс редукционного процесса в осадках Курило-Камчатского желоба (в %) (Остроумов, Шилов, 1958)

Компоненты	Станция, глубина, м						
	11, 5639	2, 7286	19, 9811 (проба из трапа)	12, 6948	21, 5834	10, 4902	20, 5371
Сера всех производных от H_2S (ΣS_{H_2S})	0,34	0,56	0,64	0,17	0,028	$\frac{95-105 *}{0,017}$	$\frac{65-130 *}{0,039}$ $\frac{260-270 *}{0,14}$
Израсходовано SO_4^{2-}	1,02	1,68	1,92	0,51	0,084	0,051	0,1—0,17
То же, в литрах морской воды	3,36	6,0	7,1	1,9	0,3	0,2	0,4—1,5
Возникло пирита	0,47	0,71	0,13	0,23	0,34	0,19	0,13—0,45
Возникло гидротроилита	0,007	0,25	1,24	0,039	0,014	0,037	0,006—сл.
Расход $C_{орг}$ на образование $FeS_2 + FeS$	0,18	0,33	0,39	0,1	0,018	0,09	0,07
То же, на образование $S_{своб} + S_{орг}$	0,002	0,025	0,10	0,03	0,004	0,008	0,01
Σ потребления $C_{орг}$	0,182	0,0355	0,49	0,13	0,0022	0,09	0,08
То же, в литрах морской воды	74	245	200	53	8,9	36,7 (прослой внизу колонки)	32 (два прослая внизу колонки)

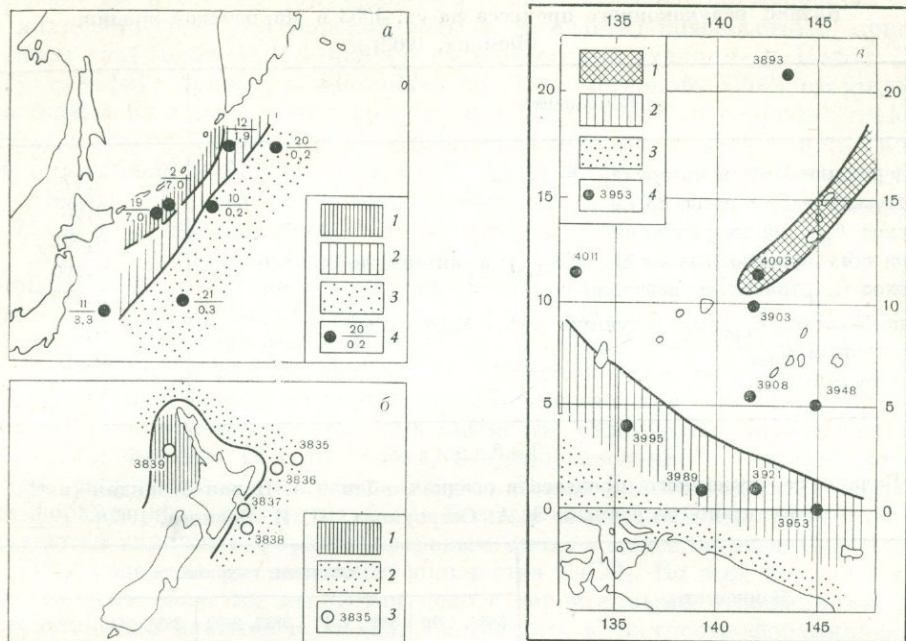
* В числителе — интервал разреза (в м), считая от верха колонки; в знаменателе — содержание.

ной $Fe_{H_2SO_4}^{2+}$, Mn^{2+} и $C_{орг}$, речь может идти здесь о частном, а не полном балансе (табл. 49).

На крайней западной ст. 2 интенсивность редукции измеряется количеством SO_4^{2-} , отвечающим 7 л морской воды, но дальше к востоку прогрессивно падает, достигая на крайнем востоке (ст. 10, 21) 0,3—0,2 л. Это соответствует зоне переходной красной глины Японского профиля от ст. 6162 (6 л) до ст. 6171 (0,23 л).

Ближе к берегу, т. е. на глубине меньшей, чем ст. 2, в Курило-Камчатской области, вероятно, существует узкая полоса гораздо более восстановленных илов с большим количеством SO_4^{2-} , пошедшей на редукцию, и большей затратой $C_{орг}$. Сходство сопоставляемых профилей увеличивается еще и тем, что в Курило-Камчатской области на ст. 20 под верхним окисленным горизонтом залегает редуцированный, мощностью более 100 см, который подстилается вторым окисленным; ниже, начиная с 260 см, лежит второй редуцированный слой, не пройденный трубкой. Таким образом, на дистальном от берега конце и в Курило-Камчатской области отмечается такое же выклинивание серых редуцированных слоев, что и на Японском профиле.

В Марианской впадине (табл. 50) анализируется всего одна колонка 4003 с глубины 10—100 м (Остроумов, Фомина, 1959; Фомина, 1962). Верхний ее горизонт 0—12 см содержит Mn^{4+} (0,47%), следующий — 12—88 см — только Mn^{2+} ; закисное железо (в среднем 0,65%) появляется ниже 88 см, так же как и все четыре формы серы. Баланс редукционного процесса дает 1,8 л морской воды для редукции SO_4^{2-} и превращения в сульфиды, или, иначе, 0,126% $C_{орг}$. Редукция Mn^{4+} и Fe^{2+} требует 0,082% $C_{орг}$.



Фиг. 86. Интенсивность редукционного процесса

a — в Курило-Камчатской впадине (по Э. А. Остроумову, В. М. Шилову, 1958): 1 — сильная редукция, 2 — умеренная редукция; 3 — слабая редукция; 4 — станция (в числителе ее номер, в знаменателе количество SO_4^{2-} , в л); *b* — около о. Новая Зеландия (по Э. А. Остроумову, И. И. Волкову, 1960): 1 — сильная редукция; 2 — слабая редукция; 3 — станция и ее номер; *в* — около о. Новая Гвинея (по Л. С. Фоминой, 1962): 1 — умеренная редукция SO_4^{2-} ; 2 — редуцируется только Mn^{4+} и Fe^{3+} ; 3 — возможная полоса сульфидообразования; 4 — станция и ее номер

Остаточное содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ равно 0,46%, а первичное — 0,668%. Итого на редукционные процессы пошло около 35% первичного $\text{C}_{\text{орг}}$ — величина довольно большая!

Большой интерес представляет редукционный процесс в осадках, окаймляющих крупные острова — Новую Зеландию и Новую Гвинею. Колонки взяты из области дна, где содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в поверхностном слое находится в интервале 0,5—1%. Глубины станций — 1740—3644 м и в этом смысле почти точно отвечают интервалу между ст. 6160 и 6162 Японского профиля. Но, как видно из табл. 51, редукционный баланс около Новой Зеландии совершенно иной, чем на Японском профиле. Расход SO_4^{2-} на сульфидообразование в последнем 10—6 л морской воды, тогда как у Новой Зеландии — 5,1—0,06 л; расход $\text{C}_{\text{орг}}$ в Японском профиле — 0,69—0,382%, у Новой Зеландии — 0,329—0,038%. Разница весьма резка! Объясняется она тем, что на Японском профиле редукционные процессы базировались на исходном содержании $\text{C}_{\text{орг}}$ — 1,98—1,74% (остаточного $\text{C}_{\text{орг}}$ соответственно 1,36—1,29%), а у Новой Зеландии исходное содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ 1,33—0,65% (остаточное — 1,00—0,61%). Наглядное доказательство теснейшей связи между редукционным балансом вообще (и сульфидообразованием в частности) и исходным (а также остаточным) содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадке.

Еще более ярко проявляется эта зависимость при сравнении баланса сульфидообразования у Новой Гвинеи (табл. 52) и на Японском профиле.

Глубины станций здесь колеблются около 3820—5900 м, и в этом смысле они отвечают интервалу ст. 6162-6164 Японского профиля. Между тем разница балансов разительная! В то время как на Японском профиле на

Таблица 50

Баланс редукционного процесса на ст. 4003 в Марианской впадине
(Фомина, 1962)

Компоненты	%
Содержание Mn^{4+} в интервале 0—12 см	0,47
Содержание Fe^{2+} ниже 88 см	0,65
Расход $C_{орг}$ на их редукцию	0,082
Сера всех производных от H_2S (ΣS_{H_2S}) в интервале 95—330 см	0,160
Расход $C_{орг}$ на их образование	0,126
Общий расход $C_{орг}$ на редукцию $Fe^{2+} + Mn^{4+} + SO_4^{2-}$	0,208
Остаточный $C_{орг}$	0,46
Первичный $C_{орг}$	0,668

Таблица 51

Баланс редукционного процесса в осадках вблизи о. Новая Зеландия (в %)
(рассчитано по данным Э. А. Остроумова, И. И. Волкова, 1960)

Компоненты	Станция, глубина, м				
	3839, 1740	3838, 2917	3837, 2092	3836, 3546	3835, 3647
Сера всех производных H_2S — (ΣS_{H_2S})	0,46	0,12	0,08	0,07	0,06
Израсходовано $\frac{1}{4}SO_4^{2-}$	1,38	0,36	0,24	0,21	0,18
То же, в литрах морской воды	5,4	1,3	0,9	0,8	0,06
Возникло пирита	0,81	0,18	0,066	0,080	0,080
Возникло гидротроилита	0,003	0,011	0,070	0,044	0,043
Расход $C_{орг}$ на образование $FeS_2 + FeS$	0,300	0,080	0,050	0,031	0,033
То же, на $S_{своб} + S_{орг}$	0,029	0,016	0,016	0,013	0,005
Σ потребления $C_{орг}$	0,329	0,096	0,066	0,044	0,038
Исходный $C_{орг}$ в осадке	1,33	1,12	1,28	0,74	0,65
Остаточный $C_{орг}$ в осадке	1,00	1,02	1,21	0,70	0,61
Потеря от первичного $C_{орг}$	25	7	5	4	5

Таблица 52

Баланс редукционного процесса в осадках к северу от о. Новая Гвинея (в %)
(рассчитано по данным Л. С. Фоминой, 1962)

Компоненты	Глобигириновый ил		Красная глина	
	с поверх-ности	с глубины	с поверх-ности	с глубины
	Станция, глубина, м			
	3921, 2868	3553, 3896	3989, 3920	3995, 4854
Редуцировано Fe^{3+}	1,15	1,03	1,40	0,4
Редуцировано Mn^{4+}	?	0,4	?	0,6
Израсходовано $C_{орг}$ на Fe	0,058	0,05	0,07	0,02
Израсходовано $C_{орг}$ на Mn	?	0,04	?	0,006
Остаточный $C_{орг}$	0,82	0,75	0,50	0,35
Первичный $C_{орг}$	0,88	0,84	0,57	0,38
Расход $C_{орг}$ по отношению к первичному	7,0	12	12	7,0

указанных глубинах редукционный баланс выражен потреблением SO_4^{2-} в количестве 6—1,8 л морской воды и отличается повсеместным присутствием сульфидов (0,81—0,98%), во всех восьми станциях у Новой Гвинеи сульфатредукция в колонках (по Л. С. Фоминой, 1962) отсутствует вообще, а имеют место только редукция Mn^{4+} в Mn^{2+} и редукция главной массы Fe^{3+} в Fe^{2+} . При этом и последние два процесса развиты лишь в полосу ближайших к берегу четырех станций, на более удаленных их нет.

Обращаясь к исходному $\text{C}_{\text{орг}}$, видим, что на Японском профиле его 1,74—0,80%, на станциях у Новой Гвинеи — 0,88—0,38%.

Хотя разница в количествах $\text{C}_{\text{орг}}$ несомненна, все же нельзя не обратить внимание на следующее существенное обстоятельство. На Японском профиле, в Курило-Камчатской области и в Марианской впадине при количествах $\text{C}_{\text{орг}}$ (исходного) 0,40—0,9% всегда наблюдались отложения с заметным количеством сульфидов. У о. Новая Гвинея их в осадке нет.

В чем же причина столь парадоксального явления? Из описания колонки и рассмотрения карты карбонатности отложений, опубликованной А. П. Лисицыным (Тихий океан, Осадкообразование в Тихом океане, 1970), видно, что все колонки вблизи о. Новая Гвинея содержат скорлупки фораминифер, причем наиболее богатые остаточным $\text{C}_{\text{орг}}$ (0,82—0,75%) являются типичным фораминиферовым илом, а менее богатые $\text{C}_{\text{орг}}$ (0,50—0,35%) содержат уменьшенные количества CaCO_3 . Во всех же ранее рассмотренных областях мы имели дело с терригенными отложениями. Получается, что наличие в осадках биогенного, в частности фораминиферо-вого карбоната кальция повышает границу содержания $\text{C}_{\text{орг}}$, при которых становятся возможными редукция CO_3^{2-} и образование сульфидов в илах!

Как понять такое своеобразное влияние раковинного материала на интенсивность редукционного процесса? Вспомним указания К. Корренса (Corgrens, 1935), что в стенках фораминиферовых скорлупок имеется органическое вещество, которое склеивает кристаллиты, строящие раковины. Очевидно, пока раковина существует, вся масса такого вещества не принимает участия в редукционном процессе; оно инертно, но своим присутствием повышает тот уровень $\text{C}_{\text{орг}}$, который необходим для редукции сульфатов. Вот почему зона фораминиферовых илов здесь до больших глубин под уровнем дна лишена сульфидов, хотя и содержит гораздо большее количество $\text{C}_{\text{орг}}$ (остаточного) против красной глины, еще способной по своей периферии генерировать сульфиды. При количествах $\text{C}_{\text{орг}}$ 0,35—0,82%, когда в глинистых отложениях уже идет сульфидообразование, в верхней зоне фораминиферовых илов имеются лишь Fe^{3+} и Mn^{4+} , а на более глубоких горизонтах осуществляется только превращение Mn^{4+} в Mn^{2+} и части Fe^{3+} в Fe^{2+} . Редукционный процесс здесь как бы запаздывает из-за омертвления части общего $\text{C}_{\text{орг}}$ в раковинах. И чем больше фораминиферо-вого материала, тем сильнее запаздывание.

На самом юге Тихого океана вдоль Антарктиды протягивается зона илов с содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ 0,25—0,5%. У автора не имелось образцов из этой зоны, но из продолжения ее в Индийский океан автор располагал профилем из четырех станций, образцы с которых любезно переданы А. П. Лисицыным, за это выражаю ему искреннюю признательность.

Колонки сложены слабокремнистыми диатомовыми алевритовыми и алеврито-пелитовыми илами. Редукционный баланс для них, подсчитанный по формам железа, показан в табл. 53. Как видим, содержание сульфидов ничтожно, причем присутствуют они далеко не всегда, а лишь на отдельных интервалах разреза. Затраты SO_4^{2-} на редукцию возрастают от 0,045 л на прибрежной ст. 186 до 0,95 л на ст. 183 и снижаются до 0,1—0,12 л на ст. 182 и 181. Количество $\text{C}_{\text{орг}}$ (остаточного) 0,28—0,56% — вполне согласуется с этими величинами. Так как содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ на Индийском профиле в точности отвечают содержаниям в приантарктической зоне

Тихого океана, мы вправе говорить о наличии в осадках последней сульфидов, хотя и в весьма незначительных количествах.

Итак, на всем протяжении изменчивой по ширине западной окраины Тихого океана от крайнего севера до крайнего юга, а также вокруг крупных островов мы постоянно встречаемся с большим или меньшим развитием редукционных процессов, включая образование сульфидов железа. Но как обстоит дело на более удаленной — пелагической — части площади Тихого океана?

Таблица 53

Редукционный баланс осадков по периферии Антарктического континента (в %)

Компоненты	Станция, глубина, м			
	186, 360	183, 1850	182, 2962	181, 3520
Fe_{HCl}^{2+}	0,57	1,8	1,53	0,9
Расход SO_4^{2-}	0,012	0,225	0,027	0,033
То же, в литрах морской воды	0,045	0,95	0,1	0,12
Количество пирита	0,00645	0,110	0,011	0,013
Количество гидротроилита	0,00157	0,0071	0,008	0,010
Расход $C_{орг}$ на Fe_{HCl}^{2+}	0,029	0,09	0,080	0,045
То же, на образование сульфидов	0,0039	0,043	0,012	0,014
Всего	0,033	0,133	0,092	0,059
То же, в литрах морской воды	13,46	54,3	37,6	31,1
Остаточный $C_{орг}$	0,36	0,56	0,42	0,28
Первичный $C_{орг}$	0,393	0,69	0,51	0,34
Расход $C_{орг}$ по отношению к первичному	8	Около 20	18	17

К сожалению, разрезов из этой области у автора не было, и потому приходится оперировать литературными данными.

Три указания в этом отношении особенно существенны. Так, Г. Аррениус (Arrhenius, 1963) в статье, посвященной минералогии пелагических отложений Тихого и Индийского океанов, даже не упоминает о наличии в них сульфидов Fe; описываются окислы Fe и Mn, карбонаты Ca, фосфаты, силикаты и т. д., но о сульфидах ни слова: очевидно, ему не случилось наблюдать их в тех многометровых колонках пелагических илов, которые ему были известны.

Столь же определенны высказывания В. П. Петелина. «Пирит в осадках Тихого океана,— пишет он,— характерен для алевроитовых и глинистых осадков, образующихся в восстановительных условиях (некоторые участки шельфа, материковый склон, отчасти глубоководные желоба). Содержание его в алевроитовой фракции чаще всего не превышает 5–6% тяжелой подфракции, но иногда достигает 22% (Алеутский желоб)... Распространение его в краевой зоне океана связано с высоким содержанием в осадках органического вещества» (Тихий океан, т. VI, 1970; Осадкообразование..., кн. 1, стр. 353).

«В центральной части Тихого океана,— по словам Э. А. Остроумова и И. И. Волкова,— при прохождении трубкой 5-метровой толщи осадков восстановление сульфатов не наблюдалось» (там же, кн. 2, стр. 273).

Итак, можно считать установленным, что не только области пелагической красной глины, но и площади радиоляриевых и известковых фораминиферовых илов лишены редукционных процессов на всю доступную исследованию глубину, в частности лишены сульфатредукции.

4. Общая схема локализации редукционных процессов разной интенсивности в Тихом океане

Исходя из изложенного выше, была сделана попытка дать графическую схему локализации редукционных процессов разной интенсивности на площади Тихого океана. При составлении ее автор руководствовался следующими принципами. В бескарбонатных или слабокарбонатных, а также бескремнистых или слабокремнистых илах редукционные процессы усиливаются параллельно с увеличением содержания $C_{орг}$. Беря за критерий их интенсивности поглощения илом SO_4^{2-} (в литрах морской воды) и соотношение с $C_{орг}$, установленные в северо-западной части океана (Японский профиль, Курило-Камчатская область), получаем следующие градации SO_4^{2-} и отвечающие им величины $C_{орг}$ остаточного:

1. SO_4^{2-}	10—3 л;	C _{орг} остаточный	1,5—1,0%;	сильные редукционные процессы
2. SO_4^{2-}	3,0—1,2 л;	C _{орг}	» 1,0—0,5%;	умеренные »
3. SO_4^{2-}	1,2—0 л;	C _{орг}	» 0,5—0,3%;	слабые »
4. SO_4^{2-}	0;	C _{орг}	» 0,28—0,25%;	редукция отсутствует

В илах с содержанием 20% $CaCO_3$ минимальные концентрации $C_{орг}$, необходимые для начала редукции, сильно повышаются, примерно на 1% и больше, за счет присутствия омертвленной органики в раковинах. Это заключение получено не только для Тихого, но и для Индийского океанов.

Из схемы (фиг. 87) видно, что в Тихом океане областями сильных редукционных процессов являются самые периферические зоны океанов, охватывающие шельф, континентальный склон и частью глубоководные желоба. Здесь диффузионное поглощение SO_4^{2-} илом — 10—3 л при $C_{орг}$ остаточном выше 1% (1—1,5%). При более высоком $C_{орг}$ остаточном редукционные процессы и «обмен веществ», вероятно, еще более сильны.

На западе область интенсивных процессов имеет ограниченные размеры у Японских и Курильских островов. На востоке она протягивается широкой лентой от Аляски вдоль побережья Северной и Средней Америки. Особой интенсивности редукция достигает в Калифорнийском заливе.

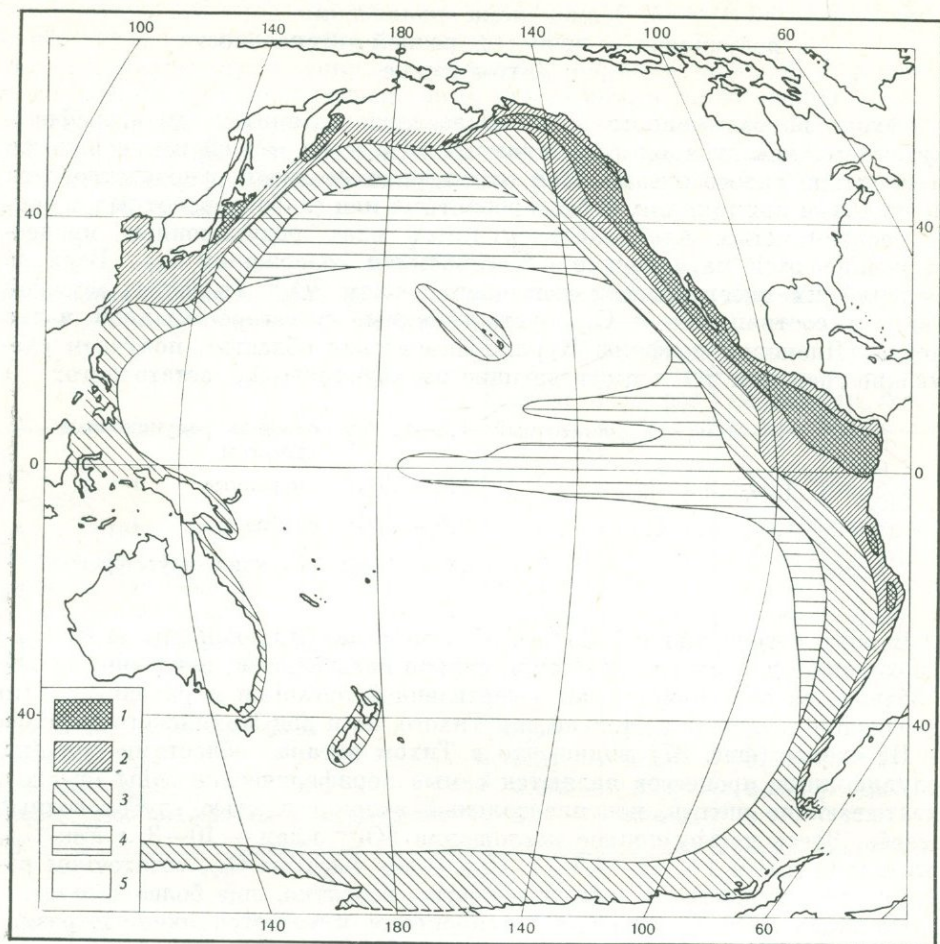
Полоса умеренных редукционных процессов расположена мористее. Она начинается несколько южнее Японских островов (около 20° с. ш.) и непрерывной полосой протягивается сначала вдоль западной окраинной части океанического ложа, затем к югу от Алеутской гряды и вдоль Северной и Южной Америки примерно до 30° с. ш.

Полоса слабых и затухающих редукционных процессов развита еще шире; она оконтуривает всю краевую часть океанического ложа под всеми широтами. Но ширина ее разная в разных местах. Она больше там, где океан ограничен континентами, и уже у островов, за которыми располагаются краевые моря. Исключение составляет Австралия, около которой ширина зоны редукции минимальна. Здесь сказывается отрицательное действие карбонатной седиментации.

Общая ширина редукционной зоны варьирует от нескольких сотен километров до 1100—1500 км и даже 2000—3000 км (в восточной части океана).

Вся колоссальная пелагическая часть Тихого океана инертна, мертва с точки зрения редукционных процессов и «обмена веществ» между илом и наддонной водой. Исключение составляют крупные острова, около которых редукционный процесс развит, но слабо.

Обычное объяснение этого явления состоит в том, что органическое вещество отмерших планктонных форм, проходя мощную 5—6-километровую толщу воды, успевает настолько разрушиться и потерять свои ак-

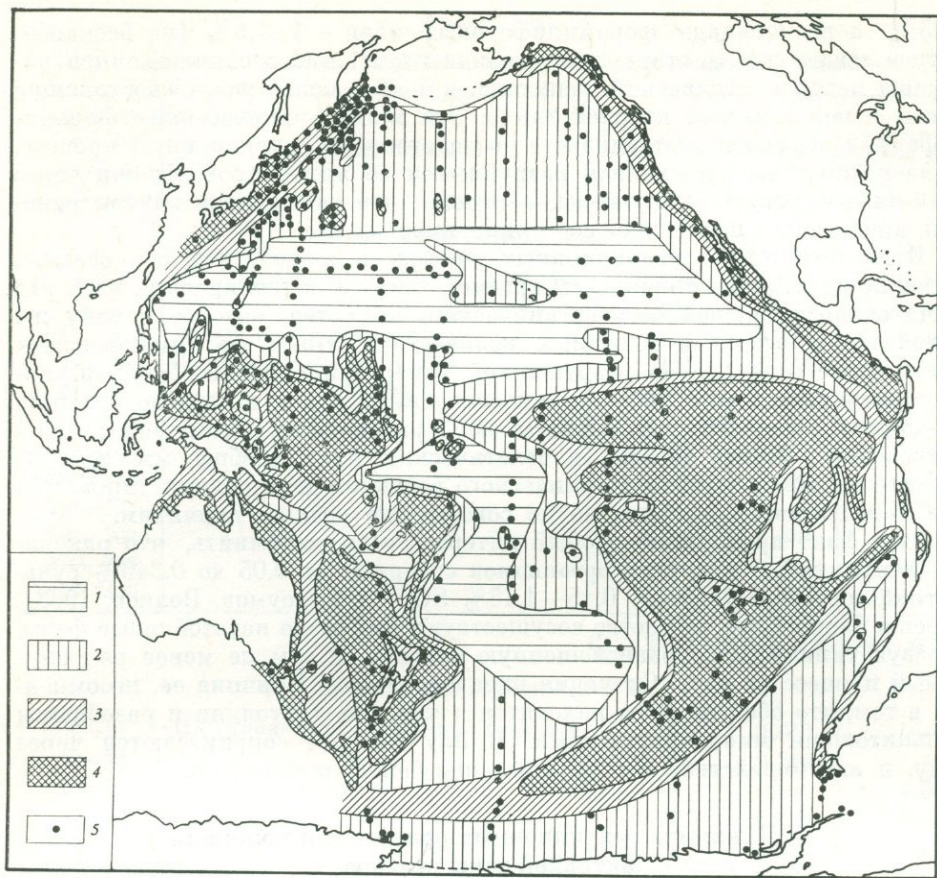


Фиг. 87. Интенсивность редукционных процессов в Тихом океане
 1 — интенсивные процессы; 2 — умеренные процессы; 3 — слабые процессы; 4 — слабые процессы — предположительно; 5 — редукция отсутствует

тивные компоненты, что на дно приходит совершенно инертным и неспособным ни к каким редукционным воздействиям даже на Fe^{3+} и Mn^{4+} , не говоря уже об SO_4^{2-} . Такой же точки зрения до сих пор придерживался и автор этих строк. Но работа по балансу редукционных процессов показала, что дело обстоит сложнее. Мы видели выше, что, помимо обычной формы органического вещества, вносимого в ил за счет бесскелетного планктона, существует еще органика инертная, входящая в состав раковин известывыделяющих организмов, особенно форминифер. Ее присутствие не содействует редукции SO_4^{2-} , но повышает содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в илах и тот уровень, при котором начинается редукция вообще.

Представление о массе этой инертной «запечатанной» органики дает карта (фиг. 88), на которой показано распределение $\text{C}_{\text{орг}}$ в процентах на бескарбонатное и бескремнистое вещество. Карта эта построена на данных, опубликованных в работе «Тихий океан» (1970).

В северной половине Тихого океана, от 50 примерно до 15° с. ш. количество и распределение $\text{C}_{\text{орг}}$ в бескарбонатном веществе мало чем отличается от содержаний и распределения его в натуральном сухом осадке. Но в огромной полосе, расположенной южнее, между 15° с. ш. и 60° ю. ш., обе карты различаются настолько резко, что, по существу, почти не имеют ничего общего. Главная особенность указанной полосы состоит в том,



Фиг. 88. Содержание $C_{орг}$ в осадках Тихого океана (в % на бескарбонатное и бескремнистое вещество)

1 — $<0,25$; 2 — $0,25-0,5$; 3 — $0,5-1$; 4 — $1-1,5$ и более; 5 — станции наблюдения

что вдоль западной и восточной ее третей в пелагиали протягиваются области высоких содержаний $C_{орг}$ ($1-1,5\%$ и выше), между которыми располагается средняя треть с содержаниями $C_{орг}$, очень низкими (менее $0,25\%$) или низкими ($0,25-0,5\%$). Контуры областей пелагической аккумуляции $C_{орг}$ очень прихотливы. На востоке это сплошная зона треугольных очертаний с несколькими лопастями, отходящими от основного массива по его западной и восточной периферии. Внутри площади на фоне содержаний $1-1,5\%$ встречается ряд участков, где установлены концентрации $C_{орг}$, равные $1,5-2\%$ и даже более; оконтурить их по имеющему числу точек невозможно; получается лишь впечатление об их пестрой локализации. На западной трети рассматриваемой полосы содержания $C_{орг}$ в $1-1,5\%$ образуют два крупных, прихотливых очертаний пятна: одно — экваториальное, другое — к югу от 18° ю. ш.; кроме того, имеется прибереговая полоса с высоким содержанием $C_{орг}$ вдоль Австралии. В двух первых пятнах на фоне $1-1,5\%$ $C_{орг}$ встречаются содержания, равные $1,5-2\%$ и более, оконтурить которые мы тоже пока не в состоянии.

Совершенно очевидно, что на западной и восточной третях Тихого океана, занятых фораминиферовыми илами, происходит значительная концентрация органического вещества сравнительно с пелагической зоной в северной половине Тихого океана и в срединной трети южной его половины. Если учесть, что содержание $C_{орг}$ в красной глине в среднем

0,25%, а на площади фораминиферовых илов — 1—1,5% (на бескарбонатное вещество), то становится очевидным, что в последних сконцентрированы массы органического вещества, в 4—6 и более раз превосходящие массы в пелагической красной глине. Эти массы, привнесенные фораминиферами, не оказывают никакого воздействия на редукционный процесс. И не потому, что они успели разрушиться во время прохождения через 5—6-километровую толщу воды, а потому, что запечатаны внутри раковин, приведены в неактивное состояние, омертвлены.

Итак, отсутствие редукционных процессов в пелагических осадках имеет не одну, а две причины. В красной глине и радиоляриевых илах это достаточная разрушенность органического вещества, которое к тому же находится в осадке в мизерных количествах. Но в фораминиферовых илах, кроме этой сильно разрушенной и нереакционноспособной органики, присутствует еще иное органическое вещество и в гораздо больших (4—6 раз) количествах, но запечатанное в раковинах и потому нереакционноспособное. Иначе говоря, в пелагических илах вообще мы должны считаться с присутствием органического вещества двух разных типов. Оба они нереакционноспособны, но по совершенно разным причинам.

Этот факт приобретает особый интерес, если вспомнить, что раковины фораминифер и других организмов содержат от 0,05 до 0,349% сульфатной серы, что отвечает 0,15—1,15% SO_4^{2-} (Остроумов, Волков, 1963). Здесь в ближайшем соседстве сосуществуют две резко неустойчивые фазы, образуя типичную неуравновешенную систему, и тем не менее редукционный процесс не идет. Ситуация парадоксальная! Причина ее, несомненно, в том, что обе эти фазы находятся в твердом состоянии и разобщены кальцитовыми микрокристаллами. В илу же они соприкасаются через воду, и взаимодействие между ними неизбежно начинается.

5. Динамика редукционных процессов и мощность активной зоны осадков

Выше мы имели дело с итогом восстановительных процессов на разных участках Тихого океана, но в интересующем нас вопросе можно продвинуться дальше, «проникнуть» в динамику редукционного процесса.

Анализ этого вопроса удобно начать с распределения суммарных содержаний серы, производной от H_2S , на разных горизонтах осадка. Необходимые данные собраны в табл. 54; они опубликованы И. И. Волковым с соавторами (1972) и М. Г. Валяшко с соавторами (1972).

Весьма показательны данные по ст. 6160, которые мы и разберем в первую очередь.

Диффузионное проникновение SO_4^{2-} на этой станции, как и редукционный процесс, отмечаются уже в самом верхнем горизонте ила: 0—2 см. Здесь сконцентрировано уже 0,063% серы, что отвечает диффузии SO_4^{2-} из 0,70 л морской воды. Примерно 15 см ниже (12—18 см) содержание серы поднимается до 0,864%, что отвечает диффузионному насыщению SO_4^{2-} из 9,6 л морской воды: процесс, как видим, здесь весьма энергичен. В следующих примерно полутора метрах диффузия SO_4^{2-} сильно замедляется, ибо в интервале 12—155 см содержание серы в осадке увеличивается всего на 0,164%. Начиная же со 155 см количество суммарной серы в илах стабилизируется на уровне $1,05 \pm 0,07\%$. Это несомненно свидетельствует о том, что диффузионное проникновение SO_4^{2-} практически прекращается или, точнее, идет ничтожными темпами и не отражается на содержаниях $\Sigma\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ в илах. Колебания суммарной серы вызываются главным образом перераспределением сульфидов в илах. Что оно действительно здесь имеет место, показывают данные по колонке ст. 6163, где на уровне 310—330 см имеется резко выраженное скопление гидротроилита (0,113% $\text{S}_{\text{гидр}}$ против обычных 0,005—0,007%), а на уровне 200—210 см — пирита (0,448% $\text{S}_{\text{пирит}}$ против 0,1—0,2%).

Таблица 54

Динамика «обмена веществ» между илами и наддонной водой

Горизонт, см	Характер осадка	S сульфатов иловой во- ды, %	ΣS_{H_2S} в илу, %	Щелочность иловой воды, мг/эке
Ст. 6158, глубина 490 м				
0—2	Ил глинистый с примесью алевроита	0,103	0,038	3,00
3—5	То же	0,131	0,045	—
15—20	То же, с кусочками пемзы	0,122	0,124	3,36
44—47	Ил глинистый, запах H_2S	0,114	0,404	3,52
92—97	То же	0,093	0,435	—
130—150	»	—	—	37,4
150—160	»	0,083	0,634	—
225—235	»	0,100	0,622	—
250—267	»	—	—	8,94
290—300	»	0,094	0,334	—
370—390	»	—	—	10,44
405—420	»	0,101	0,693	1

 $C_{орг}$ исходный в среднем — 0,77%

Ст. 6160, глубина 1300 м

0—2	Ил глинистый с примесью алевроита	0,087	0,063	—
12—18	»	0,093	0,864	—
20—30	»	—	—	4,09
50—60	»	0,102	0,894	—
75—100	»	—	—	6,50
145—155	»	0,054	1,028	—
180—210	»	—	—	11,76
260—270	»	0,066	1,087	—
343—370	»	—	—	14,11
370—382	»	0,052	0,983	—
482—500	»	—	—	25,8
515—525	То же, очень плотный вязкий	0,027	0,984	—
600—610	»	—	—	31,79
630—646	»	0,013	1,124	—
715—725	»	?	1,114	—
750—775	»	?	—	30,4
790—800	»	?	0,943	—
810—840	»	—	—	14,40

 $C_{орг}$ исходный в среднем — 1,97%

Ст. 6162, глубина 4110 м

0—4	Ил глинистый с примесью алевроита	0,086	0,068	—
4—10	То же	—	—	3,99
10—20	»	—	—	4,57
18—23	»	0,086	0,184	—
30—50	»	—	—	4,66
90—100	»	0,093	0,571	—
130—150	»	—	—	11,35
170—180	»	0,069	0,596	—
210—230	»	—	—	14,75
310—320	»	0,046	0,614	—

Таблица 54 (окончание)

Горизонт, см	Характер осадка	S сульфатов иловой во- ды, %	ΣS_{H_2S} в илу, %	Щелочность иловой воды, мг/эке
380—415	Ил глинистый с примесью алеврита	—	—	28,29
415—430	То же	0,025	0,718	—
526—550	»	—	—	34,49
550—560	»	0,004	0,613	—

C_{орг} исходный в среднем — 1,57%

Ст. 6175, глубина 5930 м

1—5	Ил глинистый коричневый, с шоко- ладным оттенком	0,085	0,092	2,85
5—10	То же	—	—	2,71
25—50	»	—	—	3,78
50—60	»	0,089	0,057	—
130—150	»	—	—	2,68
150—160	»	0,105	0,038	—
235—260	»	—	—	2,70
340—350	»	0,082	0,082	—
355—380	»	—	—	3,00
410—420	»	0,080	0,060	—
485—500	»	—	—	2,87
510—520	»	0,105	0,073	—

C_{орг} исходный в среднем — 0,18%

Ст. 6163, глубина 7400 м

0—1	Ил глинистый	—	—	—
5—10	То же	—	—	3,71
15—20	»	0,086	0,113	4,47
25—40	»	—	—	6,13
60—80	»	—	—	9,54
90—100	»	0,066	0,210	—
150—160	»	0,047	0,225	—
160—185	»	—	—	25,4
200—210	»	0,033	0,507	—
250—260	»	—	0,258	—
260—295	»	—	—	35,65
310—330	»	0,019	0,221	—
390—400	»	0,003	0,242	—
505—515	»	0,002	0,399	—
555—570	»	0,003	0,290	—
610—640	»	—	—	45,58

C_{орг} исходный в среднем — 1,40%

Но в осадках помимо сульфидной серы в твердой фазе, имеется также SO_4^{2-} , растворенная в иловой воде. Спрашивается, как отражается на ее количествах интенсивное диффузионное насыщение SO_4^{2-} илом?

Из цифр табл. 54 явствует, что в верхних 60 см колонки ст. 6160, где происходит наиболее интенсивное диффузионное проникновение SO_4^{2-} в ил, содержание сульфатного иона в иловой воде остается на уровне, обычном для нормальной морской воды. Как это понять? Очевидно, только как сви-

детельство того, что скорость диффузионного проникновения SO_4^{2-} в ил в этом интервале равна скорости его редукции. Поэтому-то поступление больших масс SO_4^{2-} в ил здесь и не находит даже приростительного отражения в содержаниях сульфатного иона в иловой воде.

Ниже, на интервале 60—155 см, там, где диффузионное проникновение SO_4^{2-} в ил резко замедляется и, наконец, прекращается, содержания сульфатной серы в иловой воде заметно падают с 0,102% до 0,054%. Очевидно, редукционный процесс на этом уровне, не получая достаточного питания за счет диффузии SO_4^{2-} из наддонной воды, начинает восстанавливать сульфаты самой иловой воды, захороненной в осадке. В интервале 155—840 см, уже отрезанном от поступления SO_4^{2-} из наддонной воды, редукция может идти только за счет сульфатов иловой воды, и потому содержание в ней $S_{\text{сульфатн}}$ понижается до 0,013% на уровне 630—646 см; ниже концентрация сульфатов становится, вероятно, еще меньшей.

Таким образом, диффузионное проникновение SO_4^{2-} на ст. 6160 имеет ограниченную глубину — до 155 см; в более низкие горизонты сульфатный ион из наддонной воды практически не проникает. Сама диффузия наиболее интенсивно происходит на первых 15 см колонки; на большей глубине она идет все убывающими темпами. Скорость редукции SO_4^{2-} в верхних горизонтах колонки равна скорости диффузионного проникновения ее в ил, и потому редукция практически не отражается на содержании сульфатного иона в иловой воде этих горизонтов. Но в более глубоких слоях (60—155 см), где диффузия SO_4^{2-} замедляется, начинается редукция SO_4^{2-} иловой воды. Ниже 155 см редукция происходит лишь на счет иловой воды, в которой содержания SO_4^{2-} убывают до очень низкого уровня.

Как обстоит дело на других станциях, более прибрежных, чем ст. 6160, и более мористых? Данные табл. 54 показывают, что на ст. 6158 рост суммы сульфидов прослеживается до конца колонки, содержание же SO_4^{2-} удерживается на одном уровне практически во всем этом интервале, испытывая незакономерные колебания. По-видимому, в более грубозернистых отложениях диффузия SO_4^{2-} проникает на большую глубину, чем на ст. 6160. На трех станциях более мористых и с тонкозернистым осадком уровень диффузионного проникновения SO_4^{2-} в ил (и соответственно редукции ее) остается прежним: на ст. 6162 он находится в интервале 100—170 см; на ст. 6163 — 100—160 см. В обоих случаях до этого уровня редукции сульфатов иловой воды почти не происходит, и обозначается она только с этой глубины, доходя практически до конца на глубинах 550—560 см, в то время как на таких же глубинах в колонке ст. 6160 сульфатов остается еще заметное количество — 0,027%.

В еще более мористых станциях, начиная со ст. 6165, сульфидный клин постепенно погружается в более глубокие горизонты, все менее доступные диффузии SO_4^{2-} , а количество $S_{\text{орг}}$ становится таким, что редукционные процессы вообще резко ослабевают и убывание сульфатов в иловой воде прекращается; содержание SO_4^{2-} в иловой воде здесь даже увеличивается за счет освобождения SO_4^{2-} из сульфоалюминатов (?). Этот процесс вполне завершается к ст. 6172, где сульфидообразование отсутствует. Очень ярко постоянство содержаний $S_{\text{сульфатн}}$ и повышенное количество ее в иловой воде видно на ст. 6175.

Редукция сульфатной серы, насыщаемой в ил, порождает, как мы знаем, HCO_3' . Какова судьба этого иона? Вопрос этот особенно интересен, ибо количество генерируемого HCO_3' , огромно и на ст. 6160 отвечает содержаниям в 246 л морской воды, т. е. около 500 мг/эв. Вопрос решается последней графой табл. 54, где показана щелочность иловой воды.

Так как диффузионное насыщение SO_4^{2-} и ее редукция осуществляются в первых 150 см разреза, то, очевидно, именно в этом же интервале происходит и генерация эквивалентной массы HCO_3' . Здесь, следовательно, мы должны ожидать максимальную величину щелочного резерва,

отвечающую многим десяткам и даже первым сотням литров морской воды. Между тем непосредственные определения HCO_3' в интервале 0—155 см показывают содержания всего в 4,09 и 6,50 мг/эква HCO_3' . Это никак не отвечает ожидаемым величинам.

Причина столь резко несоответствия ожидаемого и реально существующего очевидна: масса HCO_3' , возникающая в первых 1,5 м осадка за счет редукции насасываемой илом SO_4^{2-} , практически целиком эвакуируется из илов в наддонную воду. Отчетливое увеличение щелочного резерва наступает глубже 150 см, т. е. глубже зоны диффузии SO_4^{2-} из наддонной воды, причем происходит здесь параллельно с убылою сульфатов в иловой воде. Это значит, что источником щелочного резерва глубоких горизонтов ила являются сульфаты самой иловой воды. Не случайно поэтому, что щелочной резерв ограничен по величине; его максимум на ст. 6160 составляет 31,79 мг/эква, на ст. 6162 — 34,49 мг/эква, на ст. 6163 — 45,58 мг/эква, т. е. он не превосходит и даже не достигает тех 54—56 мг/эква SO_4^{2-} , которые свойственны наддонной океанской воде, захваченной илом в процессе седиментации. Этого и следовало ожидать, поскольку источником HCO_3' в более глубоких горизонтах ила являются именно сульфаты иловой воды.

Из сказанного следует, что активной зоной являются верхние примерно 1,5 м глинистого осадка. Именно здесь происходят интенсивные разнонаправленные диффузионные потоки SO_4^{2-} , поглощаемой илом, и HCO_3' , отдаваемой им в поддонную воду. При этом в «обмене веществ» участвуют очень большие массы SO_4^{2-} и HCO_3' , особенно если сопоставлять их с содержанием в морской воде.

Законен вопрос, действительно ли вся масса генерированного HCO_3' удаляется из активной зоны в наддонную воду, не задерживаясь в этой зоне хотя бы частично в виде, например, новообразованных карбонатов Fe и Mn? Исключить такую возможность нельзя, но и доказать петрографически наличие диагенетических карбонатов не удастся. Обычно с генерацией HCO_3' в активной зоне илов связывают перекристаллизацию углекислого кальция. Но при перекристаллизации ион HCO_3' играет временную, служебную роль: вначале переводит более растворимую (обычно арагонитовую) фазу CaCO_3 в раствор, а затем — при осаждении диагенетического CaCO_3 — вновь удаляется из ила. Это на балансе редукционных процессов не сказывается. Отсюда следует, что по крайней мере подавляющая масса генерированного в активной зоне ила HCO_3' действительно покидает ил и уходит в наддонную воду.

Нельзя обойти и другой вопрос. В процессе диагенеза имеет место уплотнение более низких горизонтов осадка и отжимание из них в верхние слои иловой воды. Как отражается это на геохимии активной зоны?

Совершенно очевидно, что твердые фазы серы ($\Sigma S_{\text{H}_2\text{S}}$) отжимание иловой воды никак не затрагивает; их распределение по вертикали колонок остается неизменным. А это главное при выделении активной зоны осадка! Иловая вода, отжимаемая снизу вверх, как было показано, беднее SO_4^{2-} и богаче HCO_3' , чем первичная вода в активной зоне. Это значит, что поступление отжимаемой воды будет уменьшать количество SO_4^{2-} в нижней части активной зоны и увеличивать в ней содержание HCO_3' . Мы приписывали эти характерные перемены в иловой воде целиком началу редукции унаследованных масс SO_4^{2-} в нижней части активной зоны. Но не исключено, что за этими изменениями кроется частично или целиком воздействие отжимаемых вверх иловых вод из более глубоких горизонтов колонок. Если такое объяснение правильно хотя бы частично, приходится принять, что реальная интенсивность редукции сульфат-иона первичной иловой воды в активной зоне меньше, чем принималось выше. Если же падение концентраций SO_4^{2-} и повышение щелочного резерва в активной зоне происходят за счет отжимаемого снизу илового раствора, то процессы редукции SO_4^{2-} первичной иловой воды в

активной зоне вообще отсутствуют, а имеет место только редукция сульфат-иона, диффузионно проникающего в ил наддонной воды. Как бы ни решалась эта альтернатива, оба решения не отменяют факта реального существования активной зоны осадка, а только несколько изменяют ее черты с точки зрения источника SO_4^{2-} для восстановительных в ней процессов. Свидетельством реального наличия активной зоны осадка является распределение твердых фаз серы, возникших в диагенезе. А это, повторяю, не зависит от отжимания иловых вод из более глубоких горизонтов осадков.

Выделяя активную зону в глинистых илах шельфа, континентального склона и Японской впадины, следует подчеркнуть, что не только SO_4^{2-} практически не проникает глубже этой зоны, но и ион HCO_3' , генерированный ниже ее границы, не эвакуируется через нее в наддонную воду. Причина этого в том, что по мере углубления в осадок его влажность, плотность, и стало быть, проницаемость убывают, причем особенно сильно в верхних 1,5–2 м. По многочисленным определениям А. П. Лисицина и А. В. Фотиевой (1956), влажность илов Берингова моря от 70–75% на поверхности дна падает на глубине около 2 м до 50%, т. е. на 20–25%, между тем как последующее углубление до 33 м от дна приводит к уменьшению влажности всего на 10% (до 40%). В уплотняющемся грунте диффузия происходит (в обоих направлениях) все медленнее, и, наконец, наступает момент, когда скорость ее становится меньше скорости нарастания осадков, т. е. скорости осадочного процесса. Появление таких соотношений, по-видимому, и определяет глубину активной зоны. И поскольку в петрографически разных осадках этот момент реализуется неодинаково быстро, мощность активной зоны, естественно, несколько варьирует в разных бассейнах и в разных осадках одного и того же водоема: в глинистых и алевропелитовых илах 1,5–2,5 м, в других — может быть несколько больше или меньше, но всегда невелика. По смыслу своего активного фронта от наддонной воды. В них диагенетическое минералообразование идет вне сколько-нибудь ощутимого взаимодействия с наддонной водой и представляет собой собственно процесс самоуравновешивания сложной физико-химической системы.

Для понимания диагенетического минералообразования выделение активной зоны представляет крупный интерес как специфический начальный его момент. Совокупность минеральных новообразований в этой зоне ограничивается сульфидами железа (и, понятно, прочих тяжелых металлов), с которыми здесь комбинируются силикаты железа — лептохлориты и глауконит. Карбонаты железа и марганца практически неупловимы. Нет и ясно обозначенных конкреций — только микростяжения FeS_2 .

Следует отметить, что гидрохимики, изучавшие только содержания SO_4^{2-} и HCO_3' в иловой воде (Шишкина, 1972) и игнорировавшие формы серы в осадках, пропустили главную зону редукции сульфатного иона, совпадающую с активным слоем осадка. Они улавливали редукцию SO_4^{2-} на ее затухании в низах активной зоны (?); главным же образом ниже ее. В связи с этим им остался неизвестен и общий объем редукционных процессов (в части SO_4^{2-}), который почти в 20 раз превосходит указываемые ими величины по иловой воде.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА В КРАЕВЫХ И ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МОРЯХ

Глава VIII

ТРАНСФОРМАЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА В КРАЕВЫХ МОРЯХ С НОРМАЛЬНЫМ ГИДРОХИМИЧЕСКИМ РЕЖИМОМ (ЯПОНСКОЕ, ОХОТСКОЕ, БЕРИНГОВО)

Выяснив, что представляет собой геохимический процесс в океанах, посмотрим, как трансформируется он в краевых и внутриконтинентальных морях, под влиянием иной физико-географической обстановки. Исключительный интерес представляют с этой точки зрения прежде всего краевые моря Тихого океана: Берингово, Охотское, Японское. Они тесно связаны с океаном; их гидрохимия практически ничем не отличается от океанической, но морфометрия — размеры, глубина, характер ложа — резко иные. Стало быть, их сопоставление с Тихим океаном позволит выяснить, как трансформируется геохимический процесс под влиянием уменьшенных размеров и иной геоморфологии водоема, не осложненных влиянием никаких других факторов. Действие морфометрии здесь выступит, так сказать, в чистом виде, что важно для правильного понимания геохимического процесса вообще.

1. Особенности морфометрии краевых морей Тихого океана, их отражение в механической седиментации

В табл. 55 собраны цифровые показатели, характеризующие размеры океанов и краевых морей, главные черты морфологии их дна, а также количественные соотношения основных — градулометрических типов их осадков.

Изучение таблицы вскрывает три кардинальных факта. Первый — достаточно общеизвестный — это резкая разница в площадных размерах океанов и краевых морей. В то время как акватории океанов измеряются многими десятками миллионов квадратных километров, краевых же морей — лишь одним-двумя миллионами, т. е., по крайней мере, на 1—1,5 порядка меньше. Еще важнее другое различие, на которое литологи до сих пор внимание не обращали: совершенно разные соотношения площадей шельфа, континентального склона и дна котловины. Все океаны (особенно Тихий) отличаются весьма слабым относительным развитием шельфа: 1,7—5,6% от общей акватории, умеренным — континентального склона — 10,6—15,2% и большими площадями дна котловины — 79,2—87,7% общей акватории. У краевых морей площадь шельфа обычно резко увеличена — до 42—45% от общей акватории, область континентального склона составляет 18—50%, а площадь дна котловины — 10—40%. Сокращение пло-

щадей окраинных морей сопровождается, следовательно, коренной перестройкой их морфологии; шельфы и континентальный склон растут за счет убывания размеров центральной котловины бассейна. Средние глубины котловин окраинных морей становятся значительно меньшими, убывая до 1752—860 м. Нужно подчеркнуть, однако, что никакой корреляции между изменениями размеров акватории и средней глубиной котловины не существует: эти элементы морфологии изменяются независимо один от другого.

С резкими различиями морфологии связано существенно разное развитие основных гранулометрических типов осадков. В океанах песчаные

Таблица 55

Соотношения основных гранулометрических типов осадков в океанах * и краевых морях (в % от общей площади дна)

Бассейн	Площадь акватории, км ²	Средняя глубина, м	Шельф 0—200 м	Континентальный склон 200—3000 м	Дно бассейна, свыше 3000 м	Пески	Алевриты	Алевропелиты	Пелиты
Тихий океан	164 813 000	4282	1,7	10,6	87,7	2,8	5,7	—	91,8
Атлантический »	79 408 000	3926	5,6	15,2	79,2	5,8	18	—	76,8
Индийский »	73 439 000	3663	3,2	13,2	83,6	4	15	—	81
Берингово море	2 257 000	1547	45	18,7	36,3	28,5	38,2	33,3	—
Охотское »	1 589 000	860	42,3	48,3	9,4	24,7	21,9	24,3	29,3
Японское »	978 000	1752	10	50	40	7,7	25,3	23,3	44,0

* Площади океанов даны без морей.

отложения на шельфах и отчасти континентальном склоне занимают всего 2—5% общей акватории, алевриты шельфа и склона — 5,4—18%, алевропелиты вместе с пелитами, локализованные частью на континентальном склоне, но главным образом в центральной котловине, — 76,8—91,8%. Как было уже отмечено в главе IV, цифры площадного распространения песков, алевритов и алевропелитов + пелитов близко отвечают площадям основных морфометрических элементов океанических бассейнов.

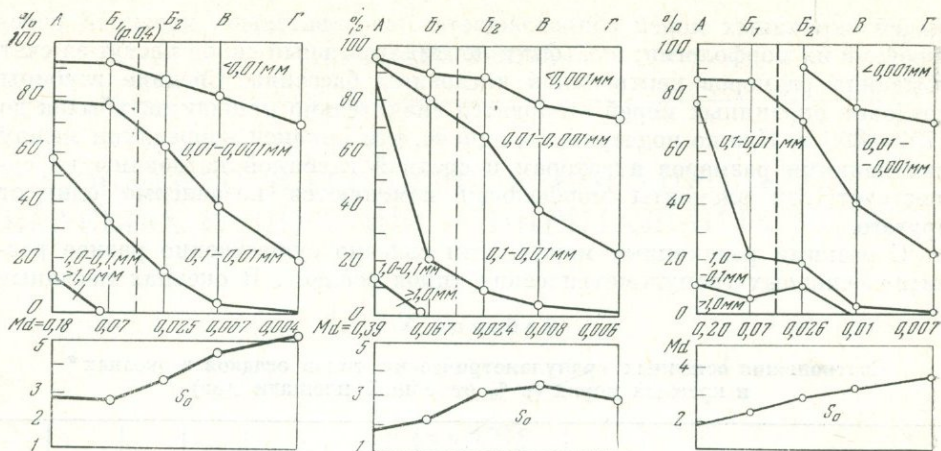
В краевых морях соотношения гранулометрических типов совсем иное (фиг. 89, 90, 91). Площадь песков колеблется от 7,7 до 28,5%, составляя в среднем 20,3%, т. е. увеличивается почти в пять раз в сравнении с океаном; площадь алевритов от 21,9 до 38,2%, — в среднем 28,4%, увеличивается втрое; зато площадь пелитов сокращается до 29,3—44%, в среднем до 35,5%, т. е. в два с лишним раза.

Таким образом, коренное изменение морфометрии краевых морей вызывает коррелятивно связанное резкое изменение их терригенной седиментации, порождая существенно иные соотношения гранулометрических типов осадков.

Глубина этой корреляции станет еще наглядней, если рассмотреть особенности одноименных гранулометрических типов осадков в океанах и краевых морях.

Особенность океанской седиментации состоит в чрезвычайно далеко зашедшем механическом фракционировании внесенного терригенного материала, благодаря чему в пелагической области возникают глинистые илы, сложенные практически фракциями 0,01—0,001 мм и менее 0,001 мм, причем содержание последней достигает 62,3%.

Из сопоставления табл. 56 и 21, а также фигур 89 и 34 видно, что краевые моря отличаются от океанов резко сокращенным, как бы усеченным



Фиг. 89. Гранулометрический состав осадков Японского моря (по М. А. Репечке, 1973)

А — пески; Б₁ — крупные алевриты; Б₂ — мелкие алевриты; В — крупные пелиты; Г — глины

Фиг. 90. Гранулометрический состав осадков Охотского моря (по П. Л. Безрукову, 1960)

Условные обозначения см. фиг. 89

Фиг. 91. Гранулометрический состав осадков Берингова моря (по А. П. Лисицыну, 1966)

Условные обозначения см. фиг. 89

набором гранулометрических типов осадков. В них представлены только первые члены океанского типа: А, Б₁, Б₂, В, Г, отвечающие шельфу, континентальному склону и отчасти глубоководным желобам (Курило-Камчатскому, Японскому и др.), но отсутствуют все фациальные разности глубоководной красной глины. Это особенно отчетливо сказывается в величинах Md и S_{σ} наиболее пелагических осадков в краевых морях и океанах. В морях Md этих илов достигает 0,007—0,006—0,004 мм, в океане — 0,0031—0,0023—0,0015—0,00065 мм. Соответственно в океане сортировка наиболее пелагических отложений существенно лучше сортировки осадков шельфа и особенно континентального склона, в краевых же морях — хуже, чем более прибрежных. Все эти хорошо коррелирующие друг с другом различия механической седиментации океанов и окраинных морей имеют причиной разные размеры водоемов. Чем больше их акватории, тем больше возможностей для совершенного гранулометрического фракционирования вносимого в бассейн терригенного (и пеллового) материала, тем более тонкозернисты пелагические осадки и тем лучше они сортированы. Для дальнейшего анализа эта основная закономерность механической седиментации имеет огромное, решающее значение.

Но в воздействии размеров бассейна на процесс фракционирования поступающих обломочных частиц имеется еще и другая, не менее существенная сторона: одновременно с возрастанием тонкозернистости пелагических пелитов значительно убывает скорость их накопления ($мг/см^2$ в 1000 лет). И если в центральной части Японского моря она измеряется, по определению Б. И. Васильева с соавторами (1973), 155, в Беринговом — свыше 100 $мг/см^2$, а в Охотском море — от 30 до 1000 $мг/см^2$ в 1000 лет, то в центральных частях Северо-Западной и Северо-Восточной котловин Тихого океана она составляет всего 1 или 1—3 $мг/см^2$ в 1000 лет (Лисицын, 1971).

Таблица 56

**Средний гранулометрический состав основных типов осадков
дальневосточных морей (в %)**
(по М. А. Репечке, 1973)

Море, осадки	Фракция, мм						Md	So
	1,0—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	менее 0,001		
Японское								
Пески	57,0	11,3	10,0	5,7	3,5	5,4	0,18	2,84
Крупные алевриты	32,2	30,0	17,4	8,4	6,0	6,0	0,07	2,76
Мелкоалевритовые илы	15,2	14,7	32,5	11,8	12,3	13,5	0,025	3,48
Алевропелиты	3,1	5,6	29,7	18,4	23,3	19,8	0,007	4,47
Пелиты	1,3	1,9	16,9	22,4	29,9	27,6	0,004	5,1
Охотское								
Пески	86,4	5,4	2,4				0,39	1,90
Крупные алевриты	21,1	46,9	12,2		19,8		0,07	2,13
Мелкие алевриты	9,2	14,5	42,8	12,3	10,3	10,9	0,025	3,16
Алевропелиты	4,2	8,5	26,5	30,6	8,3	21,8	0,008	3,43
Пелиты	2,2	2,8	16,2	40,4	10,9	27,7	0,006	2,73
Берингово								
Пески	79,4	19,0	5,1	8,6			0,20	1,91
Крупные алевриты	22,1	50,2	14,5	19,2			0,07	2,31
Мелкие алевриты	18,5	18,0	34,3	36,5			0,026	2,90
Алевропелиты	2,4	8,7	29	26,5	9,2	19,7	0,01	3,19
Пелиты	0,4	2,2	18,4	37,9	12,3	27,9	0,007	3,65

**2. Распределение $S_{орг}$ и его влияние
на окислительно-восстановительную систему
осадков краевых морей**

В океанах распределение органического вещества, как известно, отчетливо тяготеет к относительно неширокой прибрежной зоне — шельфу и континентальному склону и порой к самой краевой каемке океанического дна. Здесь величины $S_{орг}$ колеблются от 0,8 до 1,8—2,5%, редко выше. В пелагических илах (фораминиферовый, радиоляриевый, красная глина) содержания $S_{орг}$ падают до 0,2—0,3% и ниже. Отсюда характерный окислительно-восстановительный профиль илов, описанный в главе VII.

В краевых морях Тихого океана картина радикально иная (табл. 57).

Во всех них органическое вещество накапливается не только в периферической зоне, но и в пелагических илах в достаточном количестве, чтобы

Таблица 57

Содержание $S_{орг}$ в осадках краевых морей (в % на натуральный осадок)
(по М. А. Репечке, 1973)

Море	Пески	Крупные алевриты	Мелкие алевриты	Алевропелиты	Пелиты	Среднее значение
Японское	0,68	0,90	1,05	1,29	1,28	1,14
Охотское	0,33	0,60	1,10	1,37	1,46	1,02
Берингово	0,34	0,85	1,21	1,49	1,11	0,94

обеспечить существенную редукцию осадка. И действительно, колонки повсеместно вскрывают серые илы, богатые сульфидами железа. Лишь самый верхний слой их, но только в пелагической области морей, оказывается бурым и окисленным. Его мощность растет к центру бассейна, где она достигает 20—30 см. В этом окисленном поверхностном слое уже нет ничего похожего на Fe-Mn стяжения пелагической области Тихого океана, присутствуют только микростяжения и небольшие прослойки, несколько обогащенные Fe и Mn.

Таким образом, налицо резко выраженная трансформация окислительно-восстановительного режима в осадках краевых морей сравнительно с Тихим океаном. Она является естественным следствием уменьшения размеров акватории, в результате чего область «биогенной пустыни» в краевых морях исчезает, а зоны, благоприятные для обитания биоса, включают и пелагиаль. В этом отношении краевые моря отвечают, по существу, краевой полосе Тихого океана, охватывающей зоны I + II Японского профиля. На примере $C_{орг}$ повторяются те соотношения между Тихим океаном и краевыми морями, какие мы наблюдали в гранулометрии осадков.

При всей глубине трансформации в распределении $C_{орг}$ у всех краевых морей обнаруживается одна черта, роднящая их с океаном: максимальные содержания $C_{орг}$ приходятся все же не на центральные области этих морей, а на краевые их части. Такая локализация есть как бы реликт того тяготения $C_{орг}$ к прибрежным зонам, какое мы видели в океане. Можно сказать, что трансформация в распределении органического вещества в краевых морях еще не дошла до своего завершения, кое-что от океанской схемы у них еще осталось.

В связи с этим большой интерес представляет баланс редукционного процесса в краевых морях сравнительно с балансом в океанах.

По данным, опубликованным Э. А. Остроумовым и Л. С. Фоминой (1960), был рассчитан баланс по формам серы, причем отдельно для самых верхних горизонтов осадков (0—15, 25—30, 39—44 см и др.) и для колонок в целом (табл. 58 и 59). В шельфовых отложениях количество SO_4^{2-} , пошедшее на редукцию, колеблется от 2,2 до 5,7 (алевитовые илы), составляя в среднем 3,3 л морской воды. На склоне котловины масса редуцированной SO_4^{2-} отвечает 1,8—4 л морской воды, в среднем — 2,8 л; редукционный процесс ослабевает. В поверхностной части илов котловины он делается еще более слабым; расход SO_4^{2-} всего 1—1,4 л, в среднем — 1,2 л. Соответственно изменяется и расход $C_{орг}$ на редукцию: на шельфе он в среднем — 0,21%, на склоне — 0,15%, на дне — 0,042%. Характерно, что в верхних горизонтах илов на шельфе гидротроилит преобладает над пиритом (0,39 и 0,18%), на склоне их содержания выравниваются (0,21 и 0,21%), а на дне котловины начинает преобладать пирит (0,029 и 0,08%). Умеренная величина редукционного баланса объясняется, конечно, тем, что верхние части осадков демонстрируют лишь самые первые этапы восстановительного процесса, а не полное его развитие. Поэтому в осадках еще много гидротроилита, особенно в тех местах, где осадконакопление быстрее, т. е. на шельфе. Здесь мощность верхнего стратиграфического горизонта, по П. Л. Безрукову (1960), во всяком случае больше 2—7 м, тогда как в центральной части колеблется от 0,2 до 1 м. Стало быть, времени на редукцию SO_4^{2-} и образование пирита в поверхностном слое на шельфе меньше, чем для такого же слоя ила в пелагиали.

Иная картина получается, когда оперируем средними содержаниями форм серы по всей мощности колонок (обычно около 4 м). На шельфе в северной части моря, где $C_{орг}$ много, редукционный процесс выражается расходом SO_4^{2-} 7,1 л, а $C_{орг}$ — 0,3% (по одной колонке), на склоне — соответственно 7,5 л и 0,43% (по четырем колонкам), на дне — 4,0 л и 0,24%. Это отвечает распределению $C_{орг}$ в осадках.

В общем же неполный (ограниченный) редукционный баланс в отложениях Охотского моря по своей интенсивности весьма близок к тому, тоже

Таблица 58

Баланс редукционного процесса в осадках Охотского моря (в %)

Станция, осадок	S всех про- изводных от H ₂ S	Израсходовано SO ₄ ²⁻		FeS ₂	FeS	Израсходо- вано Сорг	Остаток- ный Сорг
		%	л. мор- ской воды				
Верхние части разреза (до 44 см)							
<i>Шельф</i>							
40, ил алевритовый, зеленовато-серый, гл. 39—44 см	0,48	1,44	5,4	0,69	0,095	0,30	2,18
76, ил алевритовый, гл. 15—20 см	0,22	0,66	2,5	0,07	0,34	0,16	0,40
44, ил алевритовый, черный, вязкий, 10—15 см	0,34	1,02	4,0	0,11	0,57	0,26	1,03
79, ил алевритовый, гл. 10—15 см	0,28	0,72	2,7	0,11	0,44	0,23	0,08
404, песок с примесью алеврита и вулканического шлака, гл. 0—12 см	0,08	0,24	0,09	0,06	0,06	0,04	0,87
68, ил алевритовый, 15—20 см	0,24	0,72	2,7	0,06	0,28	0,14	0,18
110, ил алевритовый черный, гл. 25—30 см	0,51	1,53	5,7	0,17	0,92	0,46	0,95
1835, ил глинистый, гл. 5—10 см	0,20	0,6	2,2	0,17	0,14	0,12	3,03
Среднее	0,30	0,90	3,3	0,18	0,35	0,21	
<i>Склон континентальный</i>							
56, ил глинисто-диатомовый, гл. 10—15 см	0,31	0,93	3,5	0,19	0,42	0,22	3,39
1781, ил алеврито-глинистый, гл. 4—10 см	0,16	0,48	1,8	0,19	0,04	0,08	2,17
29, ил глинисто-диатомовый, гл. 10—15 см	0,19	0,57	2,1	0,06	0,28	0,14	1,73
1895, ил глинистый, оливкового цвета, гл. 10—15 см	0,21	0,63	2,3	0,17	0,14	0,13	1,93
21, ил глинистый, слабодиатомовый, гл. 12—17 см	0,35	1,05	4,0	0,43	0,15	0,20	2,53
Среднее	0,25	0,75	2,8	0,21	0,21	0,15	
<i>Дно котловины</i>							
833, ил глинисто-диатомовый, гл. 10—15 см	0,11	0,33	1,4	0,08	0,04	0,047	
383, ил глинистый, гл. 24—31 см	0,09	0,27	1,0	0,08	0,017	0,037	
Среднее	0,10	0,30	1,2	0,08	0,029	0,042	
Среднее по колонкам							
<i>Шельф</i>							
1835, гл 152 м	0,64	1,92	7,1	0,95	0,08	0,39	
				1,03			
<i>Склон</i>							
56, 1761, 29, 1897	0,65	1,95	7,5	1,00	0,14	0,43	
				1,14			
<i>Дно котловины</i>							
833, 383	0,36	1,08	4,0	0,52	0,10	0,24	
				0,62			

Таблица 59

Изменения редукционного баланса по вертикали колонок в Охотском море

Ст. 1835, гп. 152 м		Ст. 56, гп. 415 м		Ст. 1781, гп. 560 м		Ст. 29, гп. 536 м		Ст. 1740, гп. 512 м		Ст. 383, гп. 2460 м		Ст. 833, гп. 2566 м	
Интервал, см	SO ₄ ²⁻ , л мор- ской воды	Интервал, см	SO ₄ ²⁻ , л мор- ской воды	Интервал, см	SO ₄ ²⁻ , л мор- ской воды	Интервал, см	SO ₄ ²⁻ , л мор- ской воды	Интервал, см	SO ₄ ²⁻ , л мор- ской воды	Интервал, см	SO ₄ ²⁻ , л мор- ской воды	Интервал, см	SO ₄ ²⁻ , л мор- ской воды
10—15	2,2	10—15	3,4	4—10	1,8	10—15	2,1	10—15	2,3	—	—	10—15	1,2
32—33	8,0	—	—	35—40	10	40—45	3,3	40—50	2,0	24—31	1,0	—	—
130—135	9,0	—	—	101—106	8,0	—	—	—	—	53—58	2,1	—	—
192—197	9,1	—	—	150—155	13,2	170—173	4,4	157—162	14,3	—	—	60—65	3,7
230—233	7,0	235—240	8,5	198—203	10	—	—	—	—	—	—	110—115	4,7
		330—335	9,5	255—260	13,3	—	—	243—248	11,0	234—239	2,9	—	—
				315—320	11,7	310—315	4,0	330—336	11,0	310—316	1,4	230—235	8,0
				398—403	*	—	—	402—407	9,5	388—394	2,7	290—295	8,0
				466—471	9,3	400—405	5,8	—	—	—	—	—	—
				—	—	—	—	—	—	450—455	2,9	360—365	7,0
				—	—	—	—	—	—	—	—	405—410	7,0

* Здесь стяжение FeS₂ с содержанием 12,78% пирита.

неполному балансу, который был рассчитан для Курило-Камчатского желоба, но несколько уступает полному балансу на Японском профиле, что и естественно (см. гп. VII).

Учитывая неполноту баланса и случайность расположения точек, нельзя придавать указанному различию большого значения. Скорее следует подчеркнуть, что, несмотря на небольшое количество точек в Охотском море, его редукционный баланс оказывается столь близким к балансу на Японском профиле Тихого океана (в зонах I + II).

Разрезы через Охотское море позволяют проследить постепенный рост редукционного баланса сверху вниз (см. табл. 59). До определенной глубины он растет, но потом количество SO₄²⁻ (в литрах морской воды) стабилизируется и колеблется в узких пределах около некоторой средней величины. Глубина стабилизации обычно в интервале 106—150 см, ближе к последней границе. Это значит, что диффузия SO₄²⁻ в охотоморские осадки континентального склона проникает примерно до тех же глубин, что и на Японском профиле.

К сожалению, пока нет нужных данных для расчета редукционного баланса в Беринговом и Японском морях. Но распределение C_{орг} по типам осадков и внутри водоема столь сходно у них с тем, что наблюдается в Охотском море, что сомневаться в сходстве величин и характера распределения редукционного баланса во всех трех водоемах не приходится.

3. Распределение Fe, Mn и микроэлементов в осадках краевых морей

В отложениях Тихого океана различаются, как мы знаем, три группы элементов, распределение которых происходит по разной схеме и обусловлено действием разных факторов.

Первая группа включает S, Se, C_{орг}, N, J, Br. Эта группа тесно связана с C_{орг} и повторяет главные черты его локализации. В отложениях шельфа, континентального склона и глубоководных желобов концентрации входящих в состав группы элементов максимальны, дальше в пелагиаль, по мере уменьшения C_{орг}, содержания сильно убывают и сходят к минимуму. В собственно пелагических красных илах они весьма незначительны.

Во вторую — железо-марганцевую — группу входят Fe, V, Cr, Ge — Al, Ti, Zr, Ga, Nb, Ta, — Pb, Zn, Cu, As, — Mn, Co, Ni, Mo. У всех элементов отмечается последовательное возрастание процентных содержаний по мере перехода от прибрежной зоны в пелагическую, только в разной степени: минимальный рост — у первой, собственно железной, подгруппы, больший — у гидролизатов, еще более высокий — у халькофилов, максимальный у собственно марганцевой подгруппы.

Третью группу образуют P и TR. В распределении их существуют два максимума: прибрежный — очень слабо выраженный и пелагический — резкий, между которыми содержания элементов минимальны. Максимумы обусловлены влиянием биоса, причем у фосфора в прибрежной зоне той частью его, которая связана непосредственно с самым органическим веществом (входит в его состав), в пелагической же — фосфором, входящим в скелетные части организмов: чешуи и кости рыб. У редких земель возникновение обоих максимумов обусловлено их диагенетической адсорбцией фосфатом.

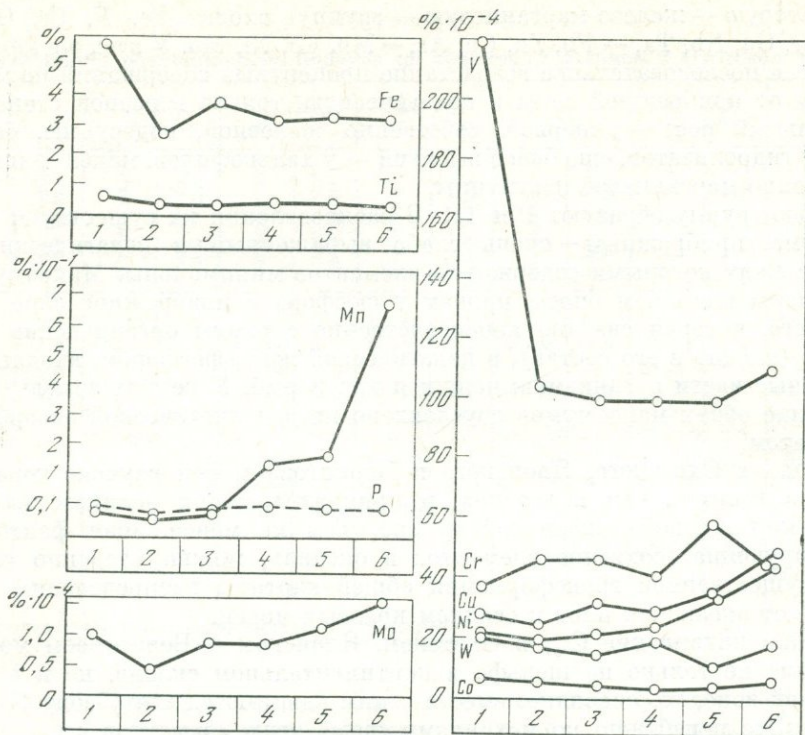
В осадках Охотского, Японского и Берингова морей изучено гораздо меньше элементов, чем в океанах, и принадлежат они целиком второй (железо-марганцевой) океанской группе. Тем не менее, зная факторы, контролирующие геохимию элементов в океанах, можно уверенно говорить о существенной трансформации общей картины распределения при переходе от океанских илов к осадкам краевых морей.

Так как накопление $C_{орг}$ в Охотском, Японском и Беринговом морях происходит не только на шельфе и континентальном склоне, но и в пелагической зоне, то, очевидно, вместе с ним сдвигаются в эту зону S, Se, N, J, Wг. Это неизбежно по механизму связи этих элементов с $C_{орг}$. Таким образом, первая океанская группа элементов в осадках краевых морей пространственно совмещается со второй. В то же время поскольку в пелагиали окраинных морей отсутствуют накопления в осадках костных элементов биоса, пелагический максимум у фосфора в этих морях исчезает, а само распределение его приобретает довольно неопределенный характер. Одновременно исчезает и пелагический максимум у TR. Третья океанская группа теряет в осадках краевых морей свой особый характер, отличный от второй, — они как бы сливаются в единое сложное целое. В пространственном совмещении первой океанской группы элементов со второй и с третьей, благодаря потере третьей группой пелагического максимума, и заключается одна из характерных черт трансформации в распределении элементов при переходе от Тихого океана к краевым морям.

Иным становится и размещение элементов железо-марганцевой группы в гранулометрическом спектре осадков.

В океанических отложениях наблюдается хорошо выраженное упорядоченное распределение в этой группе (Страхов и др., 1973; Лисицына и др., 1973; Волков и др., 1974). В краевых морях столь же отчетливо выступает пестрое распределение, сохранившее, однако, некоторые черты упорядоченности (Остроумов, Силина, 1952; Остроумов, 1954, 1955, 1956; Безруков, Остроумов, 1957).

Из табл. 60 и фиг. 92 нетрудно убедиться, что в Охотском море разные элементы ведут себя неодинаково на идеальном фациальном профиле. Fe и V наиболее сконцентрированы в песках и в меньших количествах — во всех остальных типах осадков; Ti, P, Co, W распределяются довольно ровно по всему фациальному профилю, показывая лишь незначительные то повышения, то понижения содержаний, притом отклонения у каждого элемента свои особые, индивидуальные; Mn, Ni, Mo, Cu в песках содержатся в минимальных количествах, прогрессивно накапливаясь по мере утонения зерна осадков и достигая максимума в глинистых илах. На фоне воздымающейся кривой у каждого элемента отмечаются свои особые колебания, обычно непохожие на колебания у других



Фиг. 92. Распределение химических элементов в отложениях Охотского моря (в % на бескарбонатное и бескремнистое вещество)

Пески: 1 — крупные, 2 — мелкие; алевролиты: 3 — крупные, 4 — мелкие; 5 — алевролиты, глины, илы; 6 — глины, илы

Таблица 60

Распределение элементов в отложениях Охотского моря (на бескарбонатное и бескремнистое вещество) (по Н. М. Страхову и И. Л. Нестеровой, 1968)

Тип осадков	Fe	Mn	Ti	P	V	Cr	Cu	Ni	Co	Mo	W
	%				10 ⁻⁴ %						
Крупные и средние пески	4,76	0,075	0,53	0,084	220	37	28	22	7	1,0	20,5
Мелкие пески	2,69	0,054	0,31	0,065	104	46	24	19	5	0,47	17,3
Крупные алевролиты	3,3	0,073	0,34	0,081	99	45	32	22	4,4	0,83	15,1
Мелкоалевритовые илы	3,17	0,137	0,37	0,106	99	41	29	24	3,6	0,86	19,2
Алевропелитовые слабокремнистые и кремнистые илы	3,28	0,168	0,33	0,096	100	57,8	35	34	5,6	1,36	11,2
Глинистые слабокремнистые и кремнистые илы	3,19	0,675	0,29	0,089	110	45	50	45	6	1,7	18,72

членов группы. Но при переходе от крупных песков к мелким у всех пяти элементов имеет место некоторое понижение концентраций.

Итак, 19% всех элементов показывают один тип кривой распределения, 38% — другой, 43% — третий. Совершенно очевидно, что мы имеем дело с пестрым типом распределения, но в той его модификации, которая обладает некоторыми признаками упорядоченности, т. е. с пестрой переходной. То же наблюдается в Японском море.

«Распределение химических элементов на идеальном литологическом профиле четко распадается на три группы: к первой относятся медь, никель и хром, которые более или менее прогрессивно накапливаются по мере уменьшения медианного диаметра осадка; ко второй — ...марганец, молибден, вольфрам, цинк, железо и ванадий, чьи содержания также непрерывно увеличиваются от песков к пелитовым илам, но имеют минимум в крупноалевритовых илах; к третьей — олово, титан, свинец, которые распределяются во всех типах осадков примерно в одинаковых количествах. Внутри выделенных групп каждому элементу присущи свои индивидуальные черты распределения.

Таким образом, в осадках Японского моря наблюдается пестрый тип распределения элементов, но обладающий признаками упорядоченности — пестрый переходный» (Грамм-Осипов и др., 1973, стр. 111).

К сожалению, в Беринговом море микроэлементы пока не определены, но крайне вероятно, что по характеру распределения на идеальном литологическом профиле они также относятся к пестрому переходному типу.

Весьма интересные соотношения вскрываются при сравнении средних содержаний элементов в осадках Тихого океана и в отложениях краевых морей. Эти средние показаны двояким путем. В табл. 61 даны средневзвешенные содержания элементов в зонах I+II Японского профиля,

Таблица 61

Средние содержания элементов в северной части Тихого океана и в краевых морях

Элементы	Средневзвешенное по I+II зонам Японского профиля	Моря			Элементы	Средневзвешенное по I+II зонам Японского профиля	Моря		
		Охотское *	Японское	Берингово *			Охотское *	Японское	Берингово *
Fe	3,7	3,82	3,72	3,74	As	5,6	—	—	—
Cr	72	54	46,7	—	Cu	74	32	24,8	—
V	102	119	101,5	—	Mn	0,073	0,1 **	0,1 **	0,094
Ge	—	—	—	—	Mo	2,2	1,37	9,8	—
Ti	0,33	0,29	0,43	0,35	Ni	46	32	25	—
Zr	169	—	—	—	Co	12	7,7	—	—
Pb	13,5	—	21,6	—	P	—	0,086	—	0,07
Zn	84	—	64	—					

* На бескарбонатные осадки. ** Окисленный слой исключен.

Примечание. Fe, Ti, Mn в %, остальные в 10⁻⁴ %.

сделанные с учетом ширины зон; с ними сопоставляются средние величины по Японскому морю, опубликованные Л. М. Грамм-Осиповым с соавторами (1973), и средневзвешенные по Охотскому морю из статьи автора этих строк и И. Л. Нестеровой (1968). Как видим, по всем элементам наблюдаются достаточно близкие цифры. Это повторяет то, что мы видели выше при сравнении гранулометрии тихоокеанских отложений с гранулометрией осадков краевых морей. Сходная гранулометрия осадков в данном случае

Таблица 62

Средние содержания Fe, Mn и микроэлементов в пелагических пелитах
Тихого океана, Охотского и Японского морей
(% на бескарбонатное и бескремнистое вещество)

Элементы	Красная глина		Глинистые илы	
	Среднее по профилям	Среднее по Т. Кронану	Охотское море	Японское море
Fe	5,47	4,6	3,19	4,0
Mn	0,70	0,525	0,1*	0,1
Ti	0,57	0,34	0,29	0,44
V	113	117	110	107,7
Cr	74	64	45	49,2
Cu	296	230	50	29,2
Ni	222	210	45	28,2
Co	79	123	6	—
Mo	6,7	10	1,7	10,34 (?)
W	—	—	18,72	6,99
Pb	34	34	—	23,3
P	0,139	0,126	0,089	0,050
C _{орг}	0,2—0,1	0,1—0,2	1,46	1,14
Zn 10 ⁻⁴ %	—	—	—	69,7

* В восстановительной зоне.

Примечание. Fe и C_{орг} в %, остальные в 10⁻⁴ %.

предопределяет близкие величины средних содержаний в них элементов.

Иная картина получается, если оперировать только пелагическими пелитами: красной глиной в Тихом океане и глинистыми илами в Японском и Охотском морях (табл. 62). Получение этих цифр для океана требует предварительных разъяснений. По северной половине океана существует много определений, выполненных спектроскопическими методами С. Векил и Дж. Райли (Wakil, Riley, 1961), Е. Гольдбергом и Г. Аррениусом (Goldberg, Arrhenius, 1958), Т. Кронаном (Cronan, 1969) и Е. Юнгом (Young, 1968), и, наконец, анализы советских исследователей (Волков и др., 1974), сделанные химическими методами на образцах Японского и Калифорнийского профилей.

Между этими определениями существуют серьезные расхождения, причина которых, несомненно, кроется прежде всего в разной методике. Резко отличаются не только данные, полученные мокрой химией, от данных спектроскопических, но и результаты спектрометрических определений разных авторов. Выходить из этих трудностей путем получения средних арифметических величин из всей суммы определений, как это сделал Т. Кронан (Cronan, 1969), автору представляется методически неверным. Правильнее другой путь. В первой колонке табл. 62 даются содержания элементов в эвпелагической красной глине зон IVa+IVb+V в Японском и Калифорнийском профилях (см. гл. IV), полученные химическими методами, во второй — спектроскопические определения Т. Кронана, являющиеся наиболее новыми и, кажется, наилучшими; к тому же они выполнены в той же зоне, что и советские определения. С ними сопоставляются содержания элементов в пелитовых илах Охотского и Японского морей.

Изучение табл. 62 вскрывает существенную разницу. Осадки тихоокеанской красной глины по всем элементам оказываются обогащенными сравнительно с пелагическими отложениями краевых морей. При этом отличия у менее геохимически подвижных элементов — Ti, Zr, Cr, V, Pb выражены, как правило, гораздо слабее, чем у более подвижных — Mn, Cu, Ni,

Со, Мо. Здесь они весьма значительны. Но Мд и S_0 красных глин океана, как было показано выше, гораздо меньше, чем пелагических пелитов Японского и Охотского морей. Стало быть, и в данном случае различия химического облика сопоставляемых отложений контролируются различием их гранулометрии, за которой в свою очередь стоит неодинаковая полнота гранулометрического фракционирования взвесей (автохтонных и аллохтонных) в бассейнах существенно разных размеров.

Таким образом, какими бы методами ни рассчитывать средние содержания элементов в сопоставляемых бассейнах, их сходство или различия в конце концов диктуются гранулометрией осадка, конечно, при исключении из нее биогенных компонентов.

4. Общий характер трансформации геохимического процесса при переходе от Тихого океана к краевым морям

Резюмируя вышеизложенное, нетрудно видеть, что при переходе от Тихого океана к краевым морям геохимический процесс претерпевает радикальную и многообразную трансформацию, в результате которой осадки Японского, Охотского и Берингова морей, взятые для каждого моря, оказываются резко отличными от осадков Тихого океана, взятых в целом.

Основным фактором, вызвавшим длинную «цепную реакцию» перемен, являются резко меньшие размеры краевых морей сравнительно с океаном.

Убыль площадных размеров сопровождается возникновением существенно иной морфометрической характеристики: площади шельфа и континентального склона резко растут за счет сокращения центральной зоны бассейнов. Это автоматически влечет за собой расширение зоны более грубозернистых песчано-алевритовых осадков и сокращение площади пелитовых илов; к тому же Мд пелитов становятся большими, чем пелитов в пелагической зоне океанов. Самые тонкие илы океана в пелагиали краевых морей отсутствуют. Иначе говоря, процессы фракционирования взвесей — аллохтонных и автохтонных не достигают в краевых морях той высокой степени развития, какая присуща океанам; они явственно недоразвиты. Указанием на это является еще и то обстоятельство, что S_0 в осадках краевых морей непрерывно растет в пелагическом направлении, тогда как S_0 в пелагиали океана отличается малой величиной; стало быть, пелагические отложения краевых морей менее сортированы сравнительно с пелагическими океанскими.

Расширение площади грубозернистых отложений и сокращение пелагической зоны влечет за собой понижение средних содержаний всех элементов, когда они рассчитываются на бассейн в целом. Недоразвитый же процесс фракционирования взвесей приводит к тому, что содержания элементов в самых тонких разностях пелагических илов краевых морей значительно ниже содержаний в пелагических илах океана, особенно в группе наиболее геохимически подвижных (Mn, Co, Ni, Cu, Mo).

Расширение шельфа за счет сокращения центральной зоны создает, наконец, повышенную продуктивность биоса в пелагиали. Процессы редуцирования захватывают и пелагические осадки; красноцветные глубоководные глины в краевых морях исчезают, замещаясь сероцветными. Окислительный режим сохраняется только в тонкой (10–20 см) пленке пелагических илов, представляющей собой эфемерное образование: ее нижние слои редуцируются по мере нарастания верхних. К берегам окисленный слой выклинивается.

Общая скорость осадочного процесса в краевых морях резко увеличивается сравнительно с океанской; в пелагиали это приводит к исчезновению типично океанских Fe-Mn стяжений и замене их микроконкрециями, сгущения которых образуют тонкие прослойки в окисленном горизонте с содержанием марганца до 3–7%. Окислительная пленка над восстановленными более глубокими горизонтами пелагических илов является вообще зоной, куда подтягиваются снизу Fe и Mn; так, в Япон-

		Fe	Mn	Ti	V	Cr	Co	Ni	Cu	Mo	Pb	Zn
I	Тихий океан (по табл. 62)	5,86 *	0,78 *	0,57	113	74	79	222	296	6,7	34	—
	Атлантический океан (по К. Веды-полю)	5,74	0,40	0,51	140	86	38	140	130	9	45	130
	Индийский океан	3,90 **	0,57 **	0,42 ****	97 ***	69 ***	73 ***	205 ***	111 ****	12 ****	35 ****	—
	Северный Ледовитый океан (по И. В. Белову и Н. Н. Ланиной)	3,94	0,26 *	0,40 *	—	—	45	75	50	10 (?)	—	—
II	Охотское море (по Н. М. Страхову и И. Л. Нестеровой)	3,49	<0,1	0,29	110	45	6	45	50	1,7	—	—
	Японское море (Л. М. Грамм-Осипову и др.)	4,0	0,1	0,44	107,1	49,2	—	28,2	29,2	10,34 (?)	23,3	69,7
	Каспийское море (по М. К. Глаголевой и Д. С. Туровскому)	4,68	0,122	0,34	117	91	16	69	60	9,0	—	—
III	Аральское море (по Д. С. Туровскому и др.)	4,64	0,11	0,30	160 (?)	103 (?)	12,8	37,3	15	3,7	14	142 (?)
	Оз. Балхаш (по Д. С. Туровскому и др.)	4,04	0,09	0,41	47	39	12,1	21	42	3,1	30	—
	Онежское оз. (по Н. И. Семеничу)	[4,72]	[0,48]	—	39	29	3	10	26	Сл.	2	—
	Оз. Пунус-Ярви (по Н. М. Страхову и др.)	[8,0]	[1,35]	—	49	2	6	12	15	0	18 (?)	—

* По Н. С. Скорняковой. ** По О. А. Дворецкой. *** По В. Н. Лукашину. **** По З. В. Пушкиной.

Примечание. Числа в квадратных скобках — аномальные значения из-за климатических условий.

ском море средние содержания Fe в осадках без окисленного слоя 3,29%, Mn — 0,06%; в окисленном же слое соответственно — 4,28% и 0,59%; более подвижный Mn мигрирует вверх значительно интенсивнее, чем малоподвижное Fe (Грамм-Осинов и др., 1973). То же и в других краевых морях.

В целом геохимический облик осадков гораздо меньших по площади краевых морей оказывается существенно отличным во всех отношениях от облика осадков океана. В то же время в Тихом океане имеется седиментационная полоса, геохимические признаки которой очень сходны с признаками осадочного плаща окраинных морей. Это зоны I+II Японского профиля и продолжение их вдоль берега. Они сходны по гранулометрии, содержанию органического вещества, величине редукционного процесса, характеру распределения элементов, наконец по их процентным содержаниям. Таким образом, аналогом краевых морей является не Тихий океан в целом, а лишь его краевая часть: зоны I и II на Японском профиле и их продолжение по периферии океана. Это обстоятельство, доньше пропускавшееся, весьма существенно для правильного сопоставления осадкообразования и геохимии разных по размеру акваторий бассейнов.

Подчеркнем еще раз, что глубокая трансформация геохимического процесса при переходе от океана к краевым морям обусловлена вовсе не изменением физико-химических условий (они одинаковы), а действием чисто физических факторов: изменением площади акватории и уменьшением возможностей фракционирования взвесей аллохтонных и автохтонных. Усиление воздействия биоса на осадки (в диагенезе) есть, в конечном счете, также отражение уменьшенных размеров акватории. Все это лишний раз подтверждает мысль, уже давно высказанную автором о решающей роли чисто физических процессов и факторов в формировании геохимического облика осадков и возникающих из них осадочных толщ.

5. Размеры акватории как геохимический фактор

В 1968 г. автором была высказана мысль, что уменьшение размеров акватории бассейна сопровождается в общем уменьшением содержаний элементов в его пелагических, наиболее тонкозернистых осадках. В то время эту тенденцию можно было продемонстрировать на очень малом числе объектов. Сейчас число их возросло, и можно проверить, насколько правильна сформулированная тогда идея. Следующие ряды цифр демонстрируют интересующее нас явление (см. стр. 242).

Отчетливо выделяются три группы бассейнов: I — океанические, II — придаточные моря; III — озера. Площади вторых резко уступают площадям первых, а площади третьей группы — площадям группы второй.

В океанской группе пелагические илы самого крупного бассейна — Тихого океана — отчетливо и практически по всем элементам, кроме Mo, обогащены по сравнению с самым малым Северным Ледовитым океаном. В Атлантическом и Индийском океанах, площади которых практически одинаковы и вдвое меньше тихоокеанской, большинство элементов в пелагических илах находится в отчетливо меньших количествах, чем в тихоокеанской красной глине; но V, Cr, Mo, Pb — несколько больших. Неясно, является ли это завышение результатом разной методики анализа или реальным явлением. Если верно последнее, приходится отнести его за счет несколько разного химического состава пород водосборного бассейна.

В пелагических осадках второй — морской — группы бассейнов, взятой в целом, содержания всех элементов находятся на более низком уровне сравнительно с пелагическими осадками океанов, либо, в редких случаях, достигают низших океанских концентраций. Но внутри группы средние содержания одних и тех же элементов значительно колеблются, что контролируется, видимо, особенностями химического состава пород водосборов.

Пелагические осадки третьей — озерной — группы отличаются значи-

тельной изменчивостью содержаний элементов в пелагических илах. Если брать только микроэлементы, то в озерах Балхаш, Онежском и Пунус-Ярви они резко меньше, чем в морской группе. Но Fe и Mn в двух последних озерах резко обогащают илы. Причина главным образом в климатических условиях этих озер, разрешающих здесь эмбриональный рудный процесс. Что касается Аральского моря, то повышенные содержания Fe, V, Cr, Zn по сравнению с их содержаниями в осадках других членов озерной группы следует отнести за счет специфики химического состава водосборов (ибо химическая методика при изучении всех озер была одна и та же).

Беря всю картину в целом, следует признать, что общая тенденция к уменьшению содержаний элементов в пелагических илах современных водоемов при убывании их акваторий выражена достаточно ясно. Но само убывание происходит не плавно и непрерывно, т. е. не строго пропорционально изменениям площади, а с отклонениями, подскоками у разных элементов, что усложняет общую картину. Реальной причиной отклонений чаще всего служат особенности химического состава водосборов, а иногда и климатические условия, разрешающие возникновение эмбрионального рудного процесса у Fe и Mn. Характерно, что наиболее часто и наиболее интенсивно отклонения встречаются в пелагических илах озер. Это и естественно, если учесть, что отношение B/L у них всегда больше, чем в океанской и морской группах бассейнов, и сильно варьирует.

Что касается причины, порождающей общую тенденцию к убыванию содержаний элементов в пелагических илах, то она состоит в резком уменьшении процессов гранулометрической сортировки поступающего с водосборов материала при уменьшении размеров бассейна. Пелагические илы их становятся все менее сортированными, более грубозернистыми, и это автоматически понижает содержания в них элементов, особенно микроэлементов. Напомню, что если в Аральском море в пелагиали накапливаются еще пелиты, то в Балхаше — уже алевропелиты, а в оз. Пунус-Ярви — мелкие алевриты. К сожалению, авторы, занимающиеся геохимией современных водоемов, часто забывают о необходимости предварительного изучения гранулометрии осадков, либо выполняют эти анализы в форме, непригодной для геохимического исследования осадков (см. гл. IV).

Глава IX

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА В ОПРЕСНЕННЫХ МОРЯХ С СЕРОВОДОРОДНЫМ ЗАРАЖЕНИЕМ ПРИДОННЫХ ВОД (ЧЕРНОЕ МОРЕ)

1. Постановка вопроса

Наряду с трансформирующим влиянием морфометрии и размеров водоема океанский геохимический процесс преобразуется также под влиянием изменений гидрохимического режима во внутриконтинентальных морях. Беря из них только те, которые еще сохраняют связь с океаном и потому могут рассматриваться как его ветви, далеко проникшие на континенты, можно различить две линии изменений: в зонах гумидного климата, где бассейны постепенно опресняются (Балтийское и Белое моря, Гудзонов залив), и в зонах климата аридного, где бассейны осолоняются (Средиземное, Черное, Красное моря). Диапазон изменений солёности в обеих линиях, однако, весьма ограничен: опреснение укладывается в рамки 3,5—1% (изредка, в небольших заливах, вроде Финского, до 0,5%); осолонение достигает 3,8% в Средиземном море, 4,2% — в Красном.

Такие амплитуды колебаний солёности вызывают весьма резкие изменения в органическом населении бассейна, которое реагирует на них исчезновением стеногайальных форм и расцветом эвригайальных, уменьшением таксономического разнообразия уцелевающих форм при усилении их популяций. Для целей фациального анализа древних осадочных толщ такая трансформация органического мира представляет первостепенный интерес, она многократно исследовалась и изучена достаточно хорошо. Но изменения геохимического процесса при распреснении до 1% и осолонении до 4,2% выражены чрезвычайно слабо и едва улавливаются. Они становятся яркими только в озерах гумидного и аридного поясов, гидрохимический тип которых совсем иной, чем во внутриконтинентальных морях, связанных с океаном.

Однако, надо иметь в виду, что в опресняющихся внутриконтинентальных морях всегда одновременно с изменением солёности происходит и некоторое изменение их газового режима, особенно в водоемах котловинного типа. Под влиянием усиленного притока пресных вод возникает характерная стратификация водной толщи, при которой наверху располагаются легкие опресненные воды, внизу — более тяжелые, соленые. Вертикальная циркуляция воды сокращается, кислород поступает в ее нижние горизонты в уменьшенных дозах, и возникает бассейн застойного типа с аномальным газовым режимом.

Степень аномальности этого режима варьирует в очень большом диапазоне: от незначительного сокращения количеств свободного кислорода в придонной части водной толщи в одних водоемах до полного его исчезновения в других. В последнем случае начинается генерация H_2S , который порой достигает больших концентраций, заполняя мощную толщу придонной воды. Предельным случаем в этом ряду трансформаций является Черное море с его колоссальной по мощности (до 2000 м) сероводородной зоной.

Морфологически это как бы огромный сосуд с плоским дном, относительно крутыми стенками, нешироким обычно шельфом, который расширяется только в северо-западной приднепровской части. На плоском дне и склонах нет заметных осложнений в виде крупных поднятий (островов) и впадин. Гидродинамически активен лишь верхний 150-метровый слой воды, в котором имеются два циклонических круговых течения: одно в западной половине моря, другое — в восточной. В полосе от Крыма до Анатолийского побережья Малой Азии противоположно направленные участки циркулярных течений соприкасаются, что создает идеальные условия для осаждения переносимого ими груза. Слабое, эпизодически возникающее движение воды имеется еще в направлении от Синопа до Новороссийска.

Ниже 150-метрового активного кислородсодержащего слоя с соленостью 1,8% располагается мощная застойная зона с соленостью до 2,2%, с сероводородом, концентрации которого возрастают от 0,52 мг/л у верхней границы до 7,5 мг/л — у дна; конвекционные движения воды в ней протекают крайне медленно.

Стоит ясно представить себе эту своеобразную гидрохимическую структуру Черного моря, столь отличную от структуры у нормально аэрируемых бассейнов, чтобы сам собой встал вопрос: насколько сохраняется в Черном море тот механизм распределения и накопления элементов, какой существует в океанах и краевых морях с кислородным режимом? Что нового и специфического вносит с собой колоссально развитое сероводородное заражение? В чем именно и насколько сильно сказывается оно на геохимии черноморских отложений?

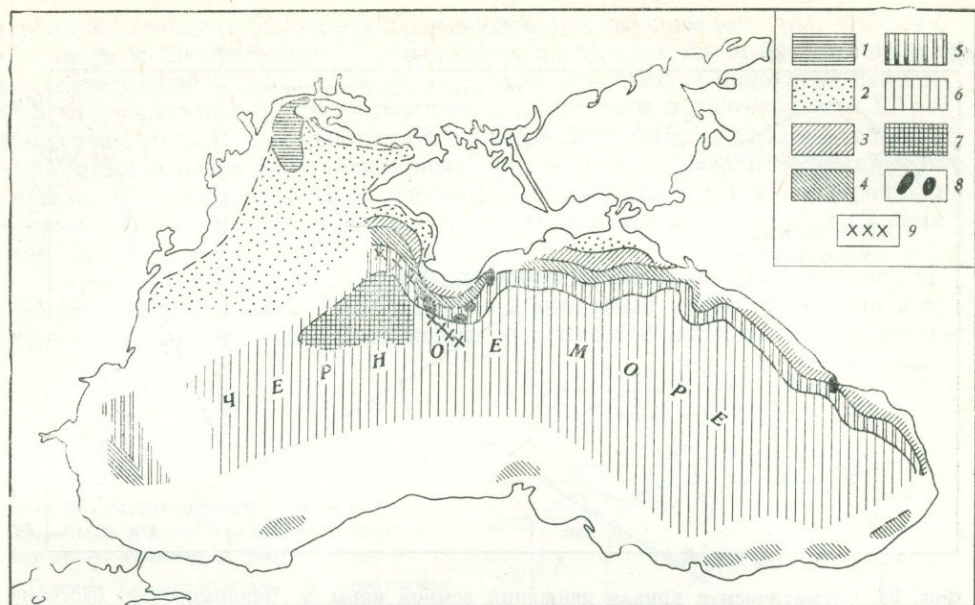
Рассмотрение этих вопросов удобно начать с краткой характеристики голоценовых осадков Черного моря и выяснения времени возникновения современной сероводородной зоны.

2. Время возникновения современной сероводородной зоны в Черном море

В четвертичной истории Черного моря различают пять этапов: чаудинский, древнеэвксинский, тирренский (или карангатский), новоэвксинский и современный (Архангельский, 1928; Архангельский, Страхов, 1932, 1938). Отложения первых трех известны пока только по морским террасам, а также по бурению в Керченском проливе, т. е. по самым прибрежным фациям. Но органические остатки в этих осадках не оставляют сомнений в том, что чаудинский и особенно древнеэвксинский бассейны были сильно распреснены и напоминали современный Каспий. Тирренское море было более соленым, приближаясь в этом отношении к современному Мраморному (Андрусов, 1893, 1905), т. е. обладало соленостью поверхностных вод более 2%. Это был первый прорыв средиземноморских вод в Черноморскую котловину.

Новоэвксинские отложения установлены не только по террасам, но вскрыты и многочисленными трубками в самой котловине моря и изучались почти с такой же подробностью, как и современные.

Две особенности отличали новоэвксинский бассейн: его малая соленость и размеры, меньшие, чем у современного Черного моря (фиг. 93). Сильная распресненность доказывается составом фауны, в которой представлены только дрейсены, кариды каспийского типа (*Monodacna*, *Adacna* и др.), а также мелкие гастроподы (*Hydrobia*, *Lithoglyphus*, *Caspia* и др.). Отсутствие среди фауны такой эвригалинной формы, как *Cardium edule*, которая живет в современном Каспийском море, позволяет думать, что новоэвксинский бассейн был даже менее соленым, чем современный Каспий, и стоял ближе к полупресным лиманам. Меньшие размеры новоэвксинского бассейна доказываются тем, что новоэвксинские отложения нигде не выходят за пределы современных осадков, и тем, что русла многих рек переуглублены относительно современного базиса эрозии. «Во



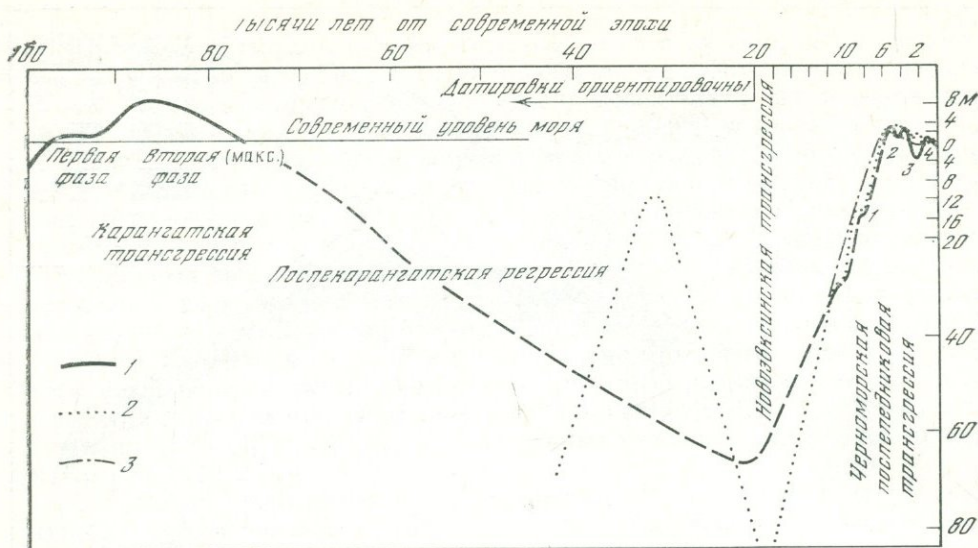
Фиг. 93. Карта осадков новоэвксинского бассейна

1 — глины с *Monodactna*; 2 — пески с *Dreissensia polymorpha*; 3 — глины с *Dr. pontocaspica*; 4 — глины с *Dr. rostriformis* var. *distincta*; 5 — глины с гастроподами; 6 — серая глубоководная глина без фауны; 7 — известково-диатомовый ил (прослоями); 8 — области с большим количеством галек; 9 — южная граница распространения галек в глубоководной глине

время послекарангатской регрессии, — пишет П. В. Федоров, — значительные площади шельфа Черного моря представляли собою сушу. В северо-западной части дна современного моря располагалась низменная аллювиально-морская равнина, прорезанная долинами рек Дуная, Днестра и Днестра. Азовское море представляло собою заболоченную низменность, по которой протекал Дон (и, возможно, притоки Кубани) и которая, пройдя Керченский пролив, заканчивалась устьем у изобаты 80 м. Низкое положение базиса эрозии стимулировало переуглубление речных долин всего бассейна Черного моря, которое в основном отразилось в их низовьях» (1973, стр. 280). Кривая на фиг. 94 наглядно показывает соотношения базиса эрозии в начале новоэвксинского времени с современным базисом.

Как понять сочетание сильного распреснения бассейна в послекарангатское время с резко пониженным базисом эрозии? Распреснение было возможно только при одном условии: сохранении проливов Босфор и Дарданеллы в течение достаточно долгого времени — вероятнее всего новоэвксинского. Повышенный речной сток в ледниковое (новоэвксинское) время, которое на юге было плювиальным (дождливым), естественно вызвал усиленный сток вод через пролив Босфор. Под действием этого стока поступление соленых вод из Мраморного моря в Черное прекратилось, и отсюда — прогрессирующее распреснение новоэвксинского моря вплоть до стадии слабосоленоватоводного бассейна. А это означает, что уровень Черного моря в действительности не понижался относительно современного, как показано на фиг. 94, но по периферии моря имело место временное поднятие и осушение значительных площадей, до современной изобаты 80 м, что и вызвало переуглубление речных долин.

Скоро поднятие сменилось погружением, котловина моря стала заполняться талыми водами ледника, а также речным стоком с Кавказа и началась трансгрессия новоэвксинского бассейна. Его слабосоленоватые воды постепенно затопили ранее приподнятую периферическую зону и покрыли шельф почти вплотную до современного берега, перекрыв аллювий низовь-



Фиг. 94. Схематическая кривая движений земной коры в Черноморском бассейне в позднем плейстоцене и голоцене (по П. В. Федорову, 1973)

1 — по данным П. В. Федорова, Е. Н. Невеского и др. (Черное море); 2 — по Д. Коррею, П. Фейрбриджу и др. (океан и Средиземное море); 3 — по С. Фудзии и др. (северо-запад Тихого океана). Фазы черноморской последнеледниковой трансгрессии (цифры в кружках): 1 — древнечерноморская, 2 — новочерноморская, 3 — фанагорийская, 4 — нимфейская

ев Дуная, Днепра, Керченский пролив и затопив площадь Азовского моря. Общая мощность нововзвксинских отложений в центральной котловине моря превосходит 12 м (Degens, Ross, 1972), на северо-западном же шельфе вблизи устья Дуная измеряется всего лишь 0,3—0,4 м. Иначе говоря, мы имеем здесь отложения самых верхов нововзвксинского времени.

Благодаря обилию материала еще в 30-х годах удалось построить карту типов нововзвксинских отложений (см. фиг. 93), которая сохранила свое значение и доныне. Изображенное на ней относится к концу нововзвксина, к максимуму трансгрессии. По периферии отлагались пески с обильными *Dreissensia polymorpha*, *Monodacna pontica*, *M. colorata* и др., местами переходящие в ракушечники; наибольшая площадь песков — на северо-западном шельфе, значительно меньшая — в Прикерченском районе; в других местах они не вскрыты. За полосой песков следует зона глинистых отложений с *Dr. pontocaspia* вблизи берега, *Dr. rostriformis* в более глубоких местах. В центральной части бассейна в небольших колонках, вскрывающих верхи нововзвксина, глубоководные глины однородны и светлы. Но в колонках длинных, в нижних горизонтах, развитых особенно на юго-востоке моря, многочисленны прослой алевритов и даже песков — тонких и грубых, придающих колонке отчетливый вид *graded bedding*.

По периферии глубоководных илов нередко встречаются мелкие гастроподы, в илах же центральной части бассейна их либо нет, либо они единичны. К юго-западу от Крыма в глине встречаются прослой известково-диатомовых осадков с содержанием 11,88—13,51% SiO_2 и 48,51—21,25% CaCO_3 . Они приурочены к самому верху разреза и лежат либо прямо под древнечерноморскими осадками, либо не ниже 60 см от них. При большой мощности нововзвксина в глубоководной зоне такое положение известково-диатомовых илов указывает на формирование их в самые последние моменты существования нововзвксинского бассейна.

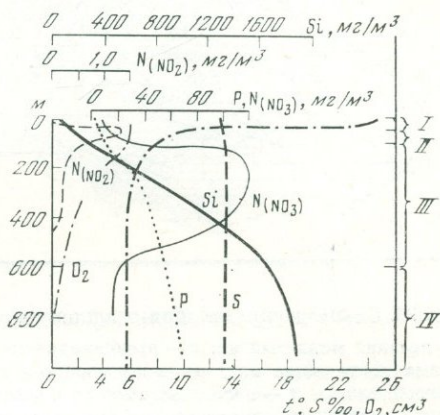
Если сильная опресненность этого озера-моря никогда не вызывала сомнений, то вопрос о характере его газового режима оставался до последнего времени спорным. Он получил достоверное решение лишь во время рейса «Витязя» в 1960 г. Дело в том, что в нескольких колонках в самых

верхах новоэвксина были определены значения Eh, равные $-151, -128$ мв, а сами илы были серыми. В нескольких же метрах ниже Eh становился положительным от $+4$ до $+74$ мв, увеличиваясь книзу. Смысл этих данных ясен. Новоэвксинские отложения изначально имели положительный Eh во всем своем разрезе, но в верхах он вторично изменился на отрицательный под влиянием резко восстановленных древнечерноморских отложений. Это означает, что новоэвксинский бассейн обладал нормальным кислородным режимом, может быть, с несколько пониженным содержанием O_2 в нижних слоях воды.

Поскольку это был глубоководный водоем с типичной фауной современного Каспия, мы можем воспользоваться аналогией с последним для воссоздания некоторых гидрохимических особенностей новоэвксинской воды.

Фиг. 95. Распределение биогенных элементов в воде Каспийского моря (по Л. А. Зенкевичу, 1957)

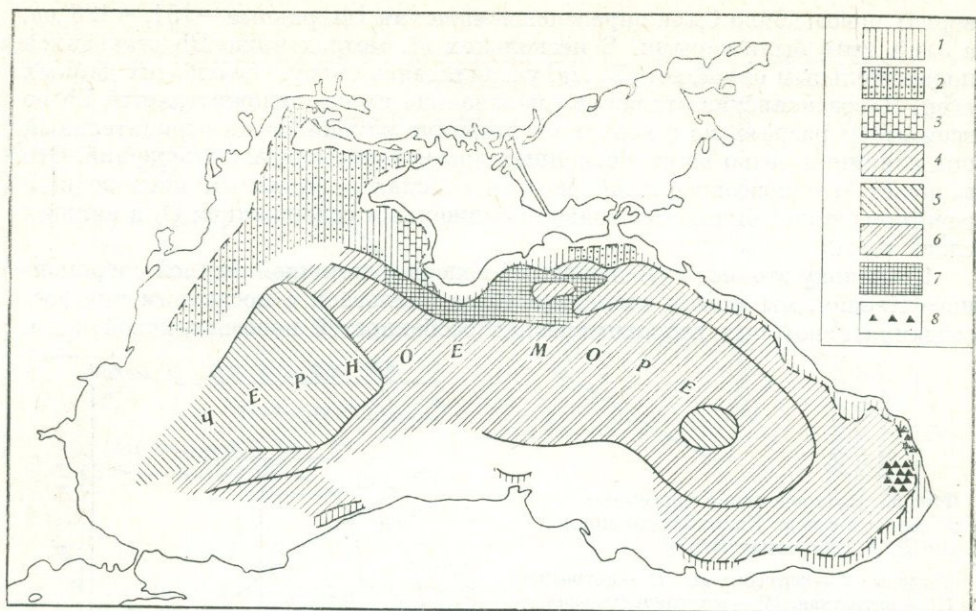
Подзоны: I — фотосинтеза, II — нитритная, III — нитратная, IV — восстановительная



Как видно на фиг. 95, общая соленость в Каспии на вертикальном разрезе почти одинакова, лишь слегка повышаясь в наиболее глубоких горизонтах. Но в распределении биогенных компонентов — фосфатов, нитратов — выступает ярко выраженная зональность. Подзона фотосинтеза, обнимающая примерно 50 м от поверхности воды, бедна $P_{\text{фосф}}$, N_{NO_2} и N_{NO_3} . В следующей (книзу) нитритной подзоне (50—100 м) количество нитритов резко возрастает, а между 100 и 500 м накапливаются нитраты. Во всех этих подзонах вплоть до дна отмечается непрерывный рост фосфатов и растворенного кремнезема. Таким образом, для Каспийского моря характерно накопление больших резервов питательных солей в глубоких горизонтах наддонной воды.

Сходство новоэвксинского водоема с Каспием по морфологии дна (в обоих случаях глубокие котловинные бассейны), солености воды и по типу и распределению фауны, позволяет считать, что оно проявилось также в вертикальном распределении питательных для биоса компонентов (N, P, SiO_2). Иначе говоря, в новоэвксинском бассейне, вероятно, также наблюдались концентрирование и большой резерв питательных солей в более глубоких горизонтах воды.

Над новоэвксинскими осадками по резкому контакту залегают древнечерноморские отложения (фиг. 96). Область шельфа занимает древний мидиевый ил. Он представлен зеленовато-серыми и серыми илами, в более мелководных участках несколько песчанистыми, со значительным количеством раковин, образующих прослой, количество и мощность которых книзу обычно возрастают. У западных берегов Крыма, между Севастополем и Тарханкутом, на семи станциях среди глин встречены прослой диатомового ила, состоящего главным образом из створок *Coscinodiscus*; диатомовый ил распространен также близ Кавказского побережья у Батуми; мощность прослоев иногда доходит до 35 и даже 50 см. Северо-западный угол шельфа между Варной и Тарханкутом, а также прикерченская полоса заняты ракушняком, почти нацело состоящим из раковин *Mytilus galloprovincialis*, *Cardium edule*, *Syndesmya ovata*, *Cardium exignum* и других пелеципод;



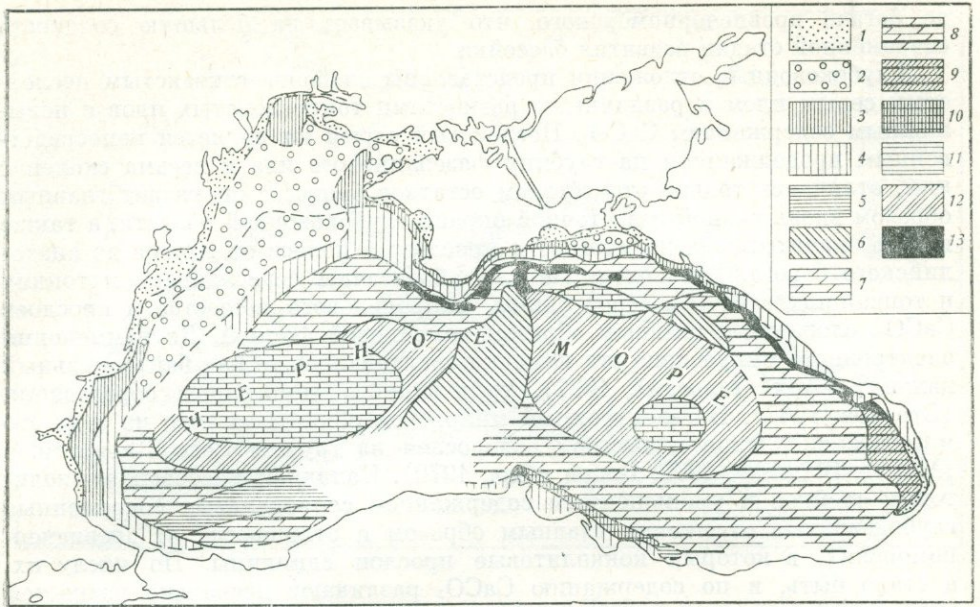
Фиг. 96. Схема распределения осадков древнечерноморского бассейна

1 — древний мидиевый ил; 2 — древнемидиевые ракушечники; 3 — древний мидиевый ил с прослоями диатомового ила; 4 — микрослоистая глина; 5 — черный ил; 6 — прослой черного ила и серой глины; 7 — полоса отсутствия древнечерноморских отложений (вследствие оплываний); 8 — древнечерноморские глубоководные пески

обломочный материал в составе ракушняка едва улавливается и становится заметным лишь по его периферии. В глубоководной области развиты микрослоистая глина и черный ил. Микрослоистая глина темно-серого цвета и сложена из чередующихся тончайших слоев черного сапропелевого материала и серой глины, причем основу образует серая глина, а сапропелевые имеют подчиненное значение. В более прибрежных частях количество прослоев 15–20, в более отдаленных 40–50 на 1 см. Сапропелевые слоечки обычно разорваны на небольшие изогнутые куски, которые то вздуваются, то сильно утоняются. В глине рассеянный CaCO_3 обычно порошокатый. Черный ил приурочен к центральным более глубоководным частям Черноморской котловины. Петрографически очень похож на микрослоистую глину, отличаясь от нее преобладанием сапропелевых слоев. Только в центральной части западной халистазы и на небольшом участке восточной черной ил полностью слагает всю мощность древнечерноморских отложений, на большей же части глубоководной впадины прослой его чередуются с прослоями серой макрослоистой и неслоистой глины.

Исчезновение в древнечерноморском горизонте фауны каспийского типа и замещение ее средиземноморскими вселенцами свидетельствует о прорыве вод Мраморного моря и начавшемся осолонении бассейна. Вертикальное распределение фауны позволило проследить шаг за шагом ход этого процесса и выделить в нем по крайней мере три последовательные стадии, из которых первая характеризуется еще сохранением реликтовых новозвксинских кардид и дрейсенсий, а последняя — полным их исчезновением, хотя состав вселенцев еще беден и ряд современных форм Черного моря отсутствует (например, *Modiola phaseolina* и др.). Размеры древнечерноморского бассейна были такими же или даже несколько большими, чем современные. Несомненно, что тогда существовала и лиманная оторочка.

Характернейшей особенностью глубоководных древнечерноморских отложений является отсутствие остатков бентоса; в этом они вполне сходны с современными глубоководными осадками Черного моря. Для наших це-



Фиг. 97. Схема распространения современных осадков Черного моря (по А. Д. Архангельскому, Н. М. Страхову, 1938)

1 — пески; 2 — ракушняки; 3 — мидневый ил; 4 — фазеолиновый ил; 5 — серая глубоководная глина; 6 — серая глина с прослоями известкового ила; 7 — переходный ил; 8 — переходный ил с прослоями серой глины (к южному побережью число их возрастает); 9 — переходный ил с прослоями серой глины и песка; 10 — переходный ил с частыми прослоями серой глины; 11 — известковый ил с прослоями серой глины; 12 — известковый ил с прослоями серой глины; 13 — области отсутствия современных осадков

лей это обстоятельство представляет принципиальный интерес. Оно доказывает, что нормальный кислородный режим, существовавший в новозвксине, сменился в древнечерноморское время на сероводородный. Очень важно и другое. Граница обитания донных древнечерноморских форм в прибрежье совпадает по глубине с границей распространения современного бентоса. Стало быть, сероводородное заражение не только возникло в древнечерноморское время, но и успело распространиться на ту мощность наддонной воды, какую оно занимает сейчас. Этот факт делает древнечерноморское время важнейшим этапом в голоценовой истории моря.

Методами абсолютной геохронологии начало формирования древнечерноморских отложений одними исследователями датируется 8000 лет назад (Виноградов и др., 1962), другими — 7000 лет (Дегенс, 1973); конец — 3000 лет назад; стало быть, длительность древнечерноморской стадии — 4–5 тыс. лет.

Собственно современные осадки наиболее разнообразны (фиг. 97). В самой прибрежной части шельфа это — песчаные отложения с раковинными остатками (до глубины 20 м), затем — алевритовые илы с *Mytilus galloprovincialis* и прочей фауной, известные под наименованием мидневой ила (20–70 м); в нижней части шельфа глинистые илы с *Modiola phaseolina*. По простиранию шельфа эти мелководные образования местами настолько обогащаются раковинным материалом, что переходят в настоящие ракушняки, в которых глинистая примесь едва улавливается. Такие ракушняки локализуются, как и древнечерноморские, в северо-западной части шельфа от Варны до Тарханкута, и в полосе, прилегающей к Керченскому проливу. Органический мир современных осадков шельфа гораз-

до богаче древнечерноморского, что указывает на большую соленость современной стадии развития бассейна.

Глубоководные отложения представлены слабоизвестковистым неслоистым серым илом и различными разностями тонкослоистых илов с повышенным содержанием CaCO_3 . Неслоистый серый ил является непосредственным продолжением на глубину фазеолинового ила и весьма сходен с ним, отличаясь только отсутствием остатков бентоса; он развит главным образом вдоль южной и восточной окраин глубоководной области, а также в виде значительных по мощности прослоев в полосе от Крыма до анатолийского берега. Тонкослоистые илы образованы переслаиванием тонких и тончайших слоев серой глины, сапропелевого вещества и прослоев CaCO_3 , сложенных главным образом комочковой формой. До применения электронного микроскопа эти комочки трактовались то как бактериальный кальцит (Архангельский, 1927), то как чисто хемогенные образования (Страхов, 1947). Но электронный микроскоп обнаружил, что на деле это массовое скопление пластинок водорослей из группы *Coccolithophoridae* (Müller, Blaschke, 1969; Бакри и др., 1970). Наличием массовых кокколито-вых слоев и уменьшенным содержанием сапропелевых современные глубоководные отложения главным образом и отличаются от древнечерноморских, в которых кокколито-вые прослой единичны. По числу их, а стало быть, и по содержанию CaCO_3 различают несколько разновидностей глубоководных илов: переходные глинисто-известковые илы, у которых содержание CaCO_3 11–13%, и две разности известково-глинистых илов с 13–50 и 50–72% CaCO_3 .

Степень карбонатности осадков возрастает с удалением от берега. В западной и восточной халистазах известково-глинистые илы слагают полностью разрез современных отложений, на остальной части глубоководной котловины известково-глинистые илы переслаиваются с серой глиной. Карта (см. фиг. 97) построена таким образом, чтобы отразить это переслаивание во всей толще современной стадии Черного моря. Обычные карты осадков, составленные для маломощного верхнего слоя (0–2 или 0–5 см), понятно, отличны от нее.

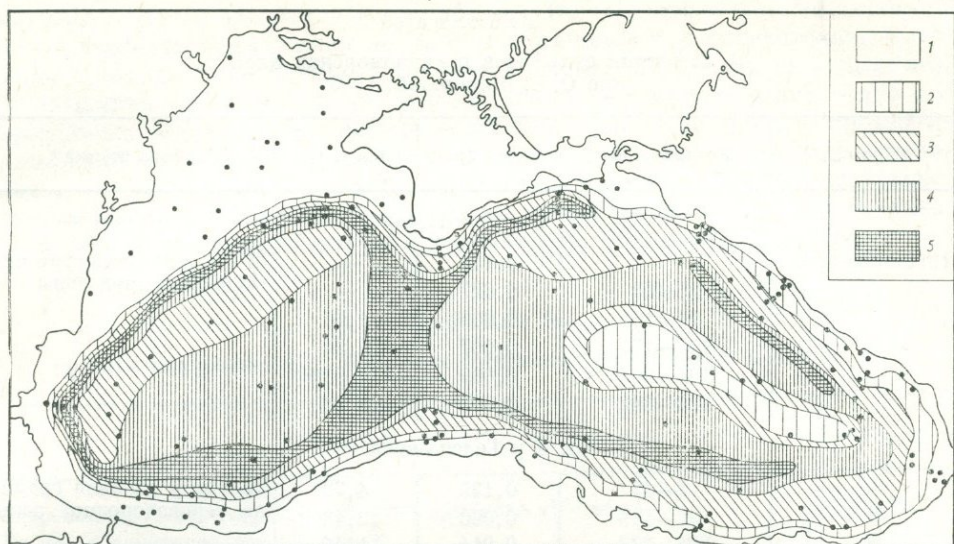
В целом современная стадия Черного моря характеризуется практически той же или слегка меньшей площадью, что и древнечерноморская, но явно большей соленостью. Это вытекает как из состава донной фауны шельфовой области, так и из массового появления средиземноморских кокколитофорид в глубоководных илах, ранее практически отсутствовавших или появившихся в отдельные очень кратковременные моменты. Лиманы в предустьевых частях крупных рек, существовавшие еще в древнечерноморский век, уцелели и ныне.

Данные абсолютной геохронологии разных уровней колонки ст. 1424, опубликованные Е. Дегенсом и Д. Россом (Degens, Ross, 1972), позволили установить важный для геохимии факт: прогрессирующее замедление осадочного процесса с начала новоэвксинского времени

Скорость седиментации по данным изотопного углерода

Глубина, см	Скорость, см/1000 лет
0–70	40
70–330	40
330–580	70
580–1120	90

В конце голоцена скорость осадконакопления в восточной половине Черного моря, где находится ст. 1424, стала почти на порядок меньше, чем была в начале этой стадии. Такое замедление естественно, ибо новоэвксин хронологически отвечает вюрмскому оледенению, которое на юге выразилось плувиальным режимом, а также началу последнедевья, когда на



Фиг. 98. Распределение H_2S в верхнем слое осадков Черного моря (mg/l иловой воды) (по И. И. Волкову, Л. С. Фоминой, 1961)

1 — 0; 2 — 0—3; 3 — 3—8; 4 — 8—12; 5 — >12. Точки — станции наблюдения

юг стекали воды таявшего ледника. Уменьшенный принос осадочного материала, происходивший к тому же на фоне трансгрессии, сопровождался, естественно, уменьшенным поступлением в центральную котловину более грубых частиц и усиленным — более тонких.

Итак, сероводородное заражение наддонной воды возникло в Черноморской котловине с начала древнечерноморского времени и за 4—5 тыс. лет успело распространиться вверх до современного уровня. Физической причиной его был прорыв средиземноморских вод в Черноморскую котловину.

Но каков был геохимический механизм возникновения H_2S ? Вопрос этот далеко не прост, и требует тщательного анализа; решение его было предложено автором (Страхов, 1971).

3. Геохимический механизм возникновения сероводородного заражения Черного моря

П. Д. Данильченко и Н. И. Чигирин (1926), сопоставляя распределение SO_4^{2-} и HCO_3^- в разрезе наддонной воды, пытались доказать, что H_2S генерируется в самой воде, ибо убыль SO_4^{2-} в ней якобы компенсируется приростом HCO_3^- . Но более поздние исследования А. Е. Крисса (1959) обнаружили, что в действительности такого баланса SO_4^{2-} и HCO_3^- нет и что H_2S , вероятно, поступает в воду в подавляющей массе своей из донных илов и затем разносится медленными конвекционными движениями в огромной толще наддонных вод.

Решающее доказательство именно такого генезиса H_2S в Черном море дали работы Э. А. Остроумова (1953), И. И. Волкова и Э. А. Остроумова (1957) по формам серы в черноморских отложениях. В самых нижних горизонтах воды глубоководной сероводородной зоны содержание сероводорода составляет около $7,69 mg/l$. Между тем в самом верхнем слое современных глубоководных илов (0—3; 0—5 см) количество сероводорода достигает местами $100 mg/l$; на подавляющей же части площади дна составляет 8—12 mg/l и свыше (фиг. 98). Совершенно очевидно, что при

Таблица 63

Редукция сульфатов в черноморских илах
(по О. В. Шишкиной, 1959)

Горизонт	Интервал, см	SO ₄ ²⁻ /Cl ⁻	C _{орг.} %	Глубина станций
Ст. 1 у Геленджика				
Наддонная вода А	21—53	0,134	—	370 м, у верхней границы сероводородной зоны
	78—106	0,027	—	
	130—154	0,009	1,06	
	180—203	0,007	1,24	
	222—242	0,009	1,00	
Ст. 4 у Геленджика				
А	2—17	0,129	4,70	2150 м, у нижней границы сероводородной зоны
В	97—115	0,060	12,48	
В	204—222	0,014	1,44	
Ст. 11 у Батуми				
А	40—20	0,038	0,87	1710 м
В	90—100	0,025	1,39	
В	220—230	0,023	0,91	
В	310—320	0,022	1,03	
В	480—490	0,036	0,75	
С	595—605	0,021	0,79	
С	710—721	0,028	0,045	

таких концентрациях сероводорода в осадках неизбежна эвакуация его в наддонную воду и притом в весьма больших количествах, способных объяснить сероводородную зараженность черноморской воды. Если в наддонной воде и происходит самостоятельная генерация сероводорода (чего принципиально отрицать нельзя), то лишь в очень небольшой, практически неувимой степени.

Но редукция SO₄²⁻ и H₂S локализуется не только в верхнем слое осадков, но и во всей голоценовой толще, включая древнечерноморские слои. Это видно из данных О. В. Шишкиной (1959) (табл. 63). Так как в отношении SO₄²⁻/Cl⁻ исключено влияние солености иловой воды, то процесс редукции сульфатов выступает здесь, так сказать, в чистом виде, ничем не затушевываясь. При этом нужно подчеркнуть, что интенсивность его в действительности больше, чем можно судить по приведенным цифрам. Ибо, как показали Э. А. Остроумов и И. И. Волков (1963), помимо сульфатов, первоначально растворенных в иловой воде (т. е. унаследованных от воды наддонной), в илах имеются сульфаты в твердой фазе, принесенные в составе речной карбонатной мути и в составе глинистой части взвеси (сульфоалюминаты?); растворяясь в иловой воде, они пополняют в ней содержание SO₄²⁻.

Таким образом, десульфатизация иловых вод с полной очевидностью доказывает, что наддонный сероводород в Черном море — аллохтонный. Он зародился в богатых органическим веществом иловых отложениях и мигрировал отсюда вверх, в наддонную воду.

Но тогда что же было причиной усиленного накопления органического вещества в древнечерноморское время, тотчас после прорыва средиземноморских вод?

Выясним предварительно, как количественно распределяется органическое вещество в разрезе голоценовых отложений Черного моря. Необ-

ходимые данные представлены в табл. 64. Из таблицы и фиг. 99 явствует, что голоценовые отложения не просто обогащены $C_{орг}$ относительно новоэвксинских, но что степень обогащения в разных их горизонтах существенно неодинакова: в древнечерноморских слоях она гораздо выше, чем в современных. Иначе говоря, органическое вещество после прорыва средиземноморских вод вначале сильно накапливалось в осадках, а потом интенсивность его накопления значительно снизилась. Предстоит, следовательно, геохимически истолковать не просто усиленное накопление $C_{орг}$ в осадках, а своеобразную кривую его распределения по горизонтам голоцена.

Таблица 64

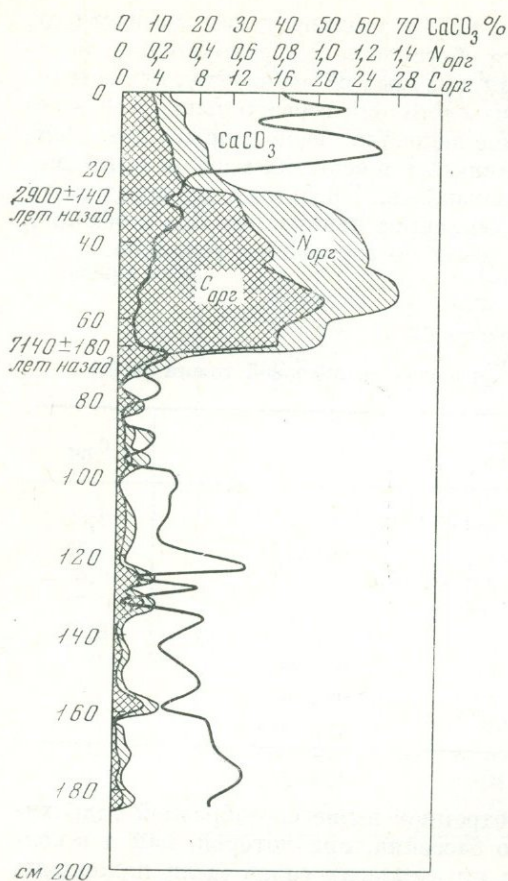
Среднее содержание $C_{орг}$ в разных горизонтах голоценовой толщи (в %)

Горизонт	$C_{орг}$
Современные отложения на всей площади моря (138 обр.)	2,82
То же, в глубоководной впадине *	5,81
Древнечерноморские в глубоководной впадине (38 обр.)	6,0
Новоэвксинские на всей площади моря (38 обр.)	0,74
То же, в глубоководной впадине *	0,87

* По И. И. Волкову (1973).
Примечание. В собственно сапропелевых слоях $C_{орг}$ в среднем 12,16 %.

Ключ к решению лежит в рассмотренной выше своеобразной гидрохимической структуре новоэвксинского бассейна, при которой, как и в современном Каспии, большие резервы питательных солей были накоплены в нижнем слое водной массы.

Представим себе, что в такую гидрохимическую систему вторгаются тяжелые средиземноморские воды. В силу своего большего удельного веса они тогда, как и сейчас, погружались на глубину и растекались по дну. Тем самым полупресная гидрохимическая система постепенно как бы приподнималась кверху и глубокие горизонты с повышенным содержанием питательных веществ все больше входили в зону фотосинтеза. Общее поднятие уровня моря, при этом происходившее, компенсировалось обратным стоком через Босфор самых верхних опресненных слоев вод, наиболее бедных N, P, SiO_2 . Тем самым зона фотосинтеза с момента прорыва средиземноморских вод в новоэвксинский бассейн стала получать снизу усиленные дозы питательных солей. На планктонной пленке биоса это могло отразиться только единственным путем: пышным цветением водорослей и зоопланктона. А на осадках глубоководной котловины и шельфа — усиленным накоплением органического вещества и возникновением древнечерноморских сапропелевых илов и микрослоистых, богатых $C_{орг}$, темно-серых глин. Так, специфическая — каспийского типа — гидрохимическая структура наддонной воды новоэвксинского бассейна с неизбежностью породила богатые органическим веществом древнечерноморские илы, как только в этот бассейн прорвались средиземноморские воды. Но запас P, N, SiO_2 в глубоких горизонтах, послуживший базой для расцвета планктона, был ограничен, и потому мог поддерживать цветение планктона в течение ограниченного времени. После исчерпания резервов произошло существенное падение продуктивности планктона, и древнечерноморские, богатые органическим веществом илы сменились современными, гораздо более бедными отложениями, хотя сероводородное заражение наддонной воды сохранилось в прежней силе.



Фиг. 99. Распределение $C_{орг}$, $N_{орг}$ и $CaCO_3$ в разрезе станции 1474к (восточная часть Черного моря) (по D. Ross, E. Degens, J. Maclevane, T. Hedberg, 1974)

концентрацию органического вещества в осадках, как это было принято считать в 30-х годах (вслед за А. Д. Архангельским (а некоторые литологи считают и до сих пор), а наоборот, пышное цветение планктона после прорыва средиземноморских вод создало значительную обогащенность $C_{орг}$ илов, сильную редукцию в них SO_4^{2-} и эвакуацию H_2S из осадков в наддонную воду, создав в ней мощную зону сероводородного заражения¹. Правильность такой трактовки подтверждается наблюдениями над накоплением больших концентраций $C_{орг}$ в прибрежной зоне современных океанов и воздействием этого процесса на газовый режим наддонной воды.

Два участка особенно поучительны.

Первый локализован на западном шельфе Африки на широте $\sim 20^\circ$, отвечающей, аридной зоне континента. «На участках очень высокой продуктивности фитопланктона, обусловленной интенсивным подъемом глубинных, обогащенных биогенными элементами вод в слой фотосинтеза, образуются илистые диатомовые осадки с содержанием до 30% и более аутигенной кремнекислоты и до 10—20% органического вещества. Океанические условия в этом районе нередко приводят к заморным условиям, недостатку растворенного кислорода и массовой гибели фитопланктона и

По мере увеличения в Черноморском бассейне массы тяжелой, более соленой воды сокращалась глубина активной вертикальной циркуляции водных масс, создавалась застойная зона, в которой H_2S , диффундировавший из илов, сохранялся и накапливался. Медленные циркуляционные движения воды, все же существующие и в застойной зоне, постепенно подняли верхнюю границу сероводородной зоны к ее современному уровню.

Но в сероводородной зоне Черного моря, как известно, в настоящее время существуют большие массы азота в виде аммиака, фосфатов, SiO_2 . Они возникли благодаря постепенно оформлявшемуся застойному режиму этой зоны за счет минерализации части отмершего планктона, падавшего из зоны фотосинтеза на дно. В этом процессе как бы возвращались назад в глубинные воды и омертвляли здесь те питательные соли глубинных зон новоэвксинского бассейна, подъем которых вверх породил временно, после вторжения средиземноморских вод, цветение планктона и накопление сапропелевых илов.

Таким образом, анализ эволюции гидрохимического режима Черного моря в голоцене доказывает, что не H_2S породил большую

¹ Ошибочность точки зрения А. Д. Архангельского была впервые показана автором этих строк еще в 1937 г. (Страхов, 1937), но на базе иных фактов. Сейчас этот вывод полностью подтвержден.

других организмов, сопровождаясь сероводородным заражением осадков и придонных вод» (Гершанович и др., 1974, стр. 67).

Другой участок — у западного побережья Южной Америки. «Климатические и океанологические условия у тихоокеанского побережья Южной Америки во многом сходны с условиями юго-западной Африки. На небольшом расстоянии в зоне холодного Перуано-Чилийского течения происходит интенсивный и очень устойчивый подъем глубинных вод и создается один из наиболее значительных по новообразованию органического вещества и биопродуктивности пояса прибрежных вод, в пределах которого многие донные осадки содержат до 6—10% $C_{орг}$При недостаточной концентрации кислорода в придонных водах часто возникает сероводородное заражение осадков, которое во многих случаях является не временным, а постоянным, составляя характерную черту седиментационных процессов вблизи районов перуанского побережья, где подъем глубинных вод и продукция фитопланктона максимальны» (там же, стр. 79).

Итак, в обоих случаях цепь явлений одинакова: поступление в зону фотосинтеза больших количеств биогенных элементов → резко повышенная продуктивность фитопланктона → обогащение осадков $C_{орг}$ → сероводородное заражение осадков и придонных вод обычно временное. Здесь работает тот самый механизм, который в древнечерноморское время, действуя длительно, создал гигантское сероводородное заражение Черноморского бассейна.

Появление H_2S в толще воды имело два следствия: 1) изменилось вертикальное распределение элементов, растворенных в ней; 2) возникли некоторые характерные черты в геохимии осадков. Рассмотрим последовательно эти явления.

4. Распределение в наддонной воде элементов после возникновения сероводородного ее заражения

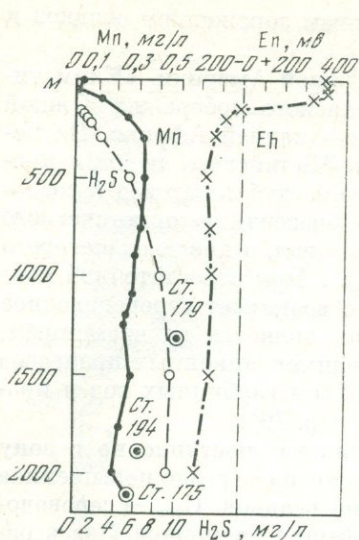
Содержания железа в черноморской воде изучены М. А. Добржанской и Т. И. Пшениной (1968), которые показали, что в разрезе наддонной воды массы Fe остаются практически постоянными (около 20 мг/м^3), колеблясь незначительно. При этом подавляющая масса Fe находится в виде взвеси и совершенно подчиненная — в виде раствора. Кажется, что Fe «не чувствует» наличия сероводородного заражения черноморской воды. Но это не так. Часть Fe при прохождении через сероводородную зону редуцируется, переходя в закисную форму, в частности в сульфиды, на наличие которых в черноморской воде указывали еще Н. И. Чигирин и П. Д. Данильченко (1930). В 1959 г., изучая формы железа в отложениях Черного моря, автор этих строк (Страхов, 1959) косвенным путем выяснил последовательное нарастание редуцированности Fe в наддонной воде по мере возрастания ее глубины. Оказалось, что роль наддонной сероводородной воды и диагенетических процессов в илах в общем в редуцировании Fe^{3+} может быть выражена числами, представленными в табл. 65.

Действие всего 2000-метрового массива сероводородной воды, понятно, несколько больше 20%. Но эти качественные изменения форм Fe в серо-

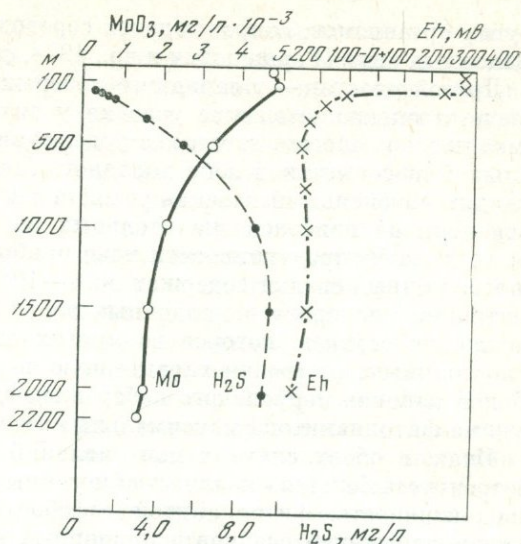
Таблица 65

Последовательная редукция Fe в черноморской воде

Зона	Роль сероводородной воды, %	Роль диагенеза, %	Зона	Роль сероводородной воды, %	Роль диагенеза, %
Кислородная	0	100	в 700 м	11	89
Сероводородная в верхних 100 м	5	95	в 1450 м	20	80



Фиг. 100. Среднее содержание общего Mn и H_2S и величины Eh в воде Черного моря (по Б. А. Скопичеву, Т. П. Поповой, 1963)



Фиг. 101. Распределение Mo, H_2S и величины Eh по вертикали водной толщи Черного моря (по И. И. Волкову, М. Ф. Пилипчуку, 1967)

водородной воде не сказываются на его количественном содержании (Rosanov a.o., 1974).

Совершенно иначе сказались действие сероводородной воды на Mn, распределение которого изучили Б. А. Скопичев и Т. П. Попова (1963). Содержание Mn в верхней кислородсодержащей зоне моря ничтожное, в сероводородной же — резко возрастает (0,2–0,3 мг/л) (фиг. 100). При этом растворенный Mn в толще воды от 250 м до дна составляет 68–95% валового; остальное — Mn взвешенный. Таким образом, в отличие от Fe, валовые содержания которого сохраняются одинаковыми во всем разрезе наддонной воды, Mn аккумулируется в восстановительной сероводородной зоне благодаря тому, что большая часть его переходит в закисную форму, вероятно сульфидную, отличающуюся заметной растворимостью. Этот процесс аккумуляции Mn начался с начала формирования в Черном море сероводородного заражения, иначе говоря, около 7–8 тыс. лет назад, и длился во все древнечерноморское время. Б. А. Скопичев и Т. П. Попова подсчитали, что сейчас в сероводородной зоне присутствует около 100 млн. т Mn, что отвечает примерно 400 млн. т высококачественной руды (с 25% Mn), т. е. крупному марганцевому месторождению.

Третий тип распределения обнаружили М. Ф. Пилипчук и И. И. Волков (1967) на примере Mo (фиг. 101). В этом случае максимальные концентрации MoO_3 приурочиваются к верхней кислородной зоне моря, с переходом же в сероводородную зону содержания его быстро и непрерывно падают; кривая содержаний MoO_3 оказывается обратной кривой содержания H_2S . Причины осаждения Mo, который в черноморской воде практически целиком находится в виде раствора, по М. Ф. Пилипчуку и И. И. Волкову, двояки. С одной стороны, сульфид Mo может соосаждаться с сульфидами Fe, как только они возникнут в воде, причем соосаждение может достигать 80% растворенного молибдена; с другой — молибден может сорбироваться органическим веществом и в таком виде соосаждаться на дно. Современная картина убыли Mo в глубоких горизонтах морской воды есть результат действия обоих факторов, причем главным является, вероятно, первый.

Нетрудно видеть, что Fe, Mn и Mo демонстрируют три логически возможных типа реакций компонентов морской воды на появление сероводорода в нижней ее части.

Недавние исследования Д. Спенсера (Spencer, Sachs, 1972; Brewer, Spencer, 1974) подтвердили наличие этих трех типов, причем к типу Mn относятся также Ni и Cu (правда, у них он гораздо слабее выражен); к типу Mo — Zn; к типу Fe — Co (табл. 66). Обнаружилось, кроме того,

Таблица 66

Формы нахождения элементов в воде Черного моря (в мкг/кг)
(рассчитано по данным Spencer, Brewer, 1971)

Число станций	Глубина опробования, м	Общая масса взвеси	Fe		Mn		Co		Zn		Только раствор	
			а	б	а	б	а	б	а	б	Cu	Ni

Прибрежная полоса (ст. 1452, 1449, 1469, 1484)

Кислородная зона

4 | 1—250 | 364 | 12,8 | 4,4 | — | — | 0,011 | 0,59 | 0,250 | 1,70 | 1,66 | 2,01

Сероводородная зона

3 | 300—1700 | 170 | 9,88 | 14,4 | 0,051 | 363 | 0,005 | 0,66 | 0,43 | 0,60 | 0,11 | 2,60

Открытое море (в халистазах ст. 1435, 1436, 1468, 1464, 1444, 1443)

Кислородная зона

6 | 10—150 | 152 | 2,6 | 8,6 | — | — | 0,003 | 0,56 | 0,28 | 1,91 | 1,70 | 1,76

Сероводородная зона

4 | 400—2100 | 60 | 3,2 | 8,4 | 0,050 | 286 | 0,003 | 0,61 | 0,5 | 1,1 | 0,16 | 2,76

Примечание. а — взвесь, б — раствор. Fe, Co в области открытого моря постоянны сверху донизу; Mn, Ni увеличиваются в сероводородной зоне, первый — сильно, второй — слабо; Cu, Zn убывают в сероводородной зоне.

что почти у всех элементов на границе сероводородной и кислородной зон наблюдаются повышенные содержания их взвешенной, а часто и растворенной форм. Факторами, обуславливающими эту аномалию, являются скачок плотностей, задерживающий падение вниз взвесей, и взаимодействие сероводородной и кислородной зон, приводящее к выпадению из растворов соединений некоторых элементов.

Нельзя не обратить внимания на резкую трансформацию форм нахождения Fe, Mn и микроэлементов в черноморской воде сравнительно с формами миграции их в речных водотоках. Она демонстрируется следующими цифрами (табл. 67).

Таблица 67

Отношение растворов и взвеси разных элементов

Место	Fe	Mn	Co	Cu	Zn
Речные воды *	0,05	0,14	1,2	1,04	1,2
Прибрежная зона **					
глубина 1—250 м	0,36	—	54	Только раствор	4,7
» 300—1700 м	1,5	7120	132	То же	1,7
Открытое море (в халистазах)					
глубина 10—150 м	3,3	—	187	»	7
» 400—2100 м	2,6	5720	209	»	2,2

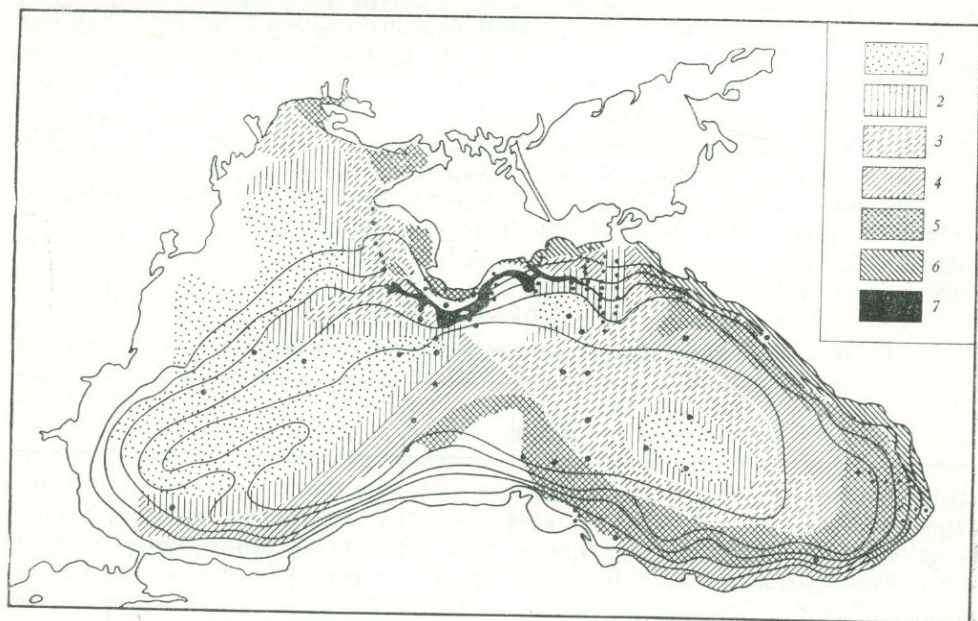
* По М. А. Глаголевой (1959). ** По данным табл. 66.

У всех элементов, по которым имеются данные, налицо увеличение роли растворов в морской воде и резкое (иногда резчайшее) преобладание их над взвесями. Из подчиненной по значению формы миграции растворы становятся господствующими. В чем причина такой трансформации? Во-первых, в том, что более крупные кластические формы их нахождения быстро выпадают в осадок, повышая тем самым роль растворов, и, во-вторых, что растительный планктон, воздействуя на тонкие частицы взвеси, извлекает из них Fe, Mn с сорбированными на них элементами, которые затем, после отмирания клеток, переходит в растворенное состояние. Здесь происходит то, что было описано выше на примере Тихого океана: планктон как бы перерабатывает взвешенную форму элементов в растворенную.

5. Распределение элементов в отложениях современной стадии и механизм, его контролирующий

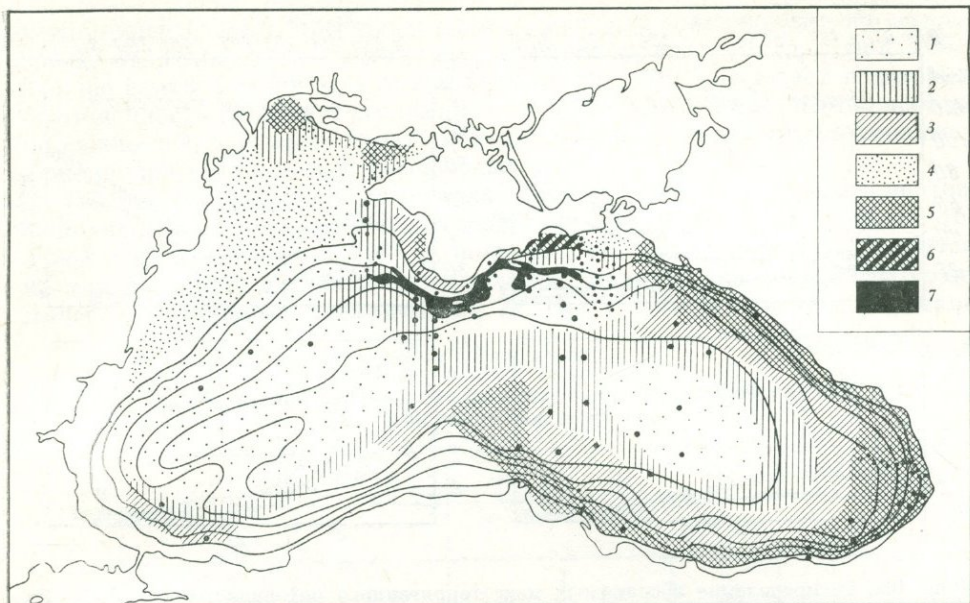
Чтобы выяснить, как сказались сероводородное заражение на геохимии осадков, необходимо предварительно рассмотреть распределение элементов в современных отложениях и механизм, создающий это распределение.

На фиг. 102—104 воспроизведены карты абсолютных масс для терригенной класстики, CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$, опубликованные автором в 1947 г. и с той поры никем не подвергавшиеся сомнению. Сопоставление этих карт выявляет несколько фундаментальных фактов. Все три карты поразительно схожи и не только в основных чертах, но и в деталях. Абсолютные массы всех компонентов обладают большим, но неодинаковым диапазоном колебаний: терригенного материала от 200 до $5-4 \text{ г/см}^2$; или в 40—50 раз; CaCO_3 — от 50 до $5-6 \text{ г/см}^2$, или в 8—10 раз; $\text{C}_{\text{орг}}$ от 0,6 до $3,0 \text{ г/см}^2$, или в 5 раз. Максимальные абсолютные массы всех компонентов отмечаются в прибрежных частях, на шельфе и континентальном склоне, заходя частично на самую окраину глубоководной котловины. Полоса повышенных



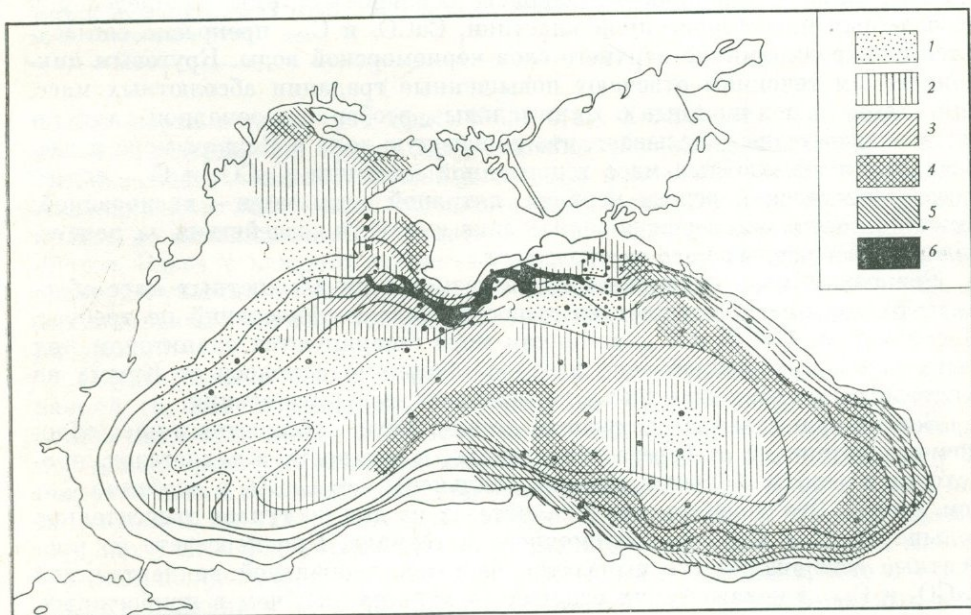
Фиг. 102. Распределение абсолютных масс терригенного материала, осевшего за современную стадию Черного моря (в г/см^2)

1 — 0—10; 2 — 10—20; 3 — 20—50; 4 — 50—100; 5 — 100—200; 6 — >200; 7 — области отсутствия современных осадков. Точки — станции наблюдения



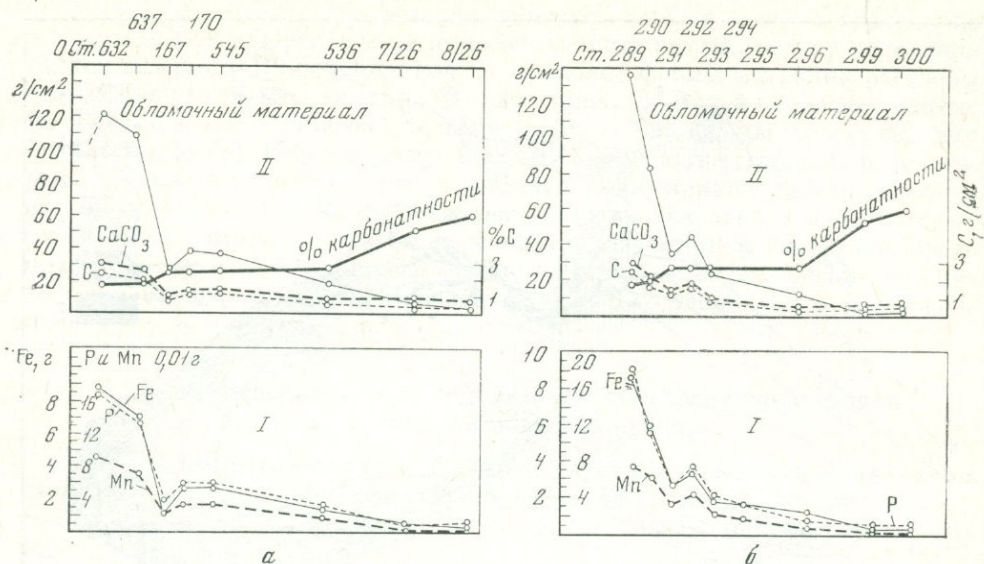
Фиг. 103. Распределение абсолютных масс CaCO_3 , отложенных за современную стадию истории Черного моря (в г/см^2)

1 — 1—10; 2 — 10—20; 3 — 20—30; 4 — ракушняки; 5 — 30—50; 6 — >50; 7 — области отсутствия современных осадков. Точки — станции наблюдения



Фиг. 104. Распределение органического вещества, отложенного за современную стадию истории Черного моря (в г/см^2)

1 — <0,6; 2 — 0,6—1,0; 3 — 1,0—2,0; 4 — 2,0—4,0; 5 — >4; 6 — области отсутствия современных осадков. Точки — станции наблюдения



Фиг. 105. Распределение абсолютных масс терригенного материала, CaCO_3 , $\text{C}_{\text{орг}}$, Fe, Mn и P на поперечных профилях через Черное море

а — от Евпатории на г. Шахтерск; б — по меридиану мыса Чауды. I — кластофильная группа; II — талаттофильная группа

градаций протягивается также от Крыма до Анатолийского берега. Минимальные абсолютные массы локализованы в халистазах, а также на шельфе северо-западной части моря и в прикерченском районе. Восточная половина моря отличается более высокими градациями абсолютных масс сравнительно с западной. II, наконец, основное — схемы распределения абсолютных масс терригенной кластики, CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$ прекрасно согласуются с гидродинамикой верхнего слоя черноморской воды. Круговым циклоническим течениям отвечают повышенные градации абсолютных масс, халистазам — пониженные и минимальные, особенно в западной халистазе. Это совпадение доказывает, что решающую роль в Черном море в распределении абсолютных масс терригенной кластики, CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$ играет гидродинамический режим верхней, активной зоны моря — кислородной; нижняя, пассивная, сероводородная зона никакого воздействия на распределение абсолютных масс не оказывает.

Решающая роль гидродинамики в размещении абсолютных масс обломочного материала вытекает из существа дела и объяснений не требует. Поскольку же CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$ в Черном море генерируются планктоном, их тяготение к прибрежной зоне и занос течениями в полосу от Крыма на Анатолийское побережье также не может вызывать удивления.

Весьма существенна следующая деталь. Убыль абсолютных масс обломочного материала от берега в пелагиаль, в частности в халистазах, происходит в гораздо большей степени (сильнее), чем CaCO_3 и особенно $\text{C}_{\text{орг}}$ (см. выше). Это означает, что в халистазах на дно поступает относительно больше CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$, чем обломочного материала. При пересчете на процентные содержания это выразится большей процентной концентрацией CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$ в пелагических осадках (в халистазах), чем в прибрежных, что действительно имеет место в природе.

Таким образом, высокие процентные содержания CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадках халистаз вовсе не обозначают реального интенсивного их накопления здесь, а обусловлены некоторым пелагическим сдвигом абсолютных масс этих компонентов относительно обломочного материала. Такой механизм

четко виден на двух профилях, один из которых ориентирован на северо-запад от Евпатории, другой — по меридиану мыса Чауда (фиг. 105). Тот же самый механизм, как явствует из фиг. 105, порождает некоторую обогащенность пелагических осадков Fe и Mn. Это обстоятельство особенно важно, ибо позволяет понять механизм распределения микроэлементов, даже не прибегая к методу абсолютных масс.

Обобщение большого материала по двум десяткам микроэлементов, выполненное автором этих строк совместно с И. В. Беловой, М. А. Глаголевой и И. Ю. Лубченко (1971), показало, что эти элементы распадаются на три отчетливо различающиеся группы. Первую образуют мало геохимически подвижные элементы Ti, Zr, Ge, V, TR. (табл. 68). Особенно

Таблица 68

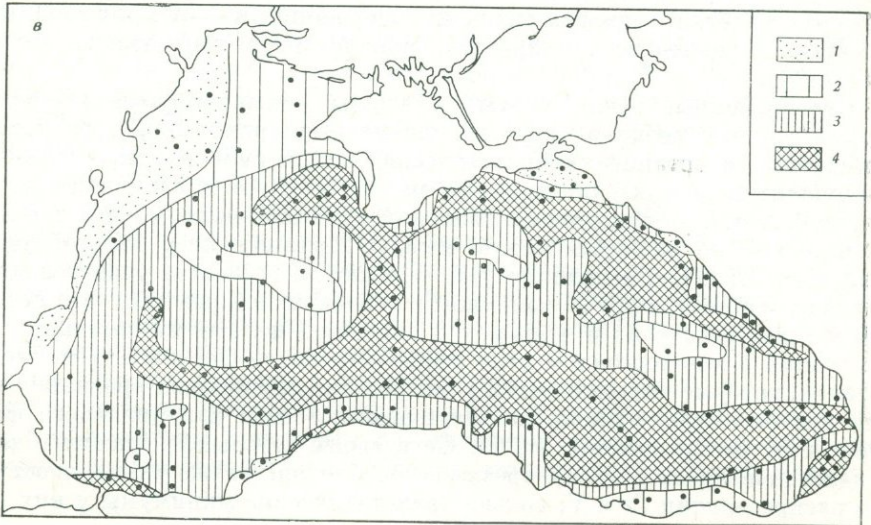
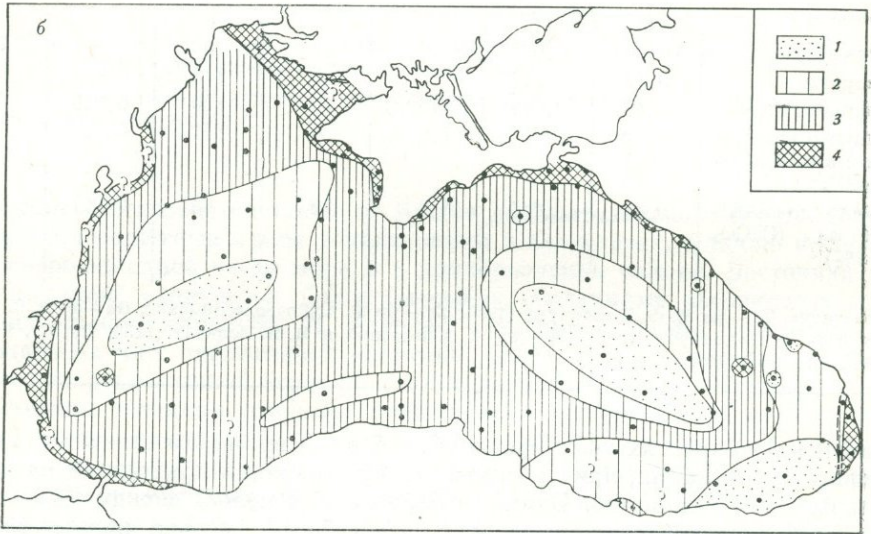
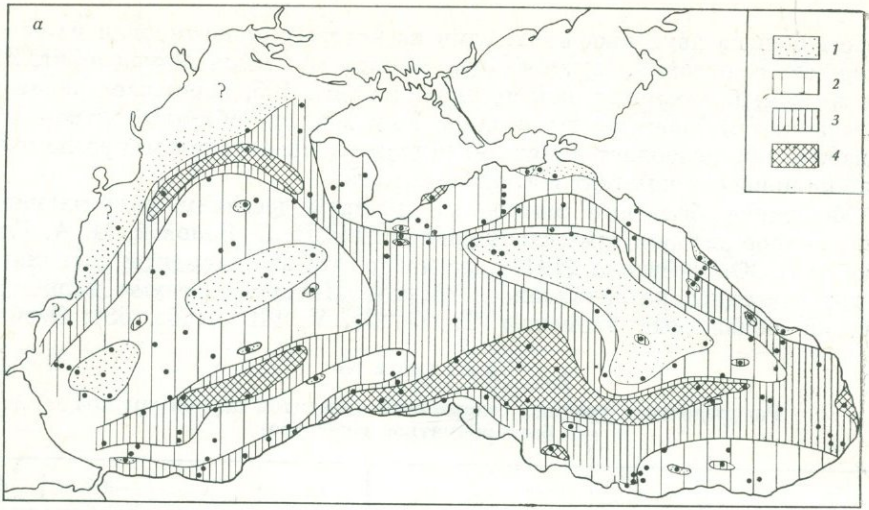
Распределение средних содержаний элементов первой группы
(на бескарбонатное вещество)

Тип осадка	Ti	Zr	Ge	Cr	V	TR	Ga
	%		10 ⁻⁴ %				
Пески	0,43	0,02	1,8	39	52	—	40
Алевриты	0,49	0,027	1,6	83	118	—	34
Глинистые илы	0,48	0,018	1,8 (?)	99	120	0,018	48
Глинисто-известковые илы (CaCO ₃ 30—50%)	0,42	0,015	1,6	84	111	0,019	40
Известково-глинистые илы (CaCO ₃ > 50%)	0,45	0,011	1,6	73	84	0,017	58

Примечание. Ti — по М. Ф. Пилипчуку (1968); Zr — по М. А. Глаголевой (1970); Ge — по В. С. Соколову и М. Ф. Пилипчуку (1969); TR — по Л. С. Фоминой и И. И. Волкову (1970); Ga, Cr, V — по М. А. Глаголевой (1961).

близки карты первых трех (фиг. 106, а, б, в). Халистазам отвечают минимальные содержания, причем самые низкие градации приходятся на центральные части халистаза. Ближе к берегам и в полосе между Крымом и Анатолийским побережьем располагаются более высокие концентрации, вплоть до максимальных. У самого берега, в зоне песков, картина осложняется. Здесь у каждого элемента сменяют друг друга ограниченные по размерам участки с самыми разными содержаниями — от минимальных до максимальных, что контролируется, понятно, петрографическим составом побережий.

Перечисленные общие черты выражены у каждого элемента описываемой группы неодинаково. Это проявляется, например, в размерах и конкретных очертаниях халистатических минимумов и в пространственной ориентировке их длинных осей, разной у Ti, Ge и Zr; в наличии у Ti широкой ленты максимальных значений в южной части моря и такой же, но меньшей по размерам ленты между Тарханкутом и дельтой Дуная, чего нет у Zr и Ge; в наличии у Zr большого количества участков максимальных концентраций на западном и северном побережьях, чего нет у Ti и Ge; в наличии у Zr и частью у Ti большой полосы минимальных концентраций в юго-восточном углу моря, чего нет у Ge, и в других мелких деталях, которые читатель легко усмотрит при ближайшем сравнении карт. Все эти различия, однако, не затушевывают того кардинального факта, что схемы распределения Zr, Ti, Ge в своих главных, решающих чертах и даже некоторых деталях чрезвычайно близки. Та же схема проступает и в распределении Cr и V; только халистатические минимумы у них резко



уменьшены по площади, особенно в их южных частях, а площади высоких содержаний — увеличены.

Опираясь на данные по размещению CaCO_3 , $\text{C}_{\text{орг}}$, Fe, Mn, можно утверждать, что занос абсолютных масс микроэлементов первой группы в пелагиаль, т. е. в халистазы, осуществляется в меньшей степени, чем занос общей массы терригенного материала. Абсолютные массы Ti, Zr и других элементов сильнее оседают в прибрежной зоне и относительно меньше достигают пелагиали, чем сумма кластики. Отсюда своеобразная картина распределения их процентных содержаний в бескарбонатном веществе осадка, хорошо согласующаяся с их малой геохимической подвижностью: отсутствием растворенной фазы в речном выносе и тяготением к более крупной фракции взвесей.

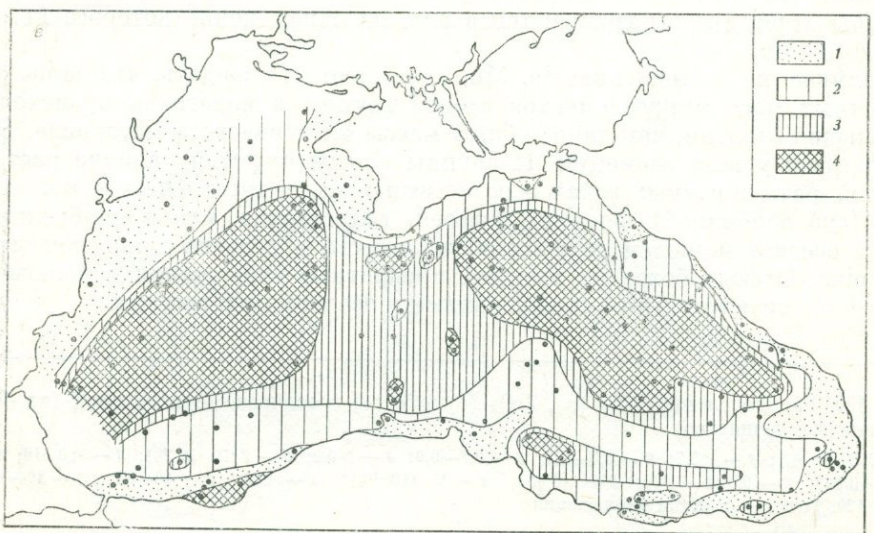
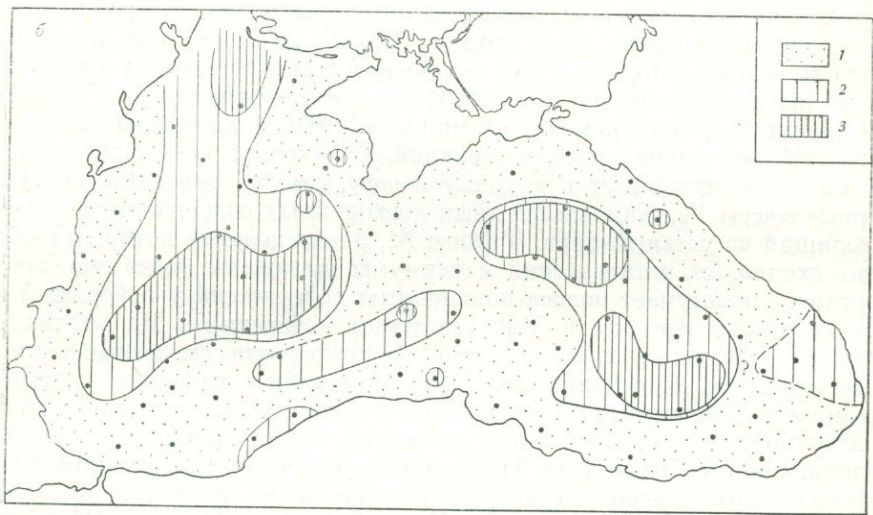
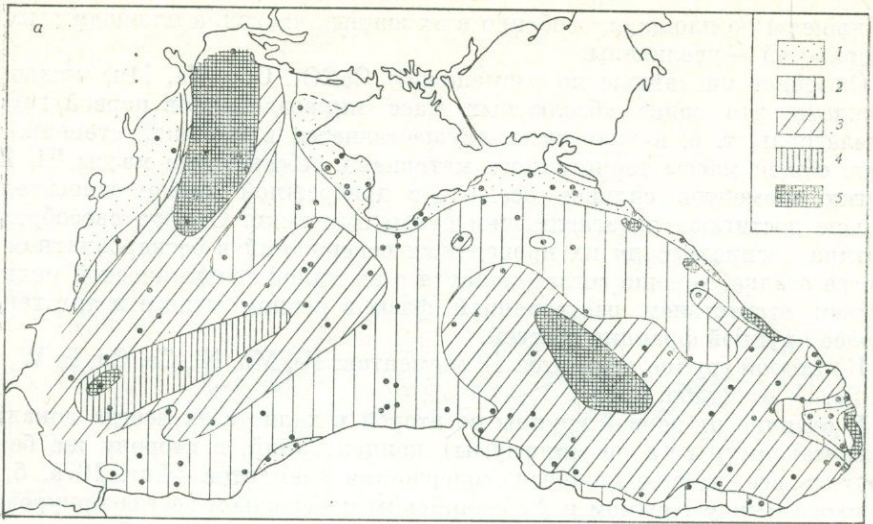
Ко второй группе относятся 12 элементов: Fe, Mn, Ni, Co, Cu, P, W, Mo, As, Se, U, Au (табл. 69).

В отличие от первой группы во второй в халистазах всегда локализованы максимумы (а не минимумы) концентраций, в сторону же берега следуют все уменьшающиеся содержания элементов (фиг. 107а, б, в). К полосе между Крымом и Анатолийским побережьем всегда приурочены меньшие концентрации, чем в халистазах, так что восточный и западный халистатические максимумы отчетливо отделены друг от друга меридиональной полосой меньших содержаний; иногда эти содержания резко меньше халистатических максимумов (Co, W, As и др.) иногда различия не очень велики (Mo, Fe). Эта, так сказать, типовая схема у разных элементов выражена в разной степени. Наименее отчетлива она у Fe; в западной халистазе у него намечается лишь небольшой вытянутый на северо-восток участок наибольших содержаний, а восточной же — крупный, причем он резко придвинут к южному берегу, откуда, вероятно, поступают главные массы Fe. Намечается язык повышенных содержаний Fe, как бы выходящий из устья Днестра. У Mn и Ni, распределение которых в общем очень сходно, халистатические максимумы выражены резче, так же как отчетливее проступает полоса пониженных содержаний у побережий и на участке между Крымом и Малоазиатским побережьем. На картах всех остальных элементов типовая схема распределения вырисовывается все более отчетливо, хотя конкретные очертания халистатических максимумов варьируют. Максимумы эти то больше, то меньше по площади, тяготеют то к южной, то к средней части халистаз; полоса меньших содержаний в направлении от Крыма на Анатолийское побережье то расширяется, то сужается; язык высоких содержаний, выходящий из устья Днестра, то сохраняется (Fe, Mn, Ni, P, Cu, Co, W, As, CoCO_3), то исчезает (Mo, Se, U). В общем же по степени выраженности типовой схемы элементы второй группы отчетливо выстраиваются в ряд, на одном конце которого Fe, на другом — Mo.

Данные по размещению Fe, Mn, позволяют утверждать, что занос абсолютных масс микроэлементов второй группы в пелагиаль происходит в большей степени, чем занос общей массы кластического материала. Это и понятно: у всех элементов II группы констатируются наличие растворенной фазы в речных водах и резко выраженное тяготение к самой тонкой (субколлоидной) фракции взвесей. Естественно, что в прибрежных зонах оседает меньшая доля их общей массы, в пелагиаль же заносится большая. Отсюда более их высокие процентные содержания в пелагических илах сравнительно с содержаниями в осадках прибрежных.

Фиг. 106. Распределение TiO_2 (а), ZrO_2 (б) и V (в) в осадках Черного моря (на бескарбонатное вещество)

а — TiO_2 (в %): 1 — <0,7; 2 — 0,7—0,8; 3 — 0,8—0,9; 4 — >0,9; б — ZrO_2 (в %): 1 — <0,016; 2 — 0,016—0,020; 3 — 0,020—0,030; 4 — >0,030; в — V (10⁻⁴%): 1 — <40; 2 — 40—80; 3 — 80—120; 4 — >120. Точки — станции наблюдения



Третью группу образуют Pb и Zn. Карты их распределения в осадках своеобразны и отличаются резким смещением максимумов и минимумов. У Pb она больше похожа на карту элементов I группы, у Zn — на карту группы II, но в то же время имеют свои особые, резко выраженные специфические черты. В речном стоке Pb почти не идет в растворах, у Zn растворенная фаза значительна; у обоих явное тяготение к субколлоидной фракции взвеси. Все это не позволяет пока рационально истолковать карты Pb и Zn, и потому мы в дальнейшем оставим эти два элемента без рассмотрения. Геохимия их в Черном море требует доработки.

Ограничиваясь только первыми двумя группами, которые обнимают подавляющее число изученных элементов, нетрудно видеть, что распределение их в верхнем слое осадка контролируется двумя факторами: формами миграций в речном стоке (см. гл. I) и гидродинамическим режимом поверхностной, кислородной зоны водной массы. Два циклонических кольца течений и отвечающие им халистазы запечатлелись на картах с чрезвычайной ясностью, хотя прямо противоположно у I и II групп.

6. Роль терригенных минералов и гранулометрии осадков в распределении в них элементов

Интересные факты вырисовываются, если сопоставить распределение элементов с распределением терригенных минералов и гранулометрических фракций в поверхностном слое осадка (фиг. 108, 109, б, см. также фиг. 110).

Примечательно, что ни терригенно-минералогические провинции, выделенные Г. Ю. Бутузовой (1971б) для алевритовой фракции, ни распределение глинистых минералов (гидрослюды, монтмориллонита, хлорита, каолинита) не имеют ничего общего с распределением элементов (Müller, Stoffers, 1974; Бутузова и др., 1975). В размещении минералов алевритовой фракции отчетливо сказывается влияние петрографического состава водосбора разных частей моря. Так, минералы первой, восток-юго-восточной провинции поступают за счет размыва глинистого и карбонатного флиша Кавказа (юра, мел), а в полосе, примыкающей к Анатолийскому побережью, за счет пирокластики и обломков эффузивных пород этого побережья. Отсюда резко выраженная полимиктовость алевритовой фракции первой провинции. Западная провинция с обильным кварцем (80—95%) в алевритовой фракции и примесью полевого шпата и мусковита питается за счет разновозрастных пород сложного петрографического комплекса Балкан и западной оконечности Малой Азии. Северная провинция также богата кварцем, но с ним ассоциируют дистен, ставролит, силлиманит, поступающие с Русской платформы. В центральной части моря компоненты всех трех провинций смешиваются, и тем самым стираются индивидуальные черты минеральных комплексов краевых зон. Никаких признаков кольцевого распределения минералов алевритовой размерности в Черном море нет.

В распределении глинистых минералов также нет связи с гидродинамикой бассейна, но отчетливо выступает связь с питающими областями. Так, иллит идет главным образом с северной, северо-западной и северо-восточной частей водосбора, т. е. с Русской платформы, Карпат (+Паннонская низменность) и северо-западной части Кавказа; монтмориллонит — с площади Малой Азии, каолинит — главным образом с Азово-Подольского

Фиг. 107. Распределение Mn (а), Cu (б) и MoO₃ (в) в осадках Черного моря (на бескарбонатное вещество)

а — Mn (в %): 1 — <0,05; 2 — 0,05—0,075; 3 — 0,075—0,10; 4 — 0,10—0,25; 5 — >0,25; 6 — Cu (10⁻⁴%): 1 — <100; 2 — 100—160; 3 — >160; в — MoO₃ (10⁻⁴%): 1 — <10; 2 — 10—30; 3 — 30—50; 4 — >80. Точки — станции наблюдения

Таблица 69

Распределение элементов второй группы (на бескарбонатное вещество) *

Тип осадка	Fe	Mn	Ni	Co	Cu	W	Mo	As	Se	U **	Sr	P	C _{орг}	Au
	%	10 ⁻⁴ %										%	10 ⁻⁷ мг	
Пески	3,47	0,070	3,9	11	62	10,72	6,00	13,02	0,24	0,8	0,011	0,05	0,29	3,6
Алевриты	3,84	0,070	58	13	71	68,8	10,54	7,76	0,26	1,1	0,006(?)	0,08	1,43	3,6 **
Глинистые илы (CaCO ₃ 30%)	4,50	0,071	84	15	95	50,4	18,2	7,70	0,27	3,3—6,9	0,013	0,06	1,89	—
Глинисто-известковые илы (CaCO ₃ 50%)	4,40	0,077	74	28	137	72,8	35,03	10,85	1,42	10,3	0,46	0,093	4,60	7,5 ***
То же	4,42	0,080	91(?)	39	201	160,8	59,28	24,08	2,56	15,3	0,67	0,124	8,64	—

* В натуральном осадке. ** Алевропелитовые илы. *** Пелитовые илы.

Примечание. Fe, Mn, Ni, Co, Cu, Sr, P — по М. А. Глаголевой (1961); As — по М. Ф. Пилипчуку, В. Ф. Севастьянову (1969); U — по Г. Н. Вагурину и др. (1967); Au — по Г. Н. Аношину и др. (1969); Mo — по М. Ф. Пилипчуку, И. И. Волкову (1966а); W — М. Ф. Пилипчуку, И. И. Волкову (1966б); Se — по Е. Г. Соколовой, М. Ф. Пилипчуку (1970).

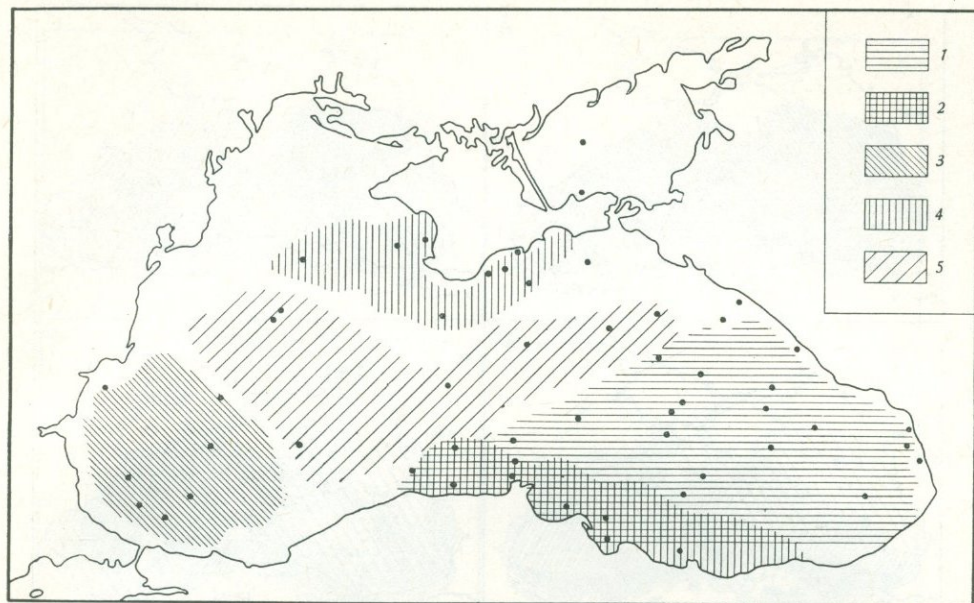
Таблица 70

Средние содержания элементов в глубоководных осадках Черного моря (на бескарбонатное вещество)
(по И. И. Волкову, 1973)

Осадки	Fe	Mn	Ti	P	Ni	Co	Cu	Mo	W	V	Cr	Zr	Se	Ge	U
	%		10 ⁻⁴ %												
Современные в целом	4,73	0,071	0,38	0,135	76	29	58	29	57	196	68	155	3,8	1,5	16
Древнечерноморские в целом	4,53	0,064	0,35	0,118	93	28	95	59	42	174	86	134	4,5	1,4	8,6
Новоэвксинские в целом	5,16	0,095	0,47	0,087	63	19	51	2,3	29	151	116	198	0,46	1,7	1,7

Относительные содержания, приняв новоэвксинские за единицу (на бескарбонатное вещество)

Современные в целом	0,92	0,75	0,81	1,55	1,2	1,52	1,14	12,6	1,96	0,70	0,59	0,78	7,9	0,88	9,5
Древнечерноморские в целом	0,88	0,68	0,75	1,35	1,47	1,46	1,86	25,6	1,43	1,15	0,74	0,68	9,7	0,84	5,0
Новоэвксинские в целом	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1



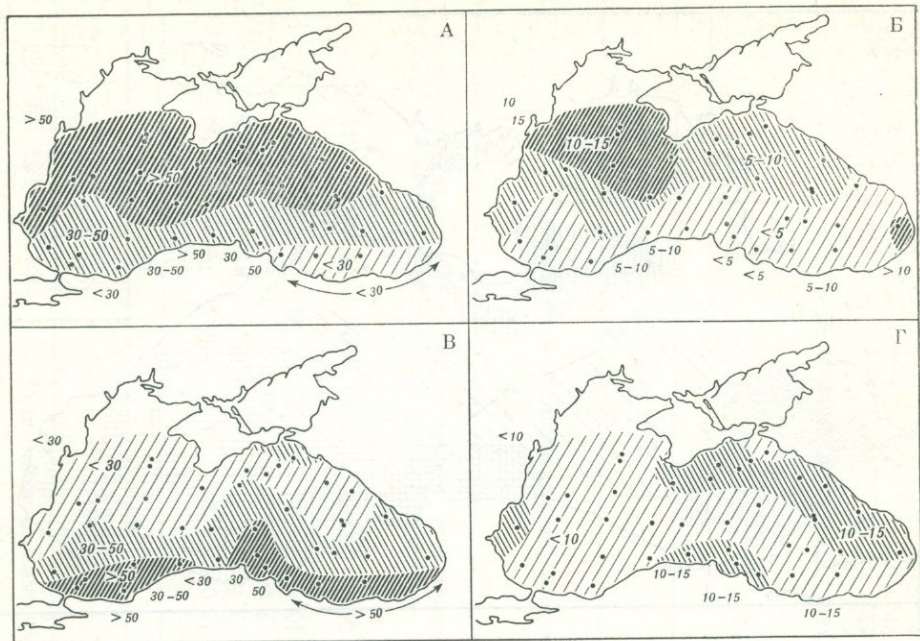
Фиг. 108. Терригенно-минералогические провинции Черного моря (по Г. Ю. Бутузовой, 1971б)

1 — восток-юго-восточная; 2 — южная часть восток-юго-восточной провинции, максимально обогащенная пирокластическим материалом; 3 — западная; 4 — северная; 5 — центральная. Точки — станции наблюдения

щита, хлорит — с Кавказа. То кольцевое расположение процентных содержаний, какое наблюдается на всех картах первой и второй групп элементов, на картах распределения минералов глинистой (<2 мк) фракций полностью отсутствует.

Совершенно иные соотношения обнаруживаются при сравнении распределения элементов в осадках и размещения гранулометрических фракций осадка, по данным Г. Мюллера и П. Стоффера (Müller, Stoffers, 1974), а также Шимкуса и Тримониса (Shimkus, Trimonis, 1974). Особенно интересны и показательны карты первых двух авторов. На фиг. 110 видно, что пелитовая фракция (<2 мк) максимально развита в халистатических западной и восточной областях и слабо — по периферии моря, в области кольцевых течений. Это полностью отвечает локализации второй группы элементов; причем особенно велико сходство размещения пелитовой фракции и наиболее геохимически подвижных элементов (Mo, As, Se, Cu, U и др.). Фракция мелкоалевритовая (6,3–20 и 20–63 мк), напротив, тяготеет к периферии бассейна, а также к полосе от Крыма на Анатолийское побережье; в халистазах содержание этой фракции минимальное. Эта схема воспроизводит распределение элементов первой группы, менее геохимически подвижной, особенно Ti, Zr, Ge.

Итак, распределение элементов имеет ближайшее сходство не с размещением терригенных минералов осадка, а с распределением его гранулометрических фракций: элементы первой группы воспроизводят размещение мелкоалевритовой фракции в целом, а элементы второй группы — пелитовой фракции. Это означает, что не терригенная минералогия осадка контролирует распределение элементов в поверхностном слое черноморских илов, а их гранулометрия — очень важная деталь механизма распределения элементов в конечном водоеме стока, наглядно демонстрирующая важность гранулометрического фракционирования материала, вносимого в бассейн.

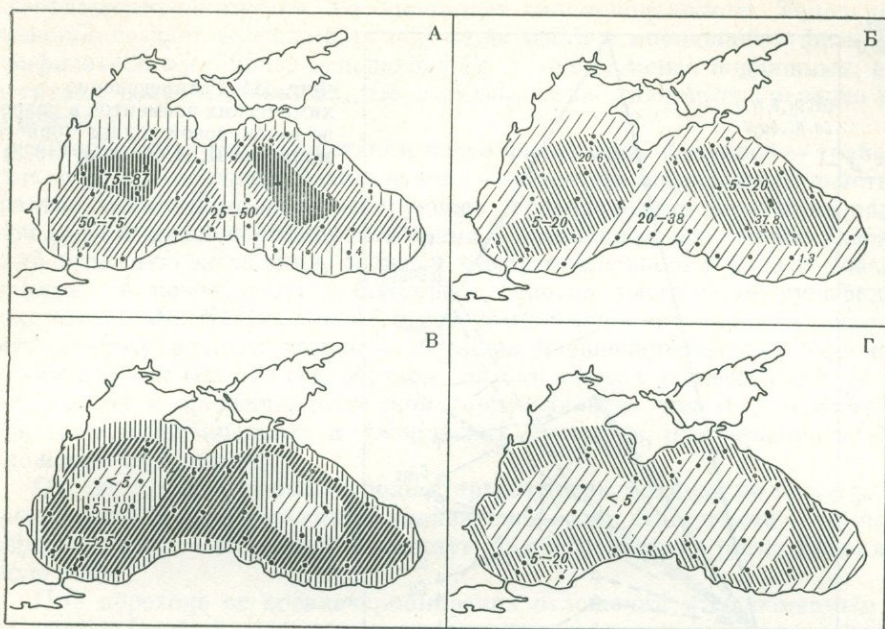


Фиг. 109. Распределение глинистых минералов в осадках Черного моря (в %) (по G. Müller, P. Stoffers, 1974)

А — иллит; Б — каолинит; В — монтмориллонит; Г — хлорит. Фракция <2 мк

Как понять эту доминирующую роль в распределении микроэлементов именно гранулометрии, а не минералогического состава терригенных частиц? Мне кажется, что тут действуют два фактора, влияние которых суммируется. Один — разные формы нахождения микроэлементов в песчаной и алевритовой фракциях с одной стороны, и в пелитовой (особенно субколлоидной) фракции — с другой. В двух первых микроэлементах входят практически только в решетку минералов; сорбционной оболочки у них нет, она только зарождается у наиболее тонких алевритовых зерен. В пелитовых фракциях микроэлементы находятся и в решетке минералов, и в сорбционной пленке на поверхности зерен. Чем мельче зерно, тем большую роль играет эта сорбционная пленка; у субколлоидной фракции она становится даже главным носителем микроэлементов. Суммирование количеств микроэлементов, находящихся в решетке минералов и в их сорбционной оболочке, и создает богатство микроэлементами самых тонких фракций. Действие указанного фактора усиливается еще тем, что с берега поступают, кроме взвесей, растворы микроэлементов. После осаждения — на субколлоидной и коллоидной фракциях взвесей или в виде самостоятельных фаз — эти фазы микроэлементов по размерности могут быть только самыми мелкими и, значит, должны сноситься в центральную часть бассейна. Наконец в самом водоеме часть взвесей перерабатывается организмом планктона в растворы и, стало быть, дополнительно усиливает концентрацию микроэлементов в тонкозернистых осадках халистаз. Совокупное действие всех названных факторов и порождает то своеобразное и на первый взгляд непонятное обстоятельство, что распределение микроэлементов в осадках бассейна контролируется не терригенной минералогией зерен, а их гранулометрией.

Решающая роль именно гранулометрии, а не терригенной минералогии, так отчетливо выступающая в Черном море благодаря его всесторонней изученности, не является его специфической особенностью, но демонстри-



Фиг. 110. Распределение гранулометрических фракций в осадках Черного моря (в мк) (по G. Müller, P. Stoffers, 1974)

А — <2; Б — 2—6,3; В — 6,3—20; Г — 20—63

рует общий закон распределения микроэлементов в осадках водоемов. Этот закон завершает учение о формах миграции элементов как факторе, контролирующем размещение элементов в осадках водоемов.

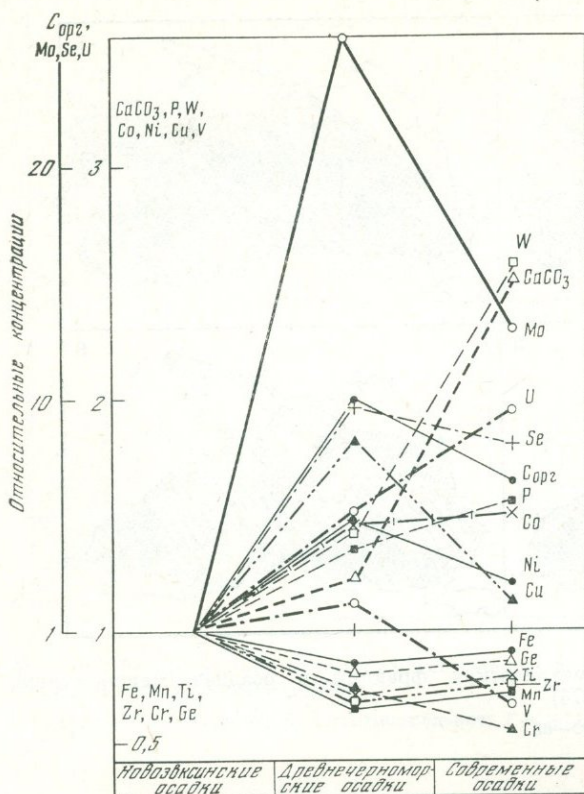
Добавим, что в прибрежных зонах, где в осадках господствуют песчаные и алевритовые зерна, на картах распределения наименее геохимически подвижных элементов (Ti, Zr, Ge и др.) можно видеть отражение петрографического состава питающих участков водосбора. В центральных частях водоемов, куда песчаные и алевритовые зерна поступают в малом количестве из разных источников и где они смешиваются, действие питающих провинций практически исчезает. В распределении более геохимически подвижных элементов влияние питающих провинций вообще не сказывается.

7. Распределение элементов в разрезе черноморского голоцена и роль в нем сероводородного заражения воды

Опираясь на изложенные данные, обратимся к анализу механизма распределения Fe, Mn и микроэлементов в толще верхнечетвертичных и голоценовых отложений Черного моря.

Этот чрезвычайно важный для геохимии черноморских осадков вопрос до самого последнего времени был темен и получил фактическое освещение лишь в недавней ценной работе И. И. Волкова (1973). Его данные резюмированы в табл. 70 и изображены графически на фиг. 111.

Пятнадцать изученных элементов разбиваются на три группы. Первая обнимает Sr, Ti, Zr, Ge, Fe, Mn, V и характеризуется тем, что при переходе от новоэвксинских отложений к древнечерноморским показывает ясное уменьшение содержаний, которые затем в современных осадках остаются практически на том же уровне. Несколько усложняет эту картину V, содержания которого в древнечерноморских отложениях слегка возраста-



Фиг. 111. Распределение химических элементов в разрезе голоценовой толщи Черного моря (по И. И. Волкову, 1973)

ют, но в современных резко падают. Ко второй группе относятся W, P, U; все они показывают непрерывный рост содержаний от новоэвксинских осадков к современным. Третью группу образуют Ni, Co, Cu, Mo, Se, а также As, Pb. Их содержания сильно увеличиваются от новоэвксинского горизонта к древнечерноморскому, но затем убывают в современном, впрочем до уровня, несколько более высокого, чем в новоэвксинских отложениях. Естественно встает вопрос: чем объясняется разное поведение элементов в ходе голоценовой истории Черного моря. Ответ дает рассмотренный выше механизм распределения элементов в самом поверхностном слое современных черноморских отложений.

При трансгрессии моря, начавшейся в новоэвксине и закончившейся в древнечерноморское время, т. е. при появлении гораздо большей шельфовой площадки, особенно на северо-западе моря, и при постепенном развитии лиманов по его периферии Ti, Zr, Ge, Cr, V, вообще тяготеющие к прибрежной области, естественно двигались вперед за береговой линией и, в качестве молододвижных, все больше уходили из глубоководной области на шельф.

На более геохимически подвижную вторую группу элементов трансгрессия и замедление осадочного процесса оказали противоположное действие; большие возможности фракционирования и замедление седиментации создали большой их занос в глубоководную область и повышение их концентраций.

Некоторое осложнение создают только Mn, Fe и V: первые два не увеличивают своих концентраций, как ожидалось бы, а уменьшают, V, напротив, увеличивает. Причина этого осложнения у Mn очевидна: возникшее сероводородное заражение наддонной воды удерживало в растворе возникавший сульфид марганца и накапливало Mn, соответственно обедняя осадок. Что же касается Fe и V, то они и в Черноморском бассейне являются как бы промежуточными элементами: V завершает геохимически

слабоподвижную группу, Fe — начинает сильноподвижную. Такое их положение создает возможность перемены места в меняющейся физико-географической обстановке и перехода Fe в группу менее подвижных, а V — в группу более подвижных, что в речном стоке, например, нередко и наблюдается.

Одновременно с воздействием чисто физических факторов — трансгрессии моря и замедления седиментации — в том же направлении действовал фактор химический: прогрессирующее сероводородное заражение наддонной воды в древнечерноморское время. Сероводород, постепенно заполнявший огромную котловину, осаждал присутствовавшие в воде и унаследованные от новоэвксина избыточные (против насыщения сульфидами) количества Mo, Ni, Co, Cu, As и тем самым дополнительно — к ежегодному их вносу речным стоком — обогащал древнечерноморские отложения этими элементами. Таким образом, резкий скачок концентраций Mo, Ni, Co, Cu, As в древнечерноморском горизонте есть результат совокупного действия и физических, и химических факторов, итог арифметического сложения их влияния.

Отделить долю первых от доли вторых трудно, но, судя по малой растворимости сульфидов названных элементов, фактор химический — осаждение сероводородом — играл весьма важную, первостепенную, резко доминирующую роль.

При переходе от древнечерноморских отложений к современным концентрации первой группы элементов остались на прежнем уровне. Это и естественно, так как дальнейшее расширение моря в это время прекратилось.

Поведение элементов второй группы сложнее.

У большей части их: Mo, Co, Ni, Cu, As, Se — содержания не только не остались прежними, но и резко упали. Причиной было прекращение увеличения объема сероводородной зоны и дальнейшего подъема ее верхней границы. Это повело к прекращению садки дополнительных количеств названных элементов за счет новоэвксинского «наследства». В осадок стало поступать только то, что приносилось в море в нормальном ходе его питания осадочным материалом. Тот факт, что падение концентраций Mo, Cu, Ni, Co и других элементов произошло до уровня, все же несколько превосходящего содержание их в новоэвксине, следует, вероятно, относить за счет эффекта замедленной седиментации, создающей возможности большего фракционирования геохимически подвижной группы элементов. Не исключено, однако, что в этом отразилось повышенное поступление названных элементов с водосборной площади, которая после оледенения начала выветриваться и сбрасывать при этом наиболее подвижные элементы в речную сеть. Решить однозначно эту альтернативу пока невозможно.

Характерно, что U, P, W в отличие от указанных выше элементов продолжают усиленно концентрироваться в современном горизонте сравнительно с древнечерноморским. И. И. Волков (1973) объясняет эту аномалию тем, что фосфаты достигли на современном этапе насыщения и химически осаждаются, захватывая с собой также и U. Расчеты Б. А. Скопинцева (1972а) показали, однако, что при существующем содержании P_2O_5 черноморская вода оказывается насыщенной лишь если при расчетах использовать константы диссоциации фосфорной кислоты, установленные для раствора хлористого натрия с ионной силой, равной 0,68. Если же применять константы диссоциации фосфорной кислоты, установленные для морской воды, и вносить поправку на комплексообразования фосфат-иона, то для глубинной черноморской воды (глубже 1500 м) характерно недосыщение фосфат-ионом; степень насыщения близка к 70%. Но иловые воды в морских восстановленных донных отложениях, по Бруксу и др. (Brooks a. o., 1968), должны быть пересыщены по отношению к трудно-растворимым гидроапатиту и карбонатному фторапатиту. Следовательно,

концепция И. И. Волкова имеет известные основания по крайней мере применительно к Р и U. Но насыщение и перенасыщение наддонной (или иловой) вод W еще требует подтверждения.

Мы можем теперь сформулировать, в чем заключалось влияние именно сероводородного заражения на геохимию голоценовых отложений Черного моря. Оно состояло главным образом в повышении концентраций легкоподвижных Mo, Co, Ni, Cu, As, Se в древнечерноморских отложениях благодаря тому, что H₂S, заполнявший глубоководную котловину, осаждал избыточные — против насыщения сульфидами — количества названных элементов, унаследованные еще от новоэвксина.

Но был и другой эффект.

Возникающая при редукции сульфатов в илах углекислота, подобно H₂S, эвакуировалась в наддонную воду и резко ее обогащала. Давление

Таблица 71

Садка элементов в разных физико-географических условиях
(на бескарбонатное вещество)

Элементы	Древнечерноморский горизонт	Современная красная глина Тихого океана	Осадки активной зоны юго-востока Тихого океана	Элементы	Древнечерноморский горизонт	Современная красная глина Тихого океана	Осадки активной зоны юго-востока Тихого океана
Mn	0,064	0,70	3,9	Ni	93(30)	222	645
Mo	59(56,2)	6,7	93	Cu	95(44)	296	870
Co	28(9)	79	240	As	—	—	93

Примечание. Mn в %, остальные в 10⁻⁴ %. В скобках — чистый прирост элементов, вызванный только действием H₂S.

ее здесь в настоящее время достигает $50 \cdot 10^{-4}$ атм, т. е. почти в 4—16 раз превышает давление в океанской воде (на поверхности $3 \cdot 10^{-4}$ атм, в подповерхностном горизонте до $12 \cdot 10^{-4}$ атм). По законам карбонатных равновесий это сейчас же приводит к повышению щелочного резерва и понижению pH. Действительно, щелочной резерв, несколько повышенный уже в верхней кислородной зоне (до 3,2 мг/экв), в сероводородной области поднимается до 4,2 мг/экв, pH же падает до 7,6—7,5. В итоге, по расчетам Б. А. Скопинцева (1972б), карбонаты в придонной черноморской воде находятся в недосыщенном состоянии. Следовательно, садка биогенного карбоната кокколитофоридами, начавшаяся в последнечерноморское время в кислородной зоне, в известной степени ослабляется обратным растворением части CaCO₃.

Вот, пожалуй, и все, что непосредственно связано с сероводородным заражением черноморской воды.

Интересно сопоставить интенсивность садки Mn, Mo, Co, Ni, Cu и As в древнечерноморском горизонте с тем, что наблюдается в красной глине Тихого океана вне зоны воздействия эксгальций и в самой этой зоне (табл. 71).

Нетрудно видеть, что высокие содержания элементов в древнечерноморских отложениях втрое ниже концентраций в красной тихоокеанской глине вне зоны эксгальций и в 7—9 раз ниже, чем в самой эксгальтивной области юго-востока океана. Из этого сравнения видно, что в качестве геохимического фактора сероводородное заражение наддонной воды, даже столь сильно развитое, как в Черном море, обладает малой концентрирующей силой и резко уступает в этом отношении процессам фракционирования в водоемах больших размеров и эксгальтивному процессам. Особенно, если учесть «чистый» прирост элементов, вызванный только действием

H_2S и показанный в табл. 71 в скобках. Очевидно, что само по себе сероводородное заражение, если нет интенсивного питания бассейна Mo , Co , Ni , Cu , As и другими элементами, рудообразующим фактором быть не может. Как правило, осадочное рудообразование есть процесс, прежде всего сопряженный с интенсивной подачей в бассейн рудных элементов, и когда их поступает много, вопрос о газовом режиме бассейна значения не имеет.

На двух особенностях табл. 71 следует еще остановиться. В древнечерноморском горизонте очень мало Mn , а в красной глине и осадках активной зоны его очень много. В то же время Mo накапливается в древнечерноморских илах почти в 10 раз сильнее, чем в океанской красной глине, хотя все-таки значительно слабее, чем в эксгальционных осадках. Обеднение марганцем осадков Черного моря объясняется, как указывалось, сильной растворимостью сульфида Mn в сероводородной воде, что естественно порождает малое его содержание в осадках. Очень высокое содержание Mo в древнечерноморских и современных илах И. И. Волков и М. Ф. Пилипчук связывают с поступлением его из Средиземного моря, в воде которого концентрации Mo в $2\frac{1}{2}$ раза выше, чем в современной черноморской. При весьма малой растворимости сульфида Mo , весь поступающий Mo осаждается и обогащает осадок. Эта концепция хорошо объясняет усиленное накопление Mo в древнечерноморских отложениях сравнительно с океанскими, отлагающимися в нормально аэрируемом бассейне. Но действие эксгальций и в данном случае превосходит по силе эффект сероводородного заражения.

В нарисованной картине геохимической эволюции Черного моря в голоцене бросается в глаза одна характерная черта: предопределенность событий геохимическими особенностями новоэвксинского бассейна накануне прорыва средиземноморских вод. В самом деле, накопление N , P и SiO_2 в нижней части водной толщи новоэвксинского водоема создало после прорыва цветение планктона, обогащение илов органическим веществом и отсюда — сероводородное заражение древнечерноморского бассейна. Присутствовавшие в нормально аэрируемой новоэвксинской водной толще Mo , Cu , Ni , Co , As и другие микроэлементы превосходили количественно растворимость их сульфидов; и как только появился в этой толще H_2S , он осадил избыточные их количества и создал обогащенность названными элементами древнечерноморских отложений. Поэтому можно сказать, что хотя геохимически древнечерноморские осадки очень резко отличаются от новоэвксинских, суть отличий была «запрограммирована» геохимией новоэвксинской водной толщи и только реализована прорывом средиземноморских вод.

8. О влиянии осолопления и сероводородного заражения Черного моря на новоэвксинские отложения

Сказанное до сих пор касалось процессов, протекавших в водной массе и в голоценовых осадках Черного моря из-за генерации H_2S . Но имеется еще и другой круг явлений, связанных с прорывом средиземноморских вод в новоэвксинский бассейн. Он состоит в воздействии древнечерноморских и современных отложений и их иловых вод на новоэвксинские осадки, точнее, на верхнюю их приконтинентальную зону. Мне уже приходилось подробно разбирать этот вопрос (Страхов, 1963а), и потому только вкратце напомним здесь сущность процессов.

После прорыва средиземноморских вод над новоэвксинскими отложениями стала формироваться пачка осадков, характеризовавшихся более соленой иловой водой. Разница солености все росла, и сейчас придонная (а значит, и иловая) вода Черного моря вдвое соленее новоэвксинской. В этих условиях неизбежно должна была начаться диффузия солей из

собственно черноморского горизонта в новоэвксинский, что и находит выражение в избыточной солености иловых вод верхнего приконтактного слоя новоэвксинских осадков сравнительно с более глубокими их горизонтами. Под влиянием проникавших соленых и более богатых Na и Mg иловых вод в более пресноводные новоэвксинские в последних начались обменные реакции с глинистыми минералами. В поглощенный комплекс новоэвксинских илов входили Na и Mg, вытесняя из него Ca. Иловые новоэвксинские воды начали метаморфизоваться, превращаясь в более или менее типичные хлоркальциевые с уменьшенным отношением Na/Cl и увеличенным — Ca/Cl. Расчет убыли Na^+ в иловых водах и прироста Ca^{2+} , сделанный О. В. Шишкиной (1959), показал, что убыль Na^+ почти точно компенсируется прибылью Ca^{2+} ; небольшой избыток Ca^{2+} , часто отмечающийся, возникает за счет поглощения Mg^{2+} , также вытесняющего Ca^{2+} .

Одновременно с диффузией солей вниз в новоэвксинские отложения, происходила диффузия в том же направлении сероводорода и частично гидротроилита и свободной серы (Архангельский, 1934). Гидротроилит шел, вероятно, в виде коллоидного моносульфида, причем мицелла его была окружена роем диссоциированных ионов H_2S . В форме коллоидного раствора, вероятно, происходило и перемещение свободной серы. Диффундирующий в новоэвксинские отложения свободный H_2S реагировал с находящимися в их иловом растворе Fe^{2+} , образуя дополнительный гидротроилит, выпадавший в осадок. Вероятно, очень скоро под влиянием указанных процессов иловая вода той части новоэвксинских отложений, которая непосредственно подстилала древнечерноморские, лишилась растворенного закисного железа; в иловых водах здесь возник своеобразный «вакуум по железу». С развитием его закисное железо, представленное в значительных количествах в иловых водах более глубоких горизонтов новоэвксина, стало диффундировать вверх, к самым его верхам, и, реагируя с опускавшимся H_2S , образовало FeS в осадке. Так, под влиянием встречных токов H_2S , $\text{FeS} \cdot \text{H}_2\text{S}$ и S, шедших сверху, и Fe^{2+} , шедшего снизу, возник своеобразный гидротроилитовый слой в верхах новоэвксинских отложений, как бы «подвешенный» к пласту древнечерноморских осадков. В формировании этого слоя главную роль играла, по-видимому, все же диффузия сероводорода вниз; недаром нижняя граница гидротроилитового слоя совпадает с нижней границей проникновения H_2S в новоэвксинские отложения. Судя по цитированной уже работе М. Ф. Филипчака и И. И. Волкова (1968), из древнечерноморских отложений диффундировали в новоэвксинские также Mo, и, вероятно, другие микроэлементы, избыточно накопившиеся в сапропелевых илах. В результате верхи новоэвксина приобрели геохимические черты, вовсе не свойственные им первоначально, и, в частности, низкий Eh (до -200 мв), не согласующийся с малым количеством в них $\text{C}_{\text{орг}}$.

Изложенным, вероятно, не исчерпывается все разнообразие геохимических явлений, которые породило вторжение средиземноморских вод в новоэвксинский бассейн (Волков, Фомина, 1972). Но и в нарисованной картине уже видна большая сложность геохимических процессов, созданных прорывом, и вместе с тем строгая согласованность того, что происходило в воде, с тем, что проявлялось в осадке.

9. Баланс редукционных процессов в голоценовых осадках Черного моря и его значение для понимания баланса нормально аэрируемых морей

Обилие H_2S в наддонной воде, H_2S и сульфидов в древнечерноморских и современных осадках, проникновение сульфидов и H_2S в верхнюю половину новоэвксинских отложений создают впечатление о чрезвычайной интенсивности редукционных процессов в голоценовых осадках Черного моря.

Таблица 72

Развитие редукционного процесса в черноморских отложениях кислородной зоны (в %)
(рассчитано по данным И. И. Волкова, 1961а)

Компоненты	Ст. 25						Ст. 50						Ст. 28			
	Горизонт А			Горизонт В			Горизонт А			Горизонт В			Горизонт А		Горизонт В	
	Интервал, см						Интервал, см						Интервал, см			
	2-5	15-20	40-43	82-84	109-112	136-141	2-3	13-20	20-30	60-67	110-112	150-156	2-5	18-20	20-30	64-68
S_{H_2S}	0,024	0,118	0,507	0,968	1,347	1,181	0,056	0,126	0,343	0,526	0,894	0,877	0,051	0,247	0,551	1,215
SO_4^{2-}	0,072	0,354	1,521	2,964	4,141	3,543	0,168	0,378	1,024	1,584	2,682	2,631	0,153	0,731	1,653	3,645
То же, в литрах морской воды	0,27	1,31	5,6-2,4	11,0	15,3	13,1	0,62	1,4	4,0	5,9-3,24	10	10	0,56	2,71	6,0-3,1	13,5
Количество пирита	0,043	0,24	0,92	1,77	2,56	2,15	0,086	0,11	0,44	0,91	1,68	1,70	0,0645	0,28	0,99	2,35
Количество гидрогтроилита	0,0063	0,0126	0,02	0,0126	0,017	0,03	0,025	0,12	0,061	0,033	0,019	0,044	0,033	0,184	0,011	0,013
Расход $C_{орг}$ на сульфиды	0,017	0,083	0,36	0,68	0,94	0,83	0,039	0,088	0,240	0,37	0,63	0,62	0,036	0,173	0,39	0,85
Остаточный $C_{орг}$	1,80	1,40	1,49	1,73	1,90	3,60	1,73	1,37	1,66	1,33	1,77	3,66	1,74	1,81	1,30	2,01
Исходный $C_{орг}$	1,83	1,483	1,85	2,41	2,84	4,42	1,77	1,460	1,90	1,70	2,42	4,28	1,78	1,93	1,69	2,86
Расход $C_{орг}$	1	6	20	28	33	19	2	6,0	13	22	26	14	2	9	23	30
Средний расход $C_{орг}$	9			24			11			20			11		30	

Интересно поэтому хотя бы ориентировочно рассчитать редукционный баланс порознь для кислородной мелководной и для глубоководной зараженной зон моря и сравнить с балансом, ранее рассчитанным для Японского профиля Тихого океана.

В табл. 72 показан баланс в трех колонках кислородной зоны Черного моря, взятых вблизи Крыма.

Три характерные черты бросаются в глаза при изучении цифр. Прежде всего — удивительно постепенное развитие редукционного процесса при переходе от самого верхнего слоя колонок к основанию древнечерноморских отложений. Это выражается и в нарастании сумм производных от H_2S , и в увеличении сульфидов Fe, и в росте потерь $C_{орг}$ на редукцию сульфатного иона. В горизонте А на ст. 25, средняя интенсивность редукционного

Таблица 73

Усредненный баланс редукционных процессов в отложениях кислородной зоны в (%)

Местонахождение образца	Расход SO_4^{2-} л морской воды	Расход $C_{орг}$	$C_{орг}$		Потери $C_{орг}$
			остаточный	первичный	
У Крымского побережья:					
горизонт А	2,9	0,20	1,57	1,77	11
» В	12,2	0,847	2,02	2,87	30
У Кавказского побережья:					
горизонт А	1,81	0,48	1,14	1,32	14
» В	10,8	0,76	1,20	1,96	40

процесса определяется всего в 2,4 л морской воды нормального состава, в горизонте В — 13,1 л. На ст. 50 соответствующие цифры: в горизонте А — 3,2 л, в горизонте В — 10 л; на ст. 28 в горизонте А — 3,1 л, в горизонте В — 13,5 л морской воды. В среднем же по всем трем колонкам интенсивность редукционного процесса составляет (по SO_4^{2-}) для горизонта А — 2,9 л, для горизонта В — 12,2 л морской воды. Разница весьма существенная!

Что порождает ее? Отчасти большее количество исходного $C_{орг}$ в осадках древнечерноморского горизонта, но главным образом — разная длительность редукционного процесса из-за тормозящего действия кислорода, проникающего в ил из наддонной воды. В современных осадках (горизонт А) он проходит самые первые моменты своего развития и даже для низов современных илов имеет длительность только в $3-3,5 \times 10^3$ лет. За это время редукционный процесс не завершается, на что ясно указывает продолжающееся нарастание ΣS_{H_2S} в верхней части древнечерноморского горизонта. В последнем редукционные процессы, по-видимому, уже завершаются или близки к завершению, как это видно из практического постоянства ΣS_{H_2S} в нижней части разреза ст. 25 или даже во всей анализированной части горизонта В на ст. 50. Стало быть, 7—8 тыс. лет в условиях Черного моря являются сроком, необходимым для завершения редукции SO_4^{2-} в осадках его кислородной зоны. Очень существенно, что в обеих этих колонках постоянство ΣS_{H_2S} наступает с глубины около 112 см. Эту глубину можно рассматривать как границу активного слоя осадка. Она близка по глубине к границе активного слоя на Японском профиле Тихого океана и в Охотском море.

Как явствует из табл. 73, интенсивность редукционных процессов в горизонтах А и В кислородной зоны на станциях у Кавказского побережья (Страхов, 1959) достаточно близка к величинам, полученным для участка вблизи Крыма.

Баланс редукционных процессов на Японском профиле и в Охотском море близок по величине к балансу кислородной зоны Черного моря, на тех участках разреза, где редукционные процессы завершились (горизонт В), по он все же несколько меньше, чем в последнем (10 л морской воды против 10,8—12,2 л.). Причина — в несколько большем содержании $C_{орг}$ (первичного) в осадках горизонта В, чем в отложениях Японского профиля и Охотского моря.

Существенно иначе выглядит баланс редукционного процесса в глубоководной, зараженной H_2S зоне Черного моря. Он складывается здесь из трех статей: А, Б и В.

Статья А относится к H_2S в самой водной толще, определению его количества и условий, необходимых для стабильного существования сероводородного заражения. Статья Б представляет обычный баланс редукционного процесса в голоценовых отложениях в несколько видоизмененном выражении. Статья В — затрата H_2S на образование гидротроилитового горизонта в верхах новоэксина, генетически связанного с голоценовой толщей.

Статья А имеет сложный характер и включает четыре инградента: $A_1 + A_2 + A_3 + A_4$. A_1 есть общая масса H_2S , присутствующего в настоящее время в наддонной воде сероводородной зоны; A_2 — количество H_2S , пошедшее на уничтожение O_2 , первоначально растворенного в наддонной воде той же зоны; A_3 — масса H_2S , требующаяся для поддержания верхнего уровня сероводородной зоны; A_4 — масса H_2S , пошедшая на уничтожение кислорода, вносимого в Черное море со средиземноморской водой с момента ее прорыва.

Расчет сделан для колонки основанием 10 $см^2$, высотой, равной максимальной толще сероводородной зоны (2000 м).

Масса A_1 получается на базе определений H_2S в разрезе сероводородной зоны, выполненных П. Д. Данильченко и Н. И. Чигириным (1926), а также Б. А. Скопинцевым и Ф. Губиным (1955). Они показывают, что в колонке основанием 10 $см^2$ и высотой 2000 м содержится 9890 мг H_2S .

Для получения A_2 принимаем среднее содержание кислорода 6 мг в 1 л. В столбе воды высотой 2000 м (=20 000 дм) кислорода было 120 000 л. На его редукцию (уничтожение) пошло по реакции: $H_2S + 2O_2 = H_2SO_4$ — 60 000 мг, или 60 г H_2S .

При расчете A_3 , т. е. количества H_2S , необходимого для поддержания верхней границы сероводородной зоны, будем исходить вначале из допущения, что уход H_2S из сероводородного слоя происходил его диффузией в кислородную зону, что скорость диффузии газов в водном растворе составляет 4 м в год (по Реньо — см. Книпович, 1938, стр. 76) и что средняя концентрация H_2S в верхних 48 м сероводородной зоны всегда было той же, что сейчас: 0,32 мг (Скопинцев, Губин, 1955). Отсюда общее количество H_2S в верхних 48 м составляет 154 мг (0,32·48). Диффузия их в кислородную зону с последующим окислением H_2S займет 12 лет (48:4). На смену каждой такой порции ушедшего сероводорода снизу за те же 12 лет поступали новые 154 мг, и так шло в течение всех 8000 лет, отвечающих древнечерноморской и современной стадиям Черного моря. Общий объем диффундировавшего в кислородную зону H_2S будет равен $(8000 \cdot 154 \text{ мг}) : 12 = 103\,000 \text{ мг/дм}^2$. Но существует конценция, согласно которой в Черном море происходит вертикальное перемешивание воды во всех его горизонтах и что глубинные воды могут оказаться поднятыми в верхний живой слой моря за срок 100—130 лет (Водяницкий, 1948). Это означает, что сероводород, находящийся в столбе воды, принятом для расчета, полностью обновлялся за каждые 100—130 лет. За весь период существования Черного моря произошло от 60 до 80 обновлений и, следовательно, уничтожено H_2S (9,89·80, или 9,89·60, т. е. от 791 до 573 г. На это понадобилось от 354 до 401 г $C_{орг}$. Мне представляется, однако, эта величина фантастической. Если вертикальное перемешивание

вание воды в Черном море само по себе вполне вероятно, то скорость его все же, надо думать, сильно преувеличена (может быть на порядок?). При такой скорости перемешивания кислородная зона вообще едва ли могла существовать. Не имея возможности уточнить величину при втором способе расчета, мы оставим ее в стороне и ограничимся только расчетом по диффузии, оговорившись, что реальная для современного уровня H_2S зоны величина $A_3 > 103$ г, ибо эта цифра есть минимум, необходимый для поддержания верхней границы сероводородного слоя.

Достаточно условным является определение слагаемого A_4 , т. е. массы H_2S , пошедшей на уничтожение O_2 , вносимого средиземноморской водой, поступавшей на протяжении 8000 лет в черноморскую котловину.

Будем исходить из того, что ежегодный объем средиземноморской воды в среднем отвечал современному, т. е. был равен 176 км^3 , за 8000 лет,

Таблица 74

Усредненный баланс редуционных процессов в сероводородной зоне на 1 кг бескарбонатного ила (рассчитано по данным И. И. Волкова, 1961б)

Горизонт	Расход SO_4^{2-} морской воды	Расход $C_{орг}$, %	$C_{орг}$ остаточный, %	$C_{орг}$ первичный, %	Потеря $C_{орг}$, %	Генерация H_2S г на 1 кг ила
Современный	13,1	0,87	2,81	3,68	24	11,8
Древнечерноморский	17,43	1,13	7,27	8,40	12	15,7

следовательно, воды поступило $(176 \cdot 8000) - 1\,408\,000 \text{ км}^3$. Так как площадь сероводородной зоны (ниже 175 м) составляет около $330\,000 \text{ км}^2$, то на каждый квадратный километр дна за все время втока приходится столб воды высотой в 4,6 км ($1\,408\,000 \text{ км}^3 : 360\,000 \text{ км}^2$); та же высота будет и над каждым квадратным дециметром дна. Выражая высоту через дециметры, получаем 46 000 дм. При среднем содержании O_2 6 мг на литр в этом столбе окажется $46\,000 \cdot 6 = 276\,000 \text{ мг}$, или 276 г. На ликвидацию его по формуле, написанной выше, нужно будет 138 г H_2S .

Суммируя количество H_2S , заключенное в сероводородной зоне и потребное для стабильного его состояния в течение голоцена, получаем: $A_1 + A_2 + A_3 + A_4 = 9,89 \text{ г} + 60 \text{ г} + 103 \text{ г} + 138 \text{ г} = 310 \text{ г}$. На редукцию сульфатного иона пошло, следовательно, $310 \times 0,7 = 217 \text{ г } C_{орг}$.

Баланс статьи В рассчитывается обычным методом с одним существенным дополнением. По данным И. И. Волкова, он выражается следующим образом (табл. 74).

При средней мощности современных осадков, равной 50 см, в столбе ила основанием 1 дм² будет 5000 см^3 , или (принимая объемный вес = 1) 5 кг ила. Поскольку на каждый килограмм образуется 11,8 г H_2S , в 5 кг будет 59 г. Для древнечерноморских осадков, имеющих в среднем ту же мощность 50 см, цифра — несколько большая: 78 г (5 кг · 15,7).

Статья В в балансе сероводородной зоны в настоящее время наиболее условна, так как относится к мало изученному гидротроилитовому горизонту.

При оценке содержания всех форм серы в этом горизонте (исключая более или менее выраженные конкреции) будем исходить из анализов его, опубликованных И. И. Волковым (1961 б) для восьми колонок глубоководных отложений (табл. 75).

Так как средняя мощность гидротроилитового горизонта 10 см, то в нем сконцентрировано 14,7 г на 1 кг S_{H_2S} .

Кроме того, производные от H_2S имеются в толще новозвксинских отложений от подошвы древнечерноморских слоев до кровли гидротроили-

тогового горизонта. Мощность этой толщи колеблется от 0,5 до 1,5 м, в среднем 1 м. Содержания S_{H_2S} варьируют от 0,3 до 1,5%, в среднем 0,68% (Волков, 1961 б). Следовательно, в этой толще заключено 68 г H_2S . Присоединяя к ней H_2S , пошедший на образование гидротроилитового горизонта, получаем $68+14,7=82,7$ г. Это равно количеству H_2S , зафиксированному в самом древнечерноморском горизонте! На образование H_2S в верхах новоэвксинских слоев пошло 57,9 г $C_{орг}$ на 1 кг ила.

Мы можем теперь окончательно суммировать редуционный баланс, связанный с восстановлением SO_4^{2-} в сероводородной зоне за все голоценовое время для столба воды основанием 10 см² и высотой 2000 м и столба ила с основанием 10 см² и высотой 1 м.

Таблица 75

Формы серы в гидротроилитовом прослое (вне стяжений)
(по И. И. Волкову, 1961б)

Станция	Горизонт в разрезе колонок, см	Сера, %				S_{H_2S} , %	SO_4^{2-} л морской воды	Расход на них $C_{орг}$, %
		гидротроилит	свободная	пиритная	органическая			
420	60—70	0,307	0,073	0,038	0,017	0,435	4,83	0,35
4740	211—218	0,214	0,047	0,065	0,016	0,342	3,79	0,274
4745	266—282	0,189	0,045	0,020	0,023	0,279	3,40	0,224
4751	238—241	0,858	0,183	0,073	0,023	0,279	3,40	0,224
4752	359—379	0,615	0,116	0,064	0,026	0,821	9,11	0,66
4753	82—109	1,205	0,027	0,022	0,022	0,271	14,11	1,02
12	95—100	0,50	0,10	0,02	0,01	0,630	7,00	0,504
13	248—250	5,20	1,39	0,07	0,04	7,70	85,47	6,16
Среднее	10 см	1,13		0,04				
Среднее:						1,47	16,32	1,176
(14,7 г на 1 кг)								

В воде за все это время генерировано минимум 310 г H_2S , и на генерацию его пошло 217 г $C_{орг}$.

В колонке голоценовых осадков при существующих в ней разных формах серы было генерировано $59 г + 78 г = 137 г H_2S$, на что пошло 95,6 г $C_{орг}$.

В верхах новоэвксина, куда проник H_2S из древнечерноморских слоев, и в гидротроилитовом горизонте все формы серы отвечают 82,7 г H_2S , на образование которых пошло 57,9 г $C_{орг}$. Итого: $310+137+82,7=530 г H_2S$; расход $C_{орг}$ на них $217+95,6+57,9=370 г C_{орг}$.

Поразительно, что из всего количества генерированного H_2S в самих голоценовых отложениях зафиксировано в виде твердой фазы только $137+82,7=219,7 г H_2S$, т. е. меньше половины общей массы возникшего сероводорода, остальное приходится на газовую его фазу, ушедшую в наддонную воду. В этом, помимо большого объема редуционного процесса, заключается, пожалуй, самая любопытная черта баланса сероводородной зоны.

Посмотрим, как будет меняться баланс при переходе от центральной, наиболее глубокой части сероводородной зоны к ее периферии, отвечающей континентальному склону.

На склоне мощность голоценовых осадков обычно, за исключением оползневых участков, возрастает, а мощность сероводородной зоны убывает. Стало быть, по мере движения вверх по склону в баланс все увели-

чивается статья Б и уменьшается статья А. У верхней границы сероводородной зоны статья А превращается в нуль, а статья Б — достигает максимума. Весь генерированный в илах H_2S здесь остается в самих илах, образуя твердые фазы сульфидов, свободную S, сероорганические соединения и газообразный H_2S . Перехода H_2S в наддонную воду нет.

И все-таки, строго говоря, этот редуционный баланс нельзя назвать действительно полным даже по сере. Дело в том, что в кислородной зоне свободный O_2 , проникая в илы, превращает часть первично генерированного H_2S в SO_4^{2-} , тем самым понижая учитываемую по твердым фазам величину редуционного баланса. Какая доля первично генерированного H_2S вторично окисляется кислородом в SO_4^{2-} , пока остается неизвестным, но, возможно, что она значительна. И потому тот полный баланс редуционных процессов, который рассчитывается по сохранившимся в илах твердым фазам, производным от H_2S , следует считать условно полным. Введение этой поправки является тем новым, что дает расчет баланса редуционных процессов в голоценовых осадках Черного моря.

10. Общеморское и специфическое в геохимическом процессе Черного моря

Мы начали эту главу с вопроса: насколько проявляется в Черном море механизм распределения и накопления элементов, свойственный водоемам с нормальным газовым режимом и что нового вносит в него сероводородное заражение? Сейчас можем утверждать, что механизм гидродинамического распределения элементов, присущий океанам и нормальным морям, полностью сохраняется и в Черном море. Больше того, ввиду ограничения его действия лишь верхними 150—175 м воды, при простоте геоморфологии котловины, отсутствии вулканизма и пелагического конкреционного рудообразования механизм этот проявляется здесь с гораздо более отчетливой, прямо-таки лабораторной ясностью. Он контролирует размещение абсолютных масс обломочного материала, CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$, Fe, Mn, P и распределение процентных содержаний микроэлементов на площади дна, с максимумами под кольцевыми течениями и минимумами в халистазах у элементов первой группы и обратными соотношениями у второй. Это относится не только к современному моменту, но и к голоцену в целом, вероятно, даже ко всему плейстоцену, ибо система из двух круговых колец течений возникла, по всей вероятности, достаточно давно и в основе своей сохранилась доньше. Именно благодаря исключительной простоте и ясности проявления гидродинамического фактора в геохимическом черноморском процессе Черное море было объектом, на котором впервые методом абсолютных масс была раскрыта механика образования процентных содержаний элементов, значительно позже подтвержденная на огромных океанических бассейнах. В океанах она усложнена действием вулканизма, рельефа дна, пелагическим конкреционным рудообразованием, и потому ее распознавание во времени запоздало, тогда как на гидродинамически очень простом Черном море ее удалось обнаружить более четверти века назад. В Черном море обнаружилось также, что крупную роль в качестве геохимических факторов играют и другие чисто физические процессы: трансгрессия моря, прорыв средиземноморских вод и прогрессирующее замедление седиментации в течение голоцена. Именно они вызвали характерную цепную геохимическую реакцию при переходе от новозэксина к древнечерноморскому времени: подъем вверх, в зону фотосинтеза, питательных солей и расцвет здесь фитопланктона → возникновение осадков, богатых органическим веществом → интенсивную редуцицию SO_4^{2-} в илах → эвакуацию H_2S в огромную толщу наддонной воды.

Само же сероводородное заражение, как таковое, создало в сущности мало. Пока сероводород заполнял черноморскую воду, он изгонял из нее унаследованные от новозэксина избыточные против насыщения сульфида-

ми количества Mo, Cu, Co, Ni, As, Se, содействуя тем самым накоплению их в древнечерноморском горизонте. В то же время, формируя сульфид марганца, он обогащал этим элементом наддонную воду и соответственно обеднял осадки. Диффундируя вниз, в верхние горизонты новоэвксина, H_2S изменял физико-химическую характеристику их, окисленные осадки с высоким Eh превращались здесь в восстановленные с низким Eh; одновременно возникал гидротроилитовый горизонт. Побочный эффект действия сероводородного заражения состоял в том, что зона сероводородного заражения наддонной воды обогатилась CO_2 , карбонатные равновесия сдвинулись в сторону недосыщения ее $CaCO_3$ и химическая садка заместились биогенной — образованием кокколитовых илов, когда осолонение бассейна разрешило иммиграцию кокколитофторид и интенсивное их здесь размножение.

Все эти процессы интенсивно протекали в древнечерноморское время, когда формировалась сероводородная зона в наддонной воде. С завершением ее они сильно ослабели, так как цветение планктона закончилось и поступающее на дно органическое вещество только поддерживало status quo, созданный в древнечерноморское время.

До подробного изучения геохимии черноморских отложений, выполненного в последние 30 лет, сероводородному заражению приписывалась роль фактора, консервирующего органическое вещество в осадках и преобразующего его в нефтяном направлении. Сероводородные бассейны стали синонимом нефтеобразующих водоемов (А. Д. Архангельский). В то же время сероводородное заражение рассматривалось и как рудообразующий фактор из-за способности H_2S осаждать сульфиды тяжелых металлов. Черное море трактовалось и как модель бассейнов, накопивших медистые сланцы Мансфельда и других месторождений.

Сейчас, после детального исследования геохимии черноморских осадков, стало очевидно, что и та и другая концепции ошибочны. H_2S в наддонной воде — не причина обогащения осадка органическим веществом, а наоборот — следствие накопления последнего в илах, ибо именно здесь SO_4^{2-} трансформируется в H_2S , который эвакуируется затем в наддонную воду. Сероводородное заражение бассейна как таковое не может стать и рудообразующим фактором, ибо даже в случае весьма интенсивного его развития (как в Черном море) седиментационный эффект его весьма невелик и недостаточен даже для создания эмбрионального рудного процесса, не говоря уже о полно развитой его форме.

ЛИТЕРАТУРА

- Алекин О. А., Бражникова Л. В.* 1964. Сток растворенных веществ с территории СССР. М., «Наука».
- Андрусов Н. И.* 1893. Проблемы изучения Черного моря и стран, его окружающих. 1. Мраморное море.— Зап. Акад. наук, 72, вып. 3.
- Андрусов Н. И.* 1905. Босфор и Дарданеллы. Исторический обзор мнений об их происхождении.— Землеведение, 12, кн. 1—2.
- Андрущенко П. Ф., Градусов Б. П., Ерошев-Шак В. А., Яшина Р. С., Борисовский С. Е.* 1975. Состав и строение метаморфизованных железо-марганцевых конкреций, жильных новообразований гидроокислов железа и марганца и вмещающих их пелагических осадков в Южной котловине дна Тихого океана.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Аношин Г. Н., Емельянов Е. М., Пережогин Г. А.* 1969. Золото в современных осадках северной части бассейна Атлантического океана.— Геохимия, № 9.
- Архангельский А. Д.* 1927. Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных пород.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 5, вып. 3—4.
- Архангельский А. Д.* 1928. Карта и разрезы осадков дна Черного моря.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 6, вып. 1.
- Архангельский А. Д.* 1934. Сернистое железо в отложениях Черного моря.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 12, вып. 3.
- Архангельский А. Д., Страхов Н. М.* 1932. Геологическая история Черного моря.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 10, вып. 1.
- Архангельский А. Д., Страхов Н. М.* 1938. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Баكري Д., Клинг С. А., Мангейм Ф. Т., Хорн М. К.* 1970. Геологическое значение кокколитов в тонкозернистых карбонатных слоях постгляциальных осадков Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., № 6.
- Балашов Ю. А., Лисицын А. П.* 1968. Миграция редкоземельных элементов в океане.— Океанологические исследования, № 18. М., «Наука».
- Балашов Ю. А., Туранская Н. В., Брагишко Р. Х.* 1974. Зональность распределения редкоземельных элементов в океанах.— Геохимия, № 5.
- Батурин Г. Н.* 1973а. Генезис фосфоритов шельфа юго-западной Африки.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 95. Калининград.
- Батурин Г. Н.* 1973б. Уран в современном морском осадочном цикле.— Геохимия, № 9.
- Батурин Г. Н., Безруков П. Л.* 1971. Фосфориты на дне океанов.— В кн. «История Мирового океана». М., «Наука».
- Батурин Г. Н., Блисковский В. З.* 1974. Редкие элементы в костном фосфате со дна океана.— Литол. и полезн. ископ., № 2.
- Батурин Г. Н., Коченов А. В., Шимкус К. М.* 1967. Уран и редкие металлы в колонках донных осадков Черного и Средиземного морей.— Геохимия, № 1.
- Батурин Г. Н., Коченов А. В.* 1973. Уран в иловых водах морских и океанических осадков.— Геохимия, № 10.
- Башарина Л. А.* 1966. Эксгальция базальтовых и андезитовых лав камчатских вулканов.— В кн. «Современный вулканизм», т. 1. М., «Наука».
- Безруков П. Л.* 1960. Донные отложения Охотского моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 32.
- Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф.* 1972. Железо-марганцевые конкреции Индийского океана.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф.* 1973. К геохимии железо-марганцевых конкреций Индийского океана.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Безруков П. Л., Мурдмаа И. О.* 1971. Осадочные формации океанов.— В кн. «История Мирового океана». М., «Наука».
- Безруков П. Л., Остроумов Э. А.* 1957. Распределение фосфата в осадках Охотского моря.— Докл. АН СССР, 113, № 1.
- Безруков П. Л., Петелин В. П., Алексина И. А.* 1970. Типы осадков, их распределение и состав.— В кн. «Тихий океан, т. 6, Осадкообразование в Тихом океане», кн. 1. М., «Наука».
- Безруков П. Л., Петелин В. П., Скорнякова Н. С.* 1970. Минеральные ресурсы океана.— В кн. «Тихий океан, т. 6, Осадкообразование в Тихом океане», кн. 2. М., «Наука».
- Белов И. В.* 1970. Цинк в современных от-

- ложениях Черного моря.— Докл. АН СССР, 193, № 2.
- Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Романкевич Е. А.* 1971. Органическое вещество взвесей и донных осадков морей и океанов.— В кн. «Органическое вещество современных и ископаемых осадков». М., «Наука».
- Богоров В. Г.* 1965. О количестве планктона в Тихом океане.— В кн. «Проблемы геохимии». М., «Наука».
- Богоров В. Г.* 1967. Биологическая трансформация и обмен энергии и веществ в океане.— Океанол., 7, вып. 5.
- Богоров В. Г.* 1968. Продуктивность океана, первичная продукция и ее использование в пищевых целях.— В кн. «Основные проблемы океанологии». М., «Наука».
- Богоров В. Г.* 1969. Роль планктона в обмене веществ в океане.— Океанол., 9, вып. 1.
- Богоров В. Г.* 1971. О количестве вещества в живых организмах Мирового океана.— В кн. «Органическое вещество современных и ископаемых осадков». М., «Наука».
- Богоров В. Г.* 1974. Планктон Мирового океана. М., «Наука».
- Богоров В. Г., Виноградов М. Е., Воронина Н. М., Канаева И. П., Суето И. А.* 1968. Распределение биомассы зоопланктона в поверхностном слое Тихого океана.— Докл. АН СССР, 182, № 5.
- Богоявленский А. Н.* 1966. Распределение и миграция растворенной кремниевой кислоты в океанах.— В кн. «Геохимия кремнезема». М., «Наука».
- Бордовский О. К.* 1971. Роль климатического фактора в накоплении органического вещества в океанических осадках.— В кн. «Органическое вещество современных и ископаемых осадков». М., «Наука».
- Бостром К., Фаркуарсон Б., Эйл У.* 1973. Подводные горячие растворы как один из источников вещества осадков активных хребтов.— В кн. «I Международный геохимический конгресс. Доклады, т. 4, кн. 1. Осадочные процессы». М., ВИНТИ.
- Бруевич С. В.* 1953. К геохимии кремния в море.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Бугузова Г. Ю.* 1969а. К минералогии и геохимии сульфидов железа в осадках Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Бугузова Г. Ю.* 1969б. Современный вулканогенно-осадочный железо-рудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков.— Труды ГИН АН СССР, вып. 194.
- Бугузова Г. Ю.* 1971а. К минералогии осадков Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Бугузова Г. Ю.* 1971б. Карбонаты в донных отложениях Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., № 3.
- Бугузова Г. Ю., Градусов Б. П., Ратеев М. Н.* 1975. Глинистые минералы и их распределение в верхнем слое осадков Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., № 1.
- Валашко М. Г., Гурский Ю. И., Быкова В. С., Павлова Т. А., Демина Л. А.* 1972. Физико-химическая характеристика осадков, биогенные элементы и бор в иловых отложениях северо-западной части Тихого океана.— Вестн. МГУ, № 4.
- Васильев Б. И., Репечка М. А., Караулова Л. И.* 1973. О скорости осадконакопления голоценовых отложений в северо-западной и центральной частях Японского моря.— В сб. «Вопросы геологии Японского моря». Владивосток.
- Винберг Г. Г.* 1960. Первичная продукция водоемов. Минск, Изд-во АН БССР.
- Виноградов А. П.* 1939. Йод в морских илах.— Труды Биогеохим. лабор. АН СССР, вып. V.
- Виноградов А. П., Гриненко В. А., Устинов В. И.* 1962. Изотопный состав соединений серы в Черном море.— Геохимия, № 10.
- Владасец В. И.* 1966. Вулканическая деятельность на Земле в историческое время.— В кн. «Современный вулканизм», т. 1. М., «Наука».
- Водяницкий В. А.* 1948. Основной водообмен и история формирования солености Черного моря.— Труды Севастопольск. биол. ст. АН СССР, 6.
- Волков И. И.* 1959. Определение различных форм соединений серы в морских осадках.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 33.
- Волков И. И.* 1961а. О свободном сероводороде и некоторых продуктах его превращения в Черном море.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 50.
- Волков И. И.* 1961б. Сульфиды железа, их взаимосвязь и превращения в осадках Черного моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 50.
- Волков И. И.* 1973. Основные закономерности распределения химических элементов в толще глубоководных осадков Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., № 2.
- Волков И. И.* 1975. Химические элементы в речном стоке и формы их поступления в море.— В кн. «Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд». М., «Наука».
- Волков И. И., Остроумов Э. А.* 1957. О формах соединений серы в иловых водах осадков Черного моря.— Геохимия, № 4.
- Волков И. И., Филичук М. Ф.* 1966. Соединения серы в осадках кислородной зоны Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., № 1.
- Волков И. И., Розанов А. Г., Жабина Н. П., Ягодинская Т. А.* 1972. Сера в тихоокеанских осадках к востоку от Японии.— Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Волков И. И., Севастьянов В. Ф.* 1968. Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков Черного моря.— В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». М., «Наука».
- Волков И. И., Соколов В. С.* 1970. Германий в железо-марганцевых конкрециях

- современных осадков.— Литол. и полезн. ископ., № 6.
- Волков И. И., Соколова В. С., Соколова Е. Т., Пилипчук М. Ф.* 1974. Редкие и рассеянные элементы в осадках северо-западной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., № 2.
- Волков И. И., Соколова Е. Г., Тихомирова А. А., Пилипчук М. Ф.* 1973. Молибден в воде Атлантического океана и Средиземного моря.— Геохимия, 3.
- Волков И. И., Тихомирова А. А.* 1966. Формы железа в отложениях кислородной зоны Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Волков И. И., Фомина Л. С.* 1967. Редкоземельные элементы в осадках и марганцевых конкрециях океана.— Литол. и полезн. ископ., № 5.
- Волков И. И., Фомина Л. С.* 1971. Рассеянные элементы в сапропелевых илах Черного моря и их взаимосвязь с органическим веществом.— Литол. и полезн. ископ., № 6.
- Волков И. И., Фомина Л. С.* 1972. Роль сульфидов при накоплении микроэлементов в осадках Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., № 2.
- Волков И. И., Фомина Л. С.* 1973. Новые данные по геохимии редкоземельных элементов в осадках Тихого океана.— Геохимия, № 11.
- Герасимовский В. И.* 1973. Геохимия карбонатитовых рифтовых зон Восточной Африки.— Геохимия, № 12.
- Гершанович Д. Е., Горшкова Т. И., Конюхов А. И.* 1974. Органическое вещество современных осадков подводных окраин материков.— В кн. «Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения». М., «Наука».
- Глаголева М. А.* 1959. Формы миграции элементов в речных водах.— В кн. «К познанию диагенеза осадков». М., Изд-во АН СССР.
- Глаголева М. А.* 1961. К геохимии Черного моря.— В кн. «Современные осадки океанов и морей». М., Изд-во АН СССР.
- Глаголева М. А.* 1970. Цирконий в современных отложениях Черного моря.— Докл. АН СССР, 193, № 1.
- Глаголева М. А.* 1972. Закономерности изменения химического состава железомарганцевых конкреций северо-западной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Глаголева М. А., Туровский Д. С.* 1975. К геохимии осадков Каспийского моря.— Литол. и полезн. ископ., № 1.
- Гордеев В. В.* 1974. Микроэлементы во взвеси и воде центральной и юго-восточной частей Тихого океана. Автореф. канд. дисс. М.
- Грамм-Осипов Л. М.* 1973. Литолого-геохимическая характеристика донных отложений Японского моря. Автореф. канд. дисс. Владивосток.
- Грамм-Осипов Л. М., Репечка М. А., Волкова Т. И., Плисс С. Г., Черныш В. Н.* 1973. К геохимии осадков Японского моря.— В кн. «Вопросы геологии Японского моря». Владивосток.
- Гуляева Л. А., Иткина Е. С.* 1962. Галогены, ванадий, никель и медь в углях.— Геохимия, № 4.
- Гуляева Л. А., Иткина Е. С.* 1969. О миграциях галогенов в осадочных породах.— В сб. «Химия земной коры», т. II. М., «Наука».
- Гущенко И. И.* 1966. Некоторые геохимические особенности пепловых отложений современных и недавних извержений.— В кн. «Современный вулканизм», т. 1. М., «Наука».
- Данильченко П. Д., Чигирин Н. И.* 1926. К вопросу о происхождении сероводорода в Черном море.— Труды Особой лабор. Севастопольск. ст. АН СССР, серия 2, № 10.
- Дворецкая О. А.* 1971. Осадки Индийского океана южнее о. Цейлон.— Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Дегенс Э. Т.* 1973. История осадконакопления в Черном море за последние 25 000 лет.— В кн. «I Международный геохимический конгресс. Доклады, т. 4, кн. 1. Осадочные процессы». М., ВИНТИ.
- Дзоценидзе Г. С.* 1969. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра».
- Добржанская М. А., Пшенина Т. И.* 1958. Новые данные о содержании и распределении железа в Черном море.— Докл. АН СССР, 123, № 5.
- Емельянов Е. М.* 1973а. Распределение и состав илов на шельфе юго-западной Африки.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 95.
- Емельянов Е. М.* 1973б. Состав слабофосфатных и фосфатных осадков шельфа юго-западной Африки.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 95.
- Емельянов Е. М.* 1975а. Органическое вещество в осадках Атлантического океана.— Докл. АН СССР, 216, № 1.
- Емельянов Е. М.* 1975б. Fe, Mn и Ti в осадках Атлантического океана.— Литол. и полезн. ископ., № 3.
- Емельянов Е. М.* 1975. Аморфный кремнезем в осадках Атлантического океана.— Докл. АН СССР, 255, № 4, 5, 6.
- Емельянов Е. М., Лисицын А. П., Кошелев Б. А.* 1971. Распределение и состав карбонатов в верхнем слое осадков Атлантического океана.— Докл. АН СССР, 196, № 1.
- Емельянов Е. М., Сенин Ю. М.* 1969. Особенности вещественного состава осадков шельфа юго-западной Африки.— Литол. и полезн. ископ., № 2.
- Емельянов Е. М., Харин Г. С.* 1974. Минеральный и химический состав донных осадков Срединно-Атлантического хребта.— В кн. «Исследования по проблеме рифтовых зон океана», т. 3. М., «Наука».
- Емельянов Е. М., Шурко И. И.* 1973. Железо в осадках Атлантического океана.— Докл. АН СССР, 209, № 3.
- Зеленов К. К.* 1961. Подводные и наземные гидротермальные процессы и их

- роль в осадочном рудообразовании.— Труды Лаб. вулканол. АН СССР, вып. 19.
- Зеленов К. К.* 1963. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород.— Труды ГИН АН СССР, вып. 81.
- Зеленов К. К.* 1965. Некоторые особенности подводного вулканизма на примере вулкана Бану-Вуху.— В кн. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». М., «Наука».
- Зеленов К. К.* 1972. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., «Наука».
- Калининко В. В.* 1973. Некоторые черты распределения химических элементов в осадках Белого моря.— Докл. АН СССР, 208, № 4.
- Калугин А. С.* 1967. О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов геосинклинальных областей.— Литол. и полезн. ископ., № 1.
- Калугин И. А.* 1967. Отложения соединенный железа на вулканах Курильских островов.— Геол. и геофиз., № 4.
- Книпович Н. М.* 1938. Гидрология морей и солоноватых вод. М.—Л., Пищепромиздат.
- Кобленц-Мишке О. И.* 1965. Первичная продукция Тихого океана.— Океанол., 5, вып. 2.
- Кобленц-Мишке О. И., Волковинский В. В., Кабанова Ю. Г.* 1971. Первичная продукция планктона Тихого океана.— В кн. «Программа и методика изучения биоценозов водной среды». М., «Наука».
- Коновалов Г. С., Иванова А. А., Колесникова Т. Х.* 1968. Рассеянные и редкие элементы, растворенные в воде и содержащиеся во взвешенных веществах главнейших рек СССР.— В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». М., «Наука».
- Контарович А. Э.* 1968. Формы миграции элементов в реках гумидной зоны (по материалам Западной Сибири и других районов).— В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». М., «Наука».
- Коченов А. В., Батурич Г. Н., Ковалева А. С., Емельянов Е. М., Шимкус К. М.* 1965. Уран и органическое вещество в осадках Черного и Средиземного морей.— Геохимия, № 3.
- Красс А. Е.* 1959. Морская микробиология (глубоководная). М., Изд-во АН СССР.
- Кунцов В. М., Чердынцев В. В.* 1969. Продукты распада урана и тория в активном вулканизме СССР.— Геохимия, № 6.
- Лебедев Л. И., Моев Е. Г., Бородавский О. К., Куликова Л. С.* 1973. Осадки Каспийского моря. М., «Наука».
- Лисицын А. П.* 1961. Процессы современного осадкообразования в южной и центральной частях Индийского океана.— В кн. «Современные осадки морей и океанов». М., Изд-во АН СССР.
- Лисицын А. П.* 1964. Распределение и химический состав взвесей в водах Индийского океана.— Океанология, № 10. М., «Наука».
- Лисицын А. П.* 1966а. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью.— В кн. «Геохимия кремнезема». М., «Наука».
- Лисицын А. П.* 1966б. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука».
- Лисицын А. П.* 1969. Распространение осадков карбонатных микроорганизмов во взвеси и в донных осадках.— В кн. «Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях». М., «Наука».
- Лисицын А. П.* 1970. Аморфный кремнезем в донных осадках Тихого океана.— В кн. «Тихий океан, т. VI. Осадкообразование в Тихом океане», кн. 2. М., «Наука».
- Лисицын А. П.* 1971. Скорости современного и древнего осадконакопления в океанах.— Океанол., вып. 6.
- Лисицын А. П.* 1973. Скорость современного и древнего осадконакопления в океанах.— В кн. «I Международный геохимический конгресс. Доклады, т. 4, кн. 1. Осадочные процессы». М., «Наука».
- Лисицын А. П.* 1974. Осадкообразование в океанах (количественное распределение осадочного материала). М., «Наука».
- Лисицын А. П.* 1975. Абсолютные массы и закономерности седиментации в океанах.— В кн. «Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд». М., «Наука».
- Лисицын А. П., Богданов Ю. А.* 1968. Взвешенный аморфный кремнезем в водах Тихого океана.— Океанологические исследования, № 18. М., «Наука».
- Лисицын А. П., Гордеев В. В.* 1974. О химическом составе взвеси и воды морей и океанов.— Литол. и полезн. ископ., № 2.
- Лисицын А. П., Петелин В. П.* 1970. Распределение CaCO_3 в осадках Тихого океана.— В кн. «Тихий океан, т. VI. Осадкообразование в Тихом океане», кн. 2. М., «Наука».
- Лисицын А. П., Фогиева А. В.* 1956. Объемный вес современных осадков Берингова моря.— Докл. АН СССР, 108, № 1.
- Лисицына Н. А.* 1973. Вынос химических элементов при выветривании основных пород.— Труды ГИН АН СССР, вып. 231.
- Лисицына Н. А., Бугузова Г. Ю., Волков И. И., Глаголева М. А., Соколов В. С.* 1975. Влияние гавайского вулканизма на осадконакопление.— В кн. «Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд». М., «Наука».
- Лисицына Н. А., Дворецкая О. А.* 1972. Литологический профиль через северо-западную котловину Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Лисицына Н. А., Дворецкая О. А., Пушкина З. В., Черкасова Е. В.* 1973. Рас-

- пределение элементов гидролизатов (Al, Ti, Zr, Ga, Nb, Ta) в осадках северо-западной котловины Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., № 6.
- Допатин Г. В. 1950. Эрозия и сток наносов.— Природа, № 7.
- Допатин Г. В. 1952. Наносы рек СССР. (Образование и перенос). М., Географгиз.
- Лубченко И. Ю. 1970. Свинец в современных осадках Черного моря.— Докл. АН СССР, 193, № 2.
- Лубченко И. Ю. 1973. Свинец в осадках современных водоемов. Автореф. канд. дисс. М.
- Лубченко И. Ю., Белова И. В. 1973. Миграция элементов в речных водах.— Литол. и полезн. ископ., № 2.
- Лукашин В. Н. 1974. Распределение микроэлементов в Индийском океане. Автореф. канд. дисс. М.
- Мархинин Е. К. 1967. Роль вулканизма в формировании земной коры (на примере Курильской островной дуги). М., «Наука».
- Мархинин Е. К., Сапожникова А. М. 1962. О содержании Ni, Co, Cr, V, Cu в вулканических породах Камчатки и Курильских островов.— Геохимия, № 4.
- Менард Г. У. 1966. Геология дна Тихого океана. Пер. с англ. М., «Мир».
- Моисеев П. А. 1969. Биологические ресурсы Мирового океана. М., «Пищевая промышленность».
- Морозов Н. П. 1968. К геохимии щелочных элементов в морских осадках.— Литол. и полезн. ископ., № 6.
- Мурдмаа И. О. 1971. Осадкообразование в современных геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса.— В кн. «История Мирового океана». М., «Наука».
- Нестерова И. Л. 1960. Формы миграции элементов в р. Оби.— Геохимия, № 3.
- Образование осадков в современных водоемах. 1954. М., Изд-во АН СССР.
- Остроумов Э. А. 1953. О формах соединений серы в отложениях Черного моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 7.
- Остроумов Э. А. 1954. Марганец в донных отложениях Охотского моря.— Докл. АН СССР, 97, № 2.
- Остроумов Э. А. 1955. Железо в донных отложениях Охотского моря.— Докл. АН СССР, 102, № 1.
- Остроумов Э. А. 1956. Распределение титана в отложениях Охотского моря.— Геохимия, № 1.
- Остроумов Э. А., Волков И. И. 1960. О формах соединений серы в донных отложениях Тихого океана у Новой Зеландии.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 32.
- Остроумов Э. А., Волков И. И., Фомина Л. С. 1961. Распределение форм скопления серы в донных отложениях Черного моря.— В кн. «Современные осадки морей и океанов». М., Изд-во АН СССР.
- Остроумов Э. А., Волков И. И. 1963. Сульфаты в морских иловых отложениях.— Литол. и полезн. ископ., № 3.
- Остроумов Э. А., Силина О. М. 1952. О некоторых закономерностях распределения ванадия в современных морских отложениях.— Докл. АН СССР, 86, № 2.
- Остроумов Э. А., Фомина Л. С. 1959. Соединения серы в отложениях Марианской впадины.— Докл. АН СССР, 126, № 2.
- Остроумов Э. А., Фомина Л. С. 1960. О формах соединений серы в донных отложениях северо-западной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 32, М.
- Остроумов Э. А., Шилов В. М. 1958. Распределение сернистого железа и сероводорода в донных отложениях северо-западной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 27.
- Павлова Г. А., Шишкина О. В. 1973. Распределение йода в осадках океана в процессе их метаморфизации.— Геохимия, № 7.
- Перельман А. И., Батулин С. Г. 1962. Миграционные ряды в коре выветривания.— В кн. «Кора выветривания», вып. 4. М., Изд-во АН СССР.
- Петелин В. П., Остроумов Э. А. 1961. Геохимия донных отложений Охотского моря.— В кн. «Современные осадки морей и океанов». М., Изд-во АН СССР.
- Пилипчук М. Ф. 1968. Распределение титана в осадках Черного моря.— Докл. АН СССР, 180, № 3.
- Пилипчук М. Ф., Волков И. И. 1966а. Распределение вольфрама в осадках Черного моря.— Докл. АН СССР, 167, № 2.
- Пилипчук М. Ф., Волков И. И. 1966б. Распределение молибдена в осадках Черного моря.— Докл. АН СССР, 167, № 2.
- Пилипчук М. Ф., Волков И. И. 1967. Молибден в воде Черного и Азовского морей.— Геохимия, № 8.
- Пилипчук М. Ф., Волков И. И. 1968. Геохимия молибдена в Черном море.— Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Пилипчук М. Ф., Севастьянов В. Ф. 1969. Мышьяк в современных осадках Черного моря.— Геохимия, № 8.
- Полдверарт А. 1957. Химия земной коры.— В кн. «Земная кора». Пер. с англ. М., ИЛ.
- Пушкина З. В. 1971. Распределение рассеянных элементов в осадках Индийского океана южнее о. Цейлон.— Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Репечка М. А. 1973. Современные донные отложения Японского моря.— В кн. «Вопросы геологии Японского моря». Владивосток.
- Ритман А. 1964. Вулканы и их деятельность. Пер. с нем. М., «Мир».
- Розанов А. Г., Соколов В. С., Волков И. И. 1972. Формы железа и марганца в осадках северо-западной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Романкевич Е. А. 1970. Органическое вещество в осадках Тихого океана.— В кн. «Тихий океан, т. VI, Осадкообразование в Тихом океане», кн. 2. М., «Наука».

- Романкевич Е. А., Безруков П. Л., Баранов В. И., Христианова Л. А.* 1966. Стратиграфия и абсолютный возраст глубоководных осадков западной части Тихого океана. (Океанология, № 14.) М., «Наука».
- Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солодкова И. И.* 1963. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород.— В кн. «Химия земной коры», т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Ронов А. Б., Хлебникова З. В.* 1957. Химический состав важнейших генетических типов глин.— *Геохимия*, № 6.
- Сенин Ю. М.* 1968. Особенности осадкообразования на шельфе юго-западной Африки.— *Литол. и полезн. ископ.*, № 4.
- Скопинцев Б. А.* 1950. Органическое вещество в природных водах (водный гумус).— *Труды Океаногр. ин-та*, вып. 17 (29).
- Скопинцев Б. А.* 1971. Современные достижения в изучении органического вещества.— *Океанол.*, 11, вып. 6.
- Скопинцев Б. А.* 1972а. О насыщенности глубинных черноморских вод фосфатом кальция.— *Океанол.*, 12, вып. 5.
- Скопинцев Б. А.* 1972б. Степень насыщенности воды Черного моря карбонатом кальция.— *Океанол.*, 12, вып. 4.
- Скопинцев Б. А., Губин Ф.* 1955. Некоторые результаты гидрохимических исследований в Черном море в 1952 и 1953 гг.— *Труды Морск. гидрофиз. ин-та*, 5, вып. 71.
- Скопинцев Б. А., Попова Т. П.* 1963. Накопление марганца в водах сероводородных бассейнов на примере Черного моря.— *Труды ГИН АН СССР*, вып. 97.
- Скорнякова Н. С.* 1964. Рассеянное железо и марганец в осадках Тихого океана.— *Литол. и полезн. ископ.*, № 5.
- Скорнякова Н. С.* 1970. Рассеянное железо и марганец в осадках Тихого океана.— В кн. «Тихий океан, т. VI, Осадкообразование в Тихом океане», кн. 2. М., «Наука».
- Скорнякова Н. С., Андриященко П. Ф.* 1970. Железо-марганцевые конкреции в Тихом океане.— В кн. «Тихий океан, т. VI, Осадкообразование в Тихом океане», кн. 2. М., «Наука».
- Скорнякова Н. С., Мурджаа И. О.* 1968. Литолого-фациальные типы глубоководных пелагических (красных) глин Тихого океана.— *Литол. и полезн. ископ.*, № 6.
- Соколов В. С., Пилипчук М. Ф.* 1969. Распределение германия в осадках Черного моря.— *Докл. АН СССР*, 185, № 3.
- Соколова Е. Г., Пилипчук М. Ф.* 1970. Селен в современных осадках Черного моря.— *Докл. АН СССР*, 193, № 3.
- Степанов В. Н.* 1960а. Общая схема циркуляции поверхностных вод Мирового океана.— *Труды Океаногр. комисс. АН СССР*, 10, вып. 1.
- Степанов В. Н.* 1960б. Основные конвергенции и дивергенции вод Мирового океана.— *Труды Океаногр. комисс. АН СССР*, 10, вып. 6.
- Степанов В. Н.* 1961. Основные размеры Мирового океана и главнейших его частей.— *Океанол.*, 1, вып. 1.
- Страхов Н. М.* 1937. О значении сероводородных бассейнов как области отложения битуминозных и «нефтепродвидающих» свит.— *Изв. АН СССР, серия геол.*, № 5.
- Страхов Н. М.* 1947. К познанию закономерностей и механизма морской седиментации. 1. Черное море.— *Изв. АН СССР, серия геол.*, № 2.
- Страхов Н. М.* 1948. Распределение железа в осадках озерных и морских водоемов и факторы, его контролирующие (сравнительно-литологический этюд).— *Изв. АН СССР, серия геол.*, № 4.
- Страхов Н. М.* 1951. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов.— *Труды ИГН АН СССР*, вып. 124, серия геол., № 45.
- Страхов Н. М.* 1953. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— *Изв. АН СССР, серия геол.*, № 5.
- Страхов Н. М.* 1954. Основные черты питания современных внутриконтинентальных водоемов осадочным материалом.— В кн. «Образование осадков в современных водоемах». М., Изд-во АН СССР.
- Страхов Н. М.* 1956. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Ст. 1–2.— *Изв. АН СССР, серия геол.*, № 5, 8.
- Страхов Н. М.* 1959. Формы железа в отложениях Черного моря и их значение для теории диагенеза.— В кн. «К познанию диагенеза осадков». М., Изд-во АН СССР.
- Страхов Н. М.* 1960–1961. Основы теории литогенеза, т. 1–2. М., Изд-во АН СССР.
- Страхов Н. М.* 1961. О некоторых закономерностях денудации и переноса осадочного материала на площадях гумидных климатов.— В кн. «Современные осадки морей и океанов». М., Изд-во АН СССР.
- Страхов Н. М.* 1963а. О некоторых новых чертах диагенеза черноморских отложений.— *Литол. и полезн. ископ.*, № 1.
- Страхов Н. М.* 1963б. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.— Л., Госгеолтехиздат.
- Страхов Н. М.* 1965. К познанию подводного вулканогенно-осадочного породообразования (состояние знаний и проблемы).— В кн. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». М., «Наука».
- Страхов Н. М.* 1968. К теории геохимического процесса в гумидных зонах.— В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». М., «Наука».
- Страхов Н. М.* 1971. Бурение на дне океанов и его значение для познания после рифейского литогенеза.— *Литол. и полезн. ископ.*, № 5.
- Страхов Н. М.* 1972. Баланс редукционных процессов в Тихом океане.— *Литол. и полезн. ископ.*, № 4.
- Страхов Н. М.* 1974а. Геохимическая асимметрия тихоокеанских отложений, ее

- причины и возраст.— Литол. и полезн. ископ., № 1.
- Страхов Н. М.* 1974б. Локализация рудных накоплений Fe-Mn стяжений в Тихом океане и ее генетический смысл.— Литол. и полезн. ископ., № 5.
- Страхов Н. М.* 1974в. Об эксталяциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанских водоемах.— Литол. и полезн. ископ., № 3.
- Страхов Н. М.* 1975. О генезисе повышенных содержаний элементов в пелагических осадках океанов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Страхов Н. М., Белова И. В., Глаголева М. А., Лубченко И. Ю.* 1971. Распределение и формы нахождения элементов в поверхностном слое современных черноморских отложений.— Литол. и полезн. ископ., № 2.
- Страхов Н. М., Волков И. И., Лисицына Н. А.* 1973. К познанию механизма распределения элементов в Тихом океане (Японский профиль).— Литол. и полезн. ископ., № 3.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С.* 1955. Распределение аутигенно-минералогических форм в осадочных породах и его значение для литологии (к теории диагенеза).— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А.* 1959. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа.— Труды ГИН АН СССР, вып. 23.
- Страхов Н. М., Нестерова И. Л.* 1968. О влиянии вулканизма на геохимию морских отложений (на примере Охотского моря). В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». М., «Наука».
- Тазиев Г.* 1963. Вулканы. Пер. с франц. М., ИЛ.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. 1970. М., ГУГК.
- Тихий океан. 1970. Т. VI, Осадкообразование в Тихом океане, кн. 1, 2. М., «Наука».
- Ткаченко Р. И.* 1966. Гидротермальное изменение пород и перемещение основных породообразующих компонентов водами вулканического происхождения.— В кн. «Современный вулканизм», т. 1. М., «Наука».
- Туровский Д. С., Лубченко И. Ю., Черкасова Е. В.* 1973. Распределение элементов в поверхностном слое современных осадков оз. Балхаш.— Докл. АН СССР, 212, № 2.
- Туровский Д. С., Лубченко И. Ю.* 1976. Распределение свинца в поверхностном слое современных осадков Аральского моря.— Докл. АН СССР, 226, № 1.
- Успенский В. А.* 1970. Введение в геохимию нефти. Л., «Недра».
- Федоров П. В.* 1973. Последние страницы геологической истории Черного моря в связи с развитием планетарных трансгрессий.— В кн. Стратиграфия, палеонтология и литогенез антропогена Евразии». М., ВИЭМС.
- Фомина Л. С.* 1962. Окислительно-восстановительные процессы в донных отложениях юго-западной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 50, № 4.
- Фомина Л. С., Волков И. И.* 1970. Редкоземельные элементы в осадках Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., № 2.
- Харвей Х. В.* 1938. Биохимия и физика моря. Пер. с англ. Л., Изд-во АН СССР.
- Харвей Х. В.* 1948. Современные успехи химии и биологии моря. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Чердынцев В. В., Кадаров Н. Т., Новикова Н. В.* 1971. Происхождение железомарганцевых конкреций Тихого океана по данным о радиоизотопах.— Геохимия, № 3.
- Чердынцев В. В., Сенина П. М.* 1973. Особенности поведения U^{234} в вулканических процессах.— Геохимия, № 1.
- Чигирин П. И., Данильченко П. Д.* 1930. Азот и его соединения в Черном море.— Труды Севастопольск. биол. ст. АН СССР, 2, вып. 1.
- Чумаков В. Д.* 1961. О содержании взвешенного кремнезема в морской воде.— В кн. «Труды Советской антарктической экспедиции», т. 19. Третья морская экспедиция на д/э «Обь» 1957—1958 гг.». М., Изд-во АН СССР.
- Шишкина О. В.* 1959. Метаморфизация химического состава иловых вод Черного моря.— Сб. «К познанию диагенеза». М., «Наука».
- Шишкина О. В.* 1972. Геохимия морских океанических иловых вод. М., «Наука».
- Шишкина О. В., Павлова Г. А.* 1965. Распределение пода в морских илах и иловых водах.— Геохимия, № 6.
- Arrhenius G.* 1963. Pelagic sediments.— In: The seas. Ideas and observations on the progress in study of the seas, v. 3. N. Y.
- Arrhenius G., Bonatti E.* 1964. Neptunism and vulcanism in the ocean.— In: Progress in oceanography, v. 3. N. Y.
- Bender M., Brocker W., Gornitz V., Mittel U., Kay K., Sun S., Biscay P.* 1974. Geochemistry of three cores in East Pacific Risl.— Earth and Planet. Sci. Letters, 12, N 4.
- Bender M., Ku J., Brocker W.* 1970. Accumulation rates of manganese in pelagic sediments and nodules.— Earth and Planet. Sci. Letters, 8, N 2.
- Bender M., Schulz C.* 1969. Distribution of trace metals in cores from a traverse across the Indian ocean.— Geochim. et cosmochim. acta, 33, N 2.
- Berner R. A.* 1970. Phosphate removal from sea water by adsorption on volcanogenic ferric oxides.— Earth and Planet. Sci. Letters, 9.
- Bischoff J. L.* 1969. Red sea geothermal brine deposits, their mineralogy, geochemistry and genesis.— In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red sea. Berlin.
- Bischoff J. L., Mathieu G.* 1969. Migration of manganese in the Arctic sediment.— Earth and Planet. Sci. Letters, 8, N 3.
- Bischoff J. L., Sayles F. L.* 1972. Pore flu-

- id and mineralogical studies of recent marine sediments: Bauer depression region of East Pacific Rise.—*J. Sediment. Petrol.*, 42, N 3.
- Bonatti E.* 1966. Antigenic deep-sea carbonates.—*Science*, 53.
- Bonatti E.* 1967. Mechanism of deep-sea volcanism in the South Pacific.—In: *Researches in geochemistry*, v. 2. N.-Y. London.
- Bonatti E., Fischer D., Joensuu O., Rydell H.* 1971. Postdepositional mobility of some transition elements, phosphorus, uranium and thorium in deep sea sediments.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 35, N 2.
- Bonatti E., Honnorez J., Joensuu O., Rydell H.* 1973. Submarine iron-deposits from Mediterranean sea.—In: *The Mediterranean sea (A natural sedimentation laboratory)*.
- Bonatti E., Joensuu O.* 1966. Deep-sea iron deposits from South Pacific.—*Science*, 154, N 3749.
- Boström K.* 1970a. Accumulation rate of Fe and Mn in sediments of East-Pacific Rise.—*Earth and Planet. Sci. Letters*, N 7.
- Boström K.* 1970b. The problem of excess manganese in pelagic sediments.—In: *Researches in geochemistry*, v. 2. N.-Y. London.
- Boström K.* 1970b. Submarine volcanism as a source for iron.—*Earth and Planet. Sci. Letters*, 9, N 4.
- Boström K.* 1973. The origine and fate of ferromanganoan active ridge sediments.—*Acta Univ. Stokholmiensis*, 27.
- Boström K., Fischer D.* 1962. Distribution of mercury in East Pacific sediments.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 33, N 6.
- Boström K., Fischer D.* 1969. Uranium-rich sediments on East Pacific Rise area.—*Nature*, N 224.
- Boström K., Fischer D.* 1971. Volcanogenic uranium, vanadium and iron in Indian sediments.—*Earth and Planet. Sci. Letters*, 11.
- Boström K., Joensuu O., Valdes S., Riera M.* 1972. Geochemical history of South Atlantic ocean sediments since Late Cretaceous.—*Marine geol.*, 12, N 2.
- Boström K., Kraemer T., Gartner S.* 1973. Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni, and Co, in Pacific pelagic sediments.—*Chem. Geol.*, 11, N 2.
- Boström K., Peterson M.* 1966. Precipitates from hydrothermal exhalations in the East Pacific Rise.—*Econ. Geol.*, 61, N 7.
- Boström K., Peterson M.* 1969. The origin of aluminium-poor ferromanganoan sediments in areas of high heat flow of the East Pacific rise.—*Marine Geol.*, 7, N 5.
- Boström K., Peterson M., Joensuu O., Fischer D. E.* 1969. Aluminium-poor ferromanganoan sediments on active oceanic ridges.—*J. Geophys. Res.*, 74.
- Boström K., Valdes S.* 1969. Arsenic in deep sea sediments and rocks.—*Lithos*, 2, N 4.
- Brewer P. G., Spencer D. W.* 1974. Distribution of some trace elements in Black Sea and their flux between dissolved and particulate phases.—In: *The Black Sea. Geology, chemistry and biology*. Tulsa, Okl.
- Brooks R. R., Presley B. J., Kaplan I. K.* 1968. Trace elements in the interstitial water of marine sediments.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 32, N 4.
- Chave K. G.* 1954a. Aspects of the biochemistry of magnesium. 1. Calcareous marine organisms.—*J. Geol.*, N 3.
- Chave K. G.* 1954b. Aspects of the biochemistry of magnesium. 2. Calcareous sediments and rocks.—*J. Geol.*, N 6.
- Chaw T. J., Patterson C. C.* 1962. The occurrence and significance of lead isotopes in pelagic sediments.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 26, N 3.
- Chester R.* 1965. Elemental geochemistry of marine sediments.—In: *Treatise on Chemical Oceanography*, v. 2. N. Y.
- Chester R., Hughes M.* 1967. A chemical technique for separation of ferromanganese minerals and adsorbed trace elements from pelagic sediments.—*Chem. Geol.*, 3.
- Chester R., Johnson L. R., Messina-Hanna R. G., Padgham R. C.* 1973. Similarities between Mn, Ni and Co content of deep-sea clays and manganese nodules from south-west region of the North America.—*Marine geol.*, 14, N 4.
- Chester R., Messina-Hanna R. G.* 1970. Trace elements partition pattern in North Atlantic deep-sea sediments.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 34, N 10.
- Clarke F.* 1924. Data of geochemistry. 5th ed.—*Bull. U. S. Geol. Surv.*, N 770.
- Corliss J.* 1971. The origin of metall-bearing submarine hydrothermal solutions.—*J. Geophys. Res.*, 76, N 33.
- Correns C.* 1935. Die Sedimente des äquatorialen Atlantischen Ozeans.—In: *Wissenschaftlichen Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition «Meteor»*, Bd. 3, Teil 3. Berlin.
- Crockett J. H., Macdougall J. D., Harrison R. C.* 1973. Gold, palladium and iridium in marine sediments.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 37, N 12.
- Cronan T.* 1969. Average abundances of Mn, Fe, Ni, Co, Cu, Pb, Mo, V, Cr, Ti and P in Pacific pelagic clays.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 33, N 12.
- Dasch E., Dymond J., Halth G.* 1971. Isotopic analysis of metalliferous sediments from East Pacific Rise.—*Earth and Planet. Sci. Letters*, 13, N 1.
- Degens E. T., Ross D. A.* 1972. Chronology of the Black sea over the last 25000 years.—*Chem. Geol.*, N 5.
- Dietz R. S.* 1955. Manganese deposits on the Northeastern Pacific Sea floor.—*Calif. J. Mines and Geol.*, 51, N 3.
- Dymond J., Corliss J., Heat G., Field G., Dasch C., Veeh H.* 1973. Genesis of iron-rich sediments from the East Pacific Rise.—*Bull. Geol. Soc. America*, 84.
- Goldberg E. D., Arrhenius G.* 1958. Geochemistry of Pacific pelagic sediments.—

- Geochim. et cosmochim. acta, 13, N 2—3.
- Green H. W. 1972. A CO₂ charged astenosphere.—Nature, Phys. Sci., 238.
- Harder H. 1960. Rezente submarine vulkanische Eisenausscheidungen von Santorin, Griechenland.—Forsch. Geol., Mineral und Petrogr., 3, H. 2.
- Hauley J. J., Pytkowicz B. 1969. Solubility of calcium carbonate in seawater at high pressures and 20° C.—Geochim. et cosmochim. acta, 33, N 12.
- Horn D. R., Delach M. N., Horn B. M. 1969. Distribution of volcanic ash layers and turbidites in the North Pacific.—Bull. Geol. Soc. America, 80, N9.
- Horn D. R., Ewing B. M., Horn B. M., Delach M. N. 1972. World-wide distribution of manganese—Ocean Ind., N 3.
- Horowitz A. 1970. The distribution of Pb, Ag, Sn, Ti, and Zn in sediments on active oceanic ridges.—Marine Geol., 9, N 4.
- Initial Reports of the deep-sea drilling project 1969, v. I. Washington.
- Krauskopf K. J. 1956. Dissolution and precipitation of silica at low temperatures.—Geochim. et cosmochim. acta, 10, N 1/2.
- Krauskopf K. J. 1957. Separation of manganese from iron in sedimentary processes.—Geochim. et cosmochim. acta, 11, N 1/2.
- Ku I., Thurber T., Mathilin G. 1969. Radio-carbon chronology of Red Sea sediments.—In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Berlin.
- Landergrén S. 1964. On the geochemistry of deep-sea sediments.—In: Reports of the Swedish Deep-Sea Expedition 1947—1948, v. 10, fasc. 4. Göteborg.
- Livingstone D. A. 1963. Data on geochemistry 6th ed. Chap. G. Chemical composition of rivers and lakes.—Geol. Surv. USA Profess. Paper, 440-G.
- Lynn D. C., Bonnatti E. 1965. Mobility of manganese in diagenesis of deep-sea sediments.—Marine Geol., 3, N 6.
- Mero J. L. 1965. The Mineral resources of the sea. Amsterdam.
- Murray J., Renard A. F. 1891. Report on deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of the H. M. S. «Challenger» in the years 1872—1876. London.
- Müller G. 1967. The HCl soluble iron, manganese and copper content of recent Indian ocean sediments off Eastern Coast of Somalia.—Mineral. deposits, 2, N 11.
- Müller G., Blaschke R. 1969. Zur Entstehung des Tiefsee-Kalk Schlammes im Schwarzen Meer.—Naturwissenschaften, 56.
- Müller G., Stoffers P. 1974. Mineralogy and petrology of Black Sea basin sediments.—In: The Black Sea. Geology, chemistry and biology. Tulsa, Okl.
- Neeb G. A. 1942. Composition and distribution of samples.—In: The Snellius-Expedition in the eastern part of the Netherlands, East-Indies. 1929—1930. Geol., Results, sect. 1. Utrecht.
- Okamoto G., Okura T., Goto K. 1957. Properties of silica in water.—Geochim. et cosmochim. acta, N 1/2.
- Penk A. 1894. Morphologie der Erdoberfläche. Wien.
- Peterson M. N. 1966. Calcite rates of dissolution in a vertical profile in the Central Pacific.—Science, 154, N 3756.
- Philippi E. 1910. Die Grundproben der Deutsche Südpolar-expedition 1901—1903.—Deutsche Südpolar Expedition, Bd. 2, H. 6.
- Piper D. Z. 1971. Origin of metalliferous sediments from the East Pacific Rise.—Earth and Planet. Sci. Letters, 19, N 1.
- Piper D. Z., Graff P. A. 1974. Gold and rare-earth elements in sediments from the East Pacific.—Marine Geol., 17, N 5.
- Pytkowicz R. M. 1967. Carbonate cycle in the buffer mechanism of recent oceans.—Geochim. et cosmochim. acta, 31, N 1.
- Pytkowicz R. M. 1970. On the carbonate compensation depth in the Pacific Ocean.—Geochim. et cosmochim. acta, 34, N 7.
- Revelle R. 1944. Marinebottom samples collected in the Pacific ocean by the Carnegie in its VII cruise.—Publ. Carneg. Inst. Washington, N 556.
- Rosanow A. G., Volkov I. I., Jagodinskay T. A. 1974. Forms of iron in surface layers of Black Sea sediments.—In: The Black Sea. Geology, chemistry and biology.
- Ross D. A., Degens E. T., Maclavané J., Hedberg T. 1974. Recent sediments of the Black Sea.—In: The Black Sea. Geology, chemistry and biology. Tulsa, Okl.
- Rydell H., Bonatti E. 1973. Uranium in submarine metalliferous deposits.—Geochim. et cosmochim. acta, 37, N 12.
- Rydell H., Kraemer T., Boström K., Jochsnu O. 1974. Postdepositional injection of uranium-rich solution into East Pacific Rise.—Marine Geol., 17, N 3.
- Sapper K. 1929. Vulkankunde. Stuttgart.
- Sayles F. L., Bischoff J. L. 1973. Ferromanganese sediments in the Equatorial East Pacific.—Earth and Planet. Sci. Letters, 19.
- Schott W. 1935. Die Foraminiferen in der äquatorialen Teilen des Atlantischen Ozeans.—In: Wissenschaftlichen Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition «Meteor», Bd. 3, Teil 3, Lief. 3. Berlin.
- Shimkus K. M., Trimonis E. S. 1974. Modern sedimentation in Black Sea.—In: The Black Sea. Geology, chemistry and biology.
- Smith S., Douglas J., Chave K. 1968. Distribution of calcium carbonate in pelagic sediments.—Marine Geol., 5.
- Spencer D. W., Brewer P. G. 1971. Vertical advection diffusion and redox potential as controls on the distribution of manganese and other trace metals dissolved in water of the Black Sea.—J. Geophys. Res., 76, N 24.
- Spencer D. W., Sachs P. 1972. Aspects of the distribution and composition of sus-

- pended matter in the Black Sea.—*Geochim. et cosmochim. acta*, **36**, N 4.
- Steeleman-Nielson E., Jensen E. A.* 1957. Primary oceanic production. The autotrophic production of organic matter in the ocean. *Scient. Rept. Danish Deep-Sea Exped.*, 1950—1952.—*Galathea Repts*, **1**.
- Sverdrup H. U., Johnson M., Fleming S.* 1955. The Oceans, their physics, chemistry and general biology, 3-rd ed. N. Y.
- Trimonis E. S.* 1974. Some characteristics of carbonate sedimentation in Black Sea.—In: *The Black Sea. Geology, chemistry and biology*. Tulsa, Okl.
- Turekian K. K.* 1963. Rate of calcium carbonate deposition by deep-sea organisms, mollusk and coral-algae association.—*Nature*, **197**, N 277.
- Turekian K. K.* 1964. The geochemistry of the Atlantic Ocean basin.—*Trans. N. Y. Acad. Sci.*, **26**.
- Turekian K. K.* 1965. Some aspects of the geochemistry of marine sediments.—In: *Treatise on chemical oceanography*, v. 2. N. Y.
- Turekian K. K.* 1968. Deep-sea deposition of barium, cobalt and silver.—*Geochim. et cosmochim. acta*, **32**, N 6.
- Turekian K. K., Bertin K. K.* 1971. Deposition of molybdenum and uranium along the major ocean ridge system.—*Nature*, **229**.
- Turekian K. K., Imbrie J.* 1966. The distribution of trace elements in deep-sea sediments of the Atlantic ocean.—*Earth and Planet. Sci. Letters*, **1**.
- Vech H., Boström K.* 1971. Anomalous U234—U238 on the East Pacific Rise.—*Earth and Planet. Sci. Letters*, **10**.
- Volkov I. I., Fomina L. S.* 1974. Influence of organic material and processes of sulfide formation on distribution of some trace elements in deep-sea sediments of Black Sea.—In: *The Black Sea. Geology, chemistry and biology*. Tulsa, Okl.
- Young E. I.* 1968. Spectrographic data of cores from Pacific Ocean and the Gulf of Mexico.—*Geochim. et cosmochim. acta*, **32**, N 4.
- Wakil S., Riley J. P.* 1961. Chemical and mineralogical studies of deep-sea sediments.—*Geochim. et cosmochim. acta*, **25**, N 2.
- Wattenberg H.* 1936. Kohlensäure und Kalziumkarbonat im Meera.—*Forsch. Geol. Mineral.*, **20**.
- Wattenberg H.* 1942. Das Vorkommen des Eisens im Meere.—*Arch. Lagerstätten*, **H. 75**.
- Wattenberg H., Timmermann E.* 1936. Über die Sättigung des Meereswassers an CaCO_3 und die anorganogene Bildung von Kalksedimenten.—*Ann. Hydrogr.*, **64**.
- Wattenberg H., Timmermann E.* 1937. Die Löslichkeit von Magnesium—karbonat und Strontiumkarbonat im Seewasser.—*Kieler Meerforsch.*, **11**, H. 1.
- Wedepohl K. H.* 1960. Spurenanalytische Untersuchungen und Tiefseetonen aus dem Atlantik.—*Geochim. et cosmochim. acta*, **18**, N 374.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
-----------------------	---

Проблема первая

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС В ОКЕАНАХ

Глава I

Соотношения терригенного и вулканогенного материала в питании океанов. Формы миграции веществ	7
1. Баланс питания Мирового океана осадочным материалом	7
2. Особенности питания Тихого океана сравнительно с другими	9
3. Формы миграции элементов в речном стоке	9
4. Формы поступления веществ вулканического генезиса	14

Глава II

Отражение вулканогенного материала в геохимии океанических осадков	20
1. О критерии наличия эксгальтивных компонентов в океанических отложениях	20
2. Распределение железо-марганцево-титанового модуля в отложениях океанов	25
3. О возможном влиянии диагенетических процессов на величину железо-марганцево-титанового модуля океанических осадков	28
4. Радиоактивные изотопы как индикаторы генезиса Fe и Mn в пелагических конкрециях	31
5. Локализация пирокластического материала на площади Тихого океана	33
6. О воздействии пирокластики на геохимию охотоморских отложений	37
7. Влияние пирокластики на геохимию осадков Японского моря	41
8. О влиянии базальтового вулканизма на геохимию осадков в зоне Гавайских островов	42
9. Об отражении эксгальций в вулканокластических осадках (о. Санторин в Эгейском море)	46
10. Об отражении в осадках вулканической постройки поствулканической стадии (Курильские острова)	52

Глава III

Особенности геохимического процесса на срединно-океанических хребтах	54
1. Поступление Fe+Mn на Срединно-Атлантическом поднятии	54
2. Поступление Fe+Mn на Срединном поднятии Индийского океана	58
3. Эксгальции на Восточно-Тихоокеанском поднятии и соседних активных участках	61
4. О роли эксгальций как источнике рудных элементов в Мировом океане	63
5. Геохимический спектр эксгальтивных отложений на юго-востоке Тихого океана	65
6. О характере поступления эманаций на срединно-океанических хребтах	73
7. О химическом типе эксгальций на срединно-океанических хребтах	77
8. О биогенном накоплении элементов в осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия	81

9. Генезис редких земель в осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия	82
10. Генезис урана в осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия	85
11. Эксгальтивные компоненты на срединных Индийском и Атлантическом хребтах	87
12. Три типа концентрационных процессов в пелагической зоне Тихого океана и их относительное значение	89
13. Методическое следствие для дальнейшего анализа геохимии океанических осадков	91

Проблема вторая

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОМПОНЕНТОВ, ПОСТУПАЮЩИХ С ВОДОСБОРНЫХ ПЛОЩАДЕЙ И ВОЗНИКАЮЩИХ В САМИХ ВОДОЕМАХ

Глава IV

Главные черты морфометрии, гидродинамики и распределения биоса в океанах; их отражение в геохимии осадков	92
1. Главные черты морфометрии океанов и их отражение в терригенном осадконакоплении	92
2. Гидрохимическая зональность океанов и ее отражение в распределении абсолютных масс обломочного материала	98
3. Распределение планктона и бентоса в Атлантическом и Тихом океанах и их отражение в количестве $C_{орг}$ осадков	104
4. Распределение SiO_2 аутиг в осадках Атлантического и Тихого океанов	114
5. Распределение $CaCO_3$ и $MgCO_3$ в осадках Атлантического и Тихого океанов	120
6. О факторах, контролирующих критическую глубину карбонатакопления в океанах	125
7. Распределение абсолютных масс $CaCO_3$ в голоценово-верхнечетвертичных отложениях Атлантического океана и его значение для геохимии этого компонента	128
8. Механизм формирования в осадке абсолютных масс и процентных содержаний биогенной триады ($C_{орг}$, SiO_2 аутиг, карбонаты Ca и Mg), взятой в целом	130
9. Две стороны в работе гидродинамического режима поверхностных слоев океанской воды	132
10. О воздействии биоса на формы нахождения Fe, Mn и микроэлементов в океанской воде	133

Глава V

Распределение Fe, Mn и микроэлементов на поперечных профилях через океаны	135
1. Стратиграфическая база анализа. Методика работы	135
2. Органическое вещество, SiO_2 аутиг и сопровождающие их элементы	138
3. Железо-марганцевая группа элементов	142
4. Распределение элементов железо-марганцевой группы в гранулометрическом спектре осадков и факторы, его контролирующие	149
5. Группа фосфор — редкие земли	152
6. Три типа распределения в океане элементов, поступающих с берега и механизмы, их контролирующие	158
7. Восточный профиль через северную часть Тихого океана	160
8. Геохимические профили в Индийском и Атлантическом океанах	163
9. Формы нахождения Fe, Mn и микроэлементов в поверхностном слое осадков и их геохимический смысл	165
10. О значении механического фракционирования взвесей в распределении элементов в океанических осадках	171

Глава VI

Распределение Fe, Mn и микроэлементов на площадях океанов. Баланс геохимического процесса	174
1. Принципиальная схема распределения Fe, Mn и микроэлементов на площади океанов	174
2. Тихий океан	177

3. Атлантический океан	188
4. Локализация рудного конкрецпеобразования в океанах и ее геохимический смысл	194
5. О возможном влиянии рудного конкрецпеобразования на распределение Fe, Mn и микроэлементов в отложениях океанов	199
6. Баланс геохимического процесса в океанах и вытекающие из него следствия	201

Глава VII

Локализация и интенсивность редукционных процессов в осадках Тихого океана	204
1. Морфология редуцированной зоны на Японском профиле	204
2. Баланс редукционных процессов как выражение их интенсивности; его вычисление и способ выражения	211
3. Баланс редукционных процессов на разных участках Тихого океана	214
4. Общая схема локализации редукционных процессов в разной интенсивности в Тихом океане	221
5. Динамика редукционных процессов и мощность активной зоны осадков	224

Проблема третья

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА В КРАЕВЫХ И ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МОРЯХ

Глава VIII.

Трансформация геохимического процесса в краевых морях с нормальным гидрохимическим режимом (Японское, Охотское, Берингово)	230
1. Особенности морфометрии краевых морей Тихого океана, их отражение в механической седиментации	230
2. Распределение $S_{орг}$ и его влияние на окислительно-восстановительную систему осадков краевых морей	233
3. Распределение Fe, Mn и микроэлементов в осадках краевых морей	236
4. Общий характер трансформации геохимического процесса при переходе от Тихого океана к краевым морям	241
5. Размеры акватории как геохимический фактор	243

Глава IX

Особенности геохимического процесса в опресненных морях с сероводородным заражением придонных вод (Черное море)	245
1. Постановка вопроса	245
2. Время возникновения современной сероводородной зоны в Черном море	246
3. Геохимический механизм возникновения сероводородного заражения Черного моря	253
4. Распределение в наддонной воде элементов после возникновения сероводородного ее заражения	257
5. Распределение элементов в отложениях современной стадии и механизм, его контролирующий	260
6. Роль терригенных минералов и гранулометрии осадков в распределении в них элементов	267
7. Распределение элементов в разрезе черноморского голоцена и роль в нем сероводородного заражения воды	271
8. О влиянии осолонения и сероводородного заражения Черного моря на новозвксинские отложения	275
9. Баланс редукционных процессов в голоценовых осадках Черного моря и его значение для понимания баланса нормально аэрируемых морей	276
10. Общеморское и специфическое в геохимическом процессе Черного моря	282
Литература	284

CONTENTS

Foreword	3
Problem First	
VOLCANISM AND GEOCHEMICAL PROCESS IN OCEANS	
Chapter I	
Relations between terrigenous and volcanogenic material in feeding the oceans. Forms of migration of substances	7
1. Balance of feeding the World Ocean with sedimentary material	7
2. Peculiarities of feeding the Pacific Ocean as compared to other ones	9
3. Forms of migration of elements in the river run-off	9
4. Forms of supplying the substances of volcanic genesis	14
Chapter II	
Volcanogenic material manifested in geochemistry of oceanic sediments	20
1. On criterion of presence of exhalative components in oceanic deposits	20
2. Distribution of the iron-manganese-titanium modulus in oceanic deposits	25
3. On possible influence of diagenetic processes on the value of the iron-manganese-titanium modulus of oceanic sediments	28
4. Radioactive isotopes as indicators of Fe and Mn genesis in pelagic nodules	31
5. Localization of pyroclastic material on the Pacific Ocean area	33
6. On influence of pyroclastics on geochemistry of deposits of the Sea of Okhotsk	37
7. The influence of pyroclastics on geochemistry of deposits of the Sea of Japan	41
8. On influence of basaltic volcanism on geochemistry of deposits in the zone of the Hawaiian islands	42
9. On exhalations manifested in volcanic-clastic sediments: the Santorin island in the Aegean Sea	46
10. On a volcanic structure of the post-volcanic stage manifested in sediments (Kuril islands)	52
Chapter III	
Peculiarities of the geochemical process proceeding on the Mid-Oceanic Ridges	54
1. Supply of Fe and Mn on the Mid-Atlantic Rise	54
2. Supply of Fe and Mn on the Mid-Ridge of the Indian Ocean	58
3. Exhalations on the East-Pacific Ridge and adjacent active areas	61
4. On the role of exhalations as a source of ore elements in the World Oceans	63
5. Geochemical spectrum of exhalative deposits in South-East of the Pacific Ocean	65
6. On the character of supplies of emanations on the Mid-Oceanic ridges	73
7. On the chemical type of exhalations on the mid-oceanic ridges	77

8. On biogenic accumulation of elements in sediments of the East-Pacific Ridge	81
9. Genesis of rare earths in sediments of the East-Pacific Ridge	82
10. Genesis of uranium in sediments of the East-Pacific Ridge	85
11. Exhalation components on the Mid-Indian and Mid-Atlantic Ridges	87
12. Three types of concentration processes in the pelagic zone of the Pacific Ocean and their relative importance	89
13. Methodical consequence for a further analysis of oceanic sediments	91

Problem Second

DISTRIBUTION OF COMPONENTS SUPPLIED FROM DRAINAGE SYSTEM AREAS IN OCCURRING IN THE RESERVOIRS THEMSELVES

Chapter IV

The principal features of morphometry, hydrodynamics and distribution of bios in oceans; their manifestation in geochemistry of sediments	92
1. The principal features in morphometry of oceans and their manifestation in terrigenous sedimentation	92
2. Hydrochemical zonality of oceans and its manifestation in distribution of absolute masses of clastic material	98
3. Distribution of plankton and benthos in the Atlantic and Pacific Oceans and its manifestation in the C_{org} amount in sediments	104
4. Distribution of $SiO_2_{auth.}$ in sediments of the Atlantic and Pacific Oceans	114
5. Distribution of $CaCO_3$ and $MgCO_3$ in sediments of the Atlantic and Pacific Oceans	120
6. On the factors determining the critical depth of carbonate sedimentation in oceans	125
7. Distribution of absolute masses of $CaCO_3$ in the Holocene and Upper Quaternary deposits of the Atlantic Ocean and its importance for the geochemistry of this component	128
8. Mechanism of formation in a sediment of the absolute masses and percentage of the biogenic triad (C_{org} , SiO_2 , carbonates Ca and Mg) as a whole	130
9. Two aspects in hydrodynamic regime of the surface beds of oceanic water	132
10. On influence of bios on the forms of finding Fe, Mn and trace elements in the oceanic water	133

Chapter V

Distribution of Fe, Mn and trace elements on transverse profiles throughout the oceans	135
1. The stratigraphic basis of the analysis Research methods	135
2. Organic matter, $SiO_2_{auth.}$ and accompanying elements	138
3. Iron-manganese group of elements	142
4. Distribution of elements of the iron-manganese group in the granulometric spectrum of sediments and factors controlling it	149
5. Group phosphorus — Rare earths	152
6. Three types of distribution of elements in the ocean supplied from the shore and the mechanisms controlling it	158
7. The eastern profile across the northern part of the Pacific Ocean	160
8. Geochemical profiles in the Indian and Atlantic oceans	163
9. Forms of finding Fe, Mn and microcomponents in the surface bed of sediments and their geochemical meaning	165
10. On the influence of the mechanical fractioning on the distribution of elements in oceanic sediments	171

Chapter VI

Distribution of Fe, Mn and trace elements on areas of the oceans. Balance of the geochemical process	174
1. The principal scheme of distribution of Fe, Mn and trace elements on the area of the oceans	174
2. The Pacific Ocean	177
3. The Atlantic Ocean	188

4. Localization of ore nodule formation in the oceans and its geochemical meaning	194
5. On possible influence of ore nodule formation on distribution of Fe, Mn and trace elements in deposits of the oceans	199
6. Balance of the geochemical process in oceans and its results	201

Chapter VII

Localization and intensity of reduction processes in sediments of the Pacific Ocean	204
1. Morphology of a reduction zone on the Japan profile in the north-western part of the Pacific Ocean	204
2. Balance of reduction processes as expression of their intensity, its calculation and the way of expression	211
3. Balance of reduction processes in various parts of the Pacific Ocean	214
4. General scheme of localization of reduction processes of various intensity in the Pacific Ocean	221
5. Dynamics of reduction processes and thickness of the active zone of sediments	224

Problem Third

PECULIARITIES OF THE GEOCHEMICAL PROCESS IN MARGINAL AND MIDLAND SEAS

Chapter VIII

Transformation of geochemical processes in marginal seas with normal hydrochemical regime: the Sea of Japan, the Sea of Okhotsk, the Bering Sea	230
1. Peculiarities of morphometry of marginal seas of the Pacific Ocean, their manifestation in mechanical sedimentation	230
2. Distribution of $C_{org.}$ and its influence on the oxidizing-reducing system of sediments of the marginal seas	233
3. Distribution of Fe, Mn and trace elements in sediments of the marginal seas	236
4. General character of transformation of the geochemical process in transition from the Pacific Ocean to the marginal seas	241
5. The size of water area as a geochemical factor	243

Chapter IX

Peculiarities of the geochemical process in desalted seas with hydrosulphuric contamination of bottom waters: the Black Sea	245
1. Statement of a question	245
2. Time of occurrence of a recent hydrosulphuric zone in the Black Sea	246
3. Geochemical mechanism of origination of hydrosulphuric contamination of the Black Sea	253
4. Distribution of elements in above-bottom water after origination of hydrosulphuric contamination	257
5. Distribution of elements in deposits of the recent stage and the mechanism controlling it	260
6. The role of terrigenous minerals and granulometry of sediments in distribution of elements in them	267
7. Distribution of elements in a section of the Black Sea Holocene and the participation of hydrosulphuric contamination in it	271
8. On influence of salinization and hydrosulphuric contamination of the Black Sea on New-Euxinian deposits	275
9. Balance of reduction processes in Holocene sediments of the Black Sea and its importance for understanding the balance of normally aerated seas	276
10. The general sea and specific features in the geochemical process of the Black Sea	282
Bibliography	284

**Николай Михайлович
Страхов**

**ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ
СОВРЕМЕННОГО
ОКЕАНСКОГО ЛИТОГЕНЕЗА**

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР

Редактор **О. М. Петров**
Редактор издательства **Н. М. Митяшова**
Художественный редактор **В. А. Чернецов**
Художник **Ю. С. Лылов**
Технический редактор **О. М. Гуськова**

Сдано в набор 2/IV 1976 г.
Подписано к печати 3/VIII 1976 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 1.
Усл. печ. л. 28. Уч.-изд. л. 27,5.
Тираж 1150 экз. Т-15211. Тип. зак. 492.
Цена 3 руб. 08 коп.

Издательство «Наука»
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука»
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

П1

ВЫП. 299